



HAL
open science

Etude structurale et hydrogéologique de la terminaison occidentale du Massif des Mémises et de ses relations avec le complexe détritique quaternaire d'Evian

Anne Guyomard

► **To cite this version:**

Anne Guyomard. Etude structurale et hydrogéologique de la terminaison occidentale du Massif des Mémises et de ses relations avec le complexe détritique quaternaire d'Evian. Hydrologie. Université de Savoie, 2006. Français. NNT: . tel-00088561

HAL Id: tel-00088561

<https://theses.hal.science/tel-00088561>

Submitted on 3 Aug 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse de Doctorat de Géographie Physique

Anne Guyomard

**Etude structurale et hydrogéologique
de la terminaison occidentale
du Massif des Mémises et de ses relations
avec le complexe détritique quaternaire d'Evian**

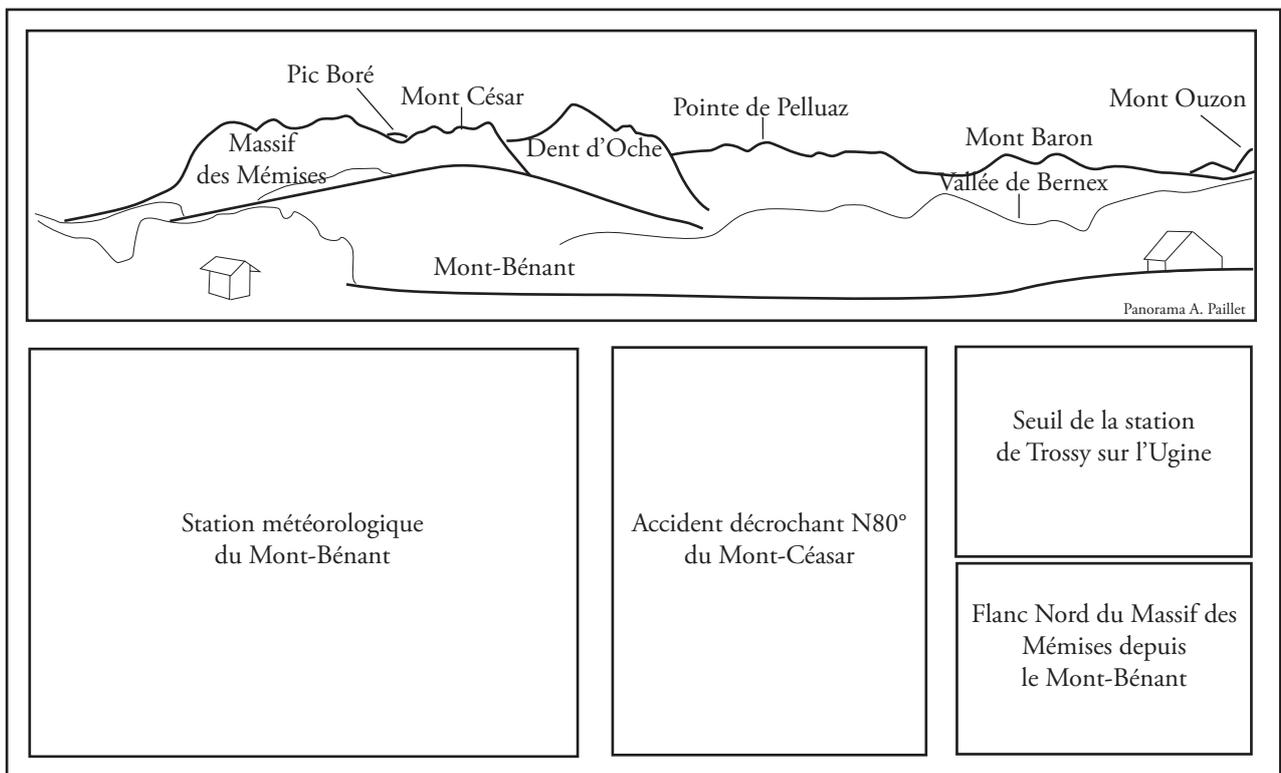
10 mai 2006

Université de Savoie - Chambéry
Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne



Composition du Jury

Pr. Bernard Blavoux	Rapporteur Président du Jury	Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse
Pr. Olivier Merle	Rapporteur	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
Pr. Aurèle Parriaux	Examineur	Ecole Polytechnique de Lausanne, Suisse
M. Jean-Christophe Bligny	Examineur	Danone Eaux France, Evian-les-Bains
M. Serge Fudral	Directeur de thèse	Université de Savoie, Chambéry
M. Jean-Yves Josnin	Co-directeur de thèse	Université de Savoie, Chambéry
Pr. Raymond Plancherel	Invité	Université de Fribourg (retraité), Suisse
M. Gérard Nicoud	Invité	Université de Savoie, Chambéry



Illustrations de la page de garde

avec Monte - Alba...

Avant-propos.

Il est d'usage qu'un seul nom figure sur la couverture d'une thèse et pourtant plus d'un y aurait sa place. Qu'ils soient à la source de ce travail ou dans le sourire d'une rencontre fugitive hors des chemins battus, ils ont nourri cet écrit. Qu'ils en soient remerciés.

Je remercie :

En premier lieu la Société Danone d'avoir financé cette étude. Plus particulièrement je remercie Jean-Christophe Bligny, Jean-Jacques Beley, Cathy Le Hec, Alexandre Norie et Frédérique Bonneval pour leurs disponibilités à répondre à mes questions, et leur accueil lors de mes passages sur Evian. Les échanges que nous avons eus ont toujours été riches d'informations, simples et chaleureux.

Monsieur Gérard Nicoud, sans sa détermination à comprendre l'hydrogéologie d'Evian et les dépôts quaternaires Lémanique, ce sujet d'étude n'aurait pas vu le jour. Je le remercie d'avoir pensé à moi pour ce travail et pour le temps qu'il m'a consacré.

Messieurs le Pr. Blavoux de l'Université d'Avignon et le Pr. Merle de l'Université Blaise Pascal d'avoir rapporté sur ce travail. Ainsi que Messieurs le Pr. Parriaux, le Pr. Plancherel (qui reconnaîtra certaines de ses suggestions dans cet écrit), Monsieur Bligny d'avoir pris part au jury de cette thèse.

Monsieur Serge Fudral, directeur de cette thèse, pour sa confiance, sa disponibilité et son humanité. Son respect m'a permis d'exprimer les doutes et les incompréhensions que j'ai rencontrés sans jugement de sa part. Cette liberté qu'il m'a offerte a permis l'aboutissement de ce mémoire.

Monsieur Jean-Yves Josnin co-directeur de ce travail qui m'a fait découvrir l'hydrogéologie et dont les passages réguliers dans le bureau ont permis des échanges continus et constructeurs. Sa gentillesse, sa diligence à relire mes textes et l'attention portée à ce travail ont été précieuses pendant ces trois années.

Monsieur et Madame Jean Riffaut, la porte ouverte de leur chalet à Bernex, leurs qualités et leurs gentillesse ont facilité grandement le travail de terrain. Ils m'ont donné un point de chute sécurisant et chaleureux.

Messieurs Lazzaroto et Quetin qui ont mis à ma disposition le spectromètre de l'INRA de Thonon, qui m'ont communiqué les données de leur station météorologique et qui ont été de bons conseillers sur la détermination de l'évapotranspiration.

Bernard Fanget du laboratoire EDYTEM. Avec lui «pas de problème» : aucune station limnimétrique ne lui résiste, pas plus qu'un injecteur en continu pour les jaugeages. Son aide a permis une instrumentation de terrain de qualité et tout cela avec la plus grande gentillesse.

Monsieur Buisson de la société Lundin international pour m'avoir gracieusement prêté les lignes sismiques pétrolières du Chablais. Sa confiance nous a permis d'avoir accès à une donnée précieuse.

Monsieur Gorin de l'Université de Genève avec qui j'ai pu discuter des interprétations que nous avons réalisées de l'imagerie sismique pétrolière.

Monsieur Jean-Claude Hyppolite du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie. Avant de travailler avec lui je ne pensais pas qu'un stéréogramme pouvait « raconter » autant de choses.

Messieurs le Pr. Weidmann, le Pr. Caron et Monsieur Mosar des universités suisses pour nos échanges et leurs conseils.

Monsieur Dray du CRG de Thonon pour son soutien amical et le logement.

Monsieur Marc Dzikowski, les traçages ont pu se faire avec son concours.

Le Club de spéléologie de Thollon les Mémises, Christian, Rémy, les Patrick, ...

Les mairies de Lugrin, Thollon, St Paul, Bernex, Novel et St Gingolph, ainsi que les services techniques de ces mairies. J'ai toujours trouvé auprès de ces services ainsi qu'auprès du personnel des stations de ski des Mémises et de Bernex un bon accueil et de l'aide pratique.

Les habitants du plateau Gavot et de Novel, spécialement ceux qui ont hébergé les pluviomètres totalisateurs dans leurs jardins.

Estelle, Yves, et Stéphane du laboratoire EDYTEM pour le temps qu'ils m'ont consacré, l'une pour réaliser des scènes animées qui me servent à présenter ce travail, l'autre pour son initiation à l'univers parallèle de Matlab et le troisième pour son aide pour instrumenter le terrain.

Renée Fenestraz qui avec le nombre d'ordres de missions que je lui ai donné connaît sûrement mieux que moi le nombre de kilomètres qu'il y a entre Chambéry et Bernex. André Paillet pour ces conseils lors de la mise en page de ce travail.

L'ensemble des membres du laboratoire EDYTEM. Ils ont rendu par leur accueil, leur gentillesse et leur soutien ce travail possible. Je ne garderai qu'un bon souvenir de ces trois ans à Chambéry.

Mes collègues thésards pour les rires, les discussions et leurs soutiens. Avec une mention particulière pour mes « colocataires » Anne-Sophie, Laurence, Morgane, Odile pour avoir supporté mon bruit et pour les bons moments partagés ainsi que pour Sylvain qui m'a fait prendre conscience de l'importance de l'étalonnage, Crélia et Eduardo pour une semaine partagée en Italie.

Les traqueurs de la faute d'orthographe qui ont eu l'impression de lire du chinois, Madame Boulet, Martine et les autres...

Enfin il y a tous ceux qui par leur amitié, leur soutien, m'ont permis de tenir pendant ces trois ans, de m'évader de mes « cailloux » du Chablais et des stations de hauteurs d'eau. Maud et Jean-Pierre, Marie-Pol et David, Barbara et Juannan, Marie et Patrick, Cath, Pascale, Sophie et Vincent, Gaëlle et Mathieu, Joël, Anne et Lydie, les Gelot, Lucile.... Et ma famille, pour qui j'ai une pensée chaleureuse particulièrement pour Marc, Yves-Marie et Audrey dont les passages estivaux m'ont apporté beaucoup de joie.

Merci à mes parents qui malgré tout ont cru en moi. Ils se sont battus avec les institutions scolaires pour que je puisse faire des études.

Avant-propos.	1
Les tables 9	
Table des figures.....	11
Table des cartes	11
Table des photographies.....	12
Table des graphiques.....	12
Table des tableaux.....	13
<i>Première partie Introduction générale</i>	15
Chapitre I. Problématique de l'étude	17
Chapitre II. Les limites et les grands traits géographiques de la région étudiée.	19
II.I La situation géographique.....	19
II.II Le contexte morpho-structural	19
Chapitre III. Le contexte géologique général	21
III.I Place de la région étudiée dans les Préalpes.....	21
III.I.a Le substratum rocheux	21
III.I.a1 Contexte géologique	21
III.I.a2 Bref historique	22
III.I.b Les formations superficielles quaternaires	24
III.I.b1 Contexte géologique.....	24
III.I.b2 Bref historique	24
III.II Le substratum rocheux et les reconstitutions paléogéographiques.....	25
III.II.a Les unités molassiques	25
III.II.a2 La molasse reconnue dans les forages du plateau Gavot.....	27
III.II.b Les Unités des Médiannes Plastiques	29
III.II.b1 Le Trias supérieur (Carnien, Norien, Rhétien).....	29
III.II.b2 Le Lias	32
III.II.b3 Le Dogger	33
III.II.b4 Le Malm	35
III.II.b5 le Crétacé et le Paléogène	35
III.II.d La Nappe du Gurnigel	38
III.II.c Les wildflyschs.....	38
III.III Le Quaternaire du plateau Gavot et de Thollon	39
III.III.a La morphologie et les formations rencontrées	39
III.III.a1 Les repères morphologiques.....	39
III.III.b Les dépôts rencontrés à l'affleurement et en forages	40
III.III.b1 Les dépôts glaciaires	40
III.III.b2 Les dépôts juxtaglaciaires	40
III.III.c Les données des forages antérieurs à 2002.....	42

Deuxième partie Etude géologique du synclinal des Mémises et de sa frange nord occidentale 45

Chapitre I. Apports lithostratigraphiques sur le substratum rocheux et données nouvelles sur les formations superficielles 47

I.I Le substratum	47
I.I.a Le Trias	47
I.I.b Le Lias	47
I.I.c Le Dogger	47
I.I.c1 Les limites cartographiques	47
I.I.d Le Malm.....	48
I.I.e Le Néocomien.....	48
I.I.f Du Crétacé supérieur à Éocène	48
I.I.c2 Les compléments lithostratigraphiques	48
I.II Les données nouvelles sur les formations superficielles.....	49
I.II.a Les dépôts morainiques et les blocs erratiques	49
I.II.a1 Dans le Vallon des Lanches.....	49
I.II.a2 Le Synclinal des Mémises (Figure n°II.1)	49
I.II.a3 Sur le Mont César	49
I.II.a4 Au col de Creusaz.....	51
I.II.a5 Sur le Mont Bénant.....	51
I.II.a6 Sur le Plateau Gavot, dans les secteurs de Thollon et du Lain	51
I.II.b Les dépôts fluvioglaciers et glaciolacustres	53
I.II.b1 Secteurs des Combes et de la carrière de Lugrin	53
I.II.b2 Les nouveaux forages réalisés pour les eaux d'Evian	57
I.II.b3 La vallée de Bernex et le secteur de Grange Blanche	59

Chapitre II. L'évolution structurale du secteur étudié..... 63

II.I Introduction	63
II.II Les données macrostructurales : Les structures remarquables dans le massif des Mémises	69
II.II.a Les structures plicatives, chevauchantes et décrochantes.....	69
II.II.a1 L'anticlinal des Lanches, cornieules	69
II.II.a2 Le flanc Sud du synclinal des Mémises dans le secteur du grand Mottay.....	71
II.II.a3 Les plis métriques des calcaires plaquetés du Néocomien sur l'arête nord des Mémises.....	73
II.II.a4 L'anticlinal du Mont Bénant	73
II.II.b Les structures extensives	75
II.II.b1 Sur le flanc nord des Mémises.....	75
II.II.b2 Au mont Bénant	77
II.II.b3 Les structures associées du col du Pertuis et leurs prolongations.....	77
II.II.c La structure du Mont César.....	79
II.III Les données Microstructurales	83
II.III.a Comparaison et description des méthodes d'analyse.....	83
II.III.a1 Principe du logiciel de Etchecopar A. et Vasseur G.	83
II.III.a2 Principe de la méthode numérique R4DT d'Angelier.	84
II.III.a3 Principe de la méthode analytique INVD d'Angelier.	84
II.III.b Le traitement et les représentations des données.....	84
II.III.b1 Le traitement des données.....	84
II.III.b2 Les données et leurs représentations.	85
II.III.c Les résultats.....	87

II.III.c1	Direction de compression N150 à N160°	87
II.III.c2	Enregistrement d'une extension globalement perpendiculaire aux structures	89
II.III.c3	Autres enregistrements de déformations mis en évidence.	90
II.III.d	Discussions et conclusions	90
II.III.d1	Plis à grande échelle	90
II.III.d2	Plissement, décrochement et extension principale.	90
II.III.d3	Proposition de coupes géologiques.	94
Chapitre III.	Les apports de la géophysique	97
III.I	La synthèse bibliographique.....	97
III.I.a	En ce qui concerne la sismique réflexion.....	97
III.I.b	En ce qui concerne les méthodes géoélectriques	97
III.I.c	Gravimétrie	99
III.II	Les profils sismiques du plateau Gavot.....	99
III .II.a	Les données	99
III.II.c	Résultats de l'imagerie sismique	107
Chapitre IV.	Conclusions	109
IV.I	Proposition d'une coupe géologique du plateau Gavot	109
IV.II	La structure de la terminaison sud-ouest des Mémises, Mont César, Mont Bénant	109
IV.I	Proposition d'un schéma de circulation des eaux.....	109
 <i>Troisième partie Hydrogéologie</i>		113
Introduction.....		115
Chapitre I.	Historique sur l'origine des eaux d'Evian et caractéristiques hydrogéologiques des formations	117
I.I	Les eaux d'Evian. Un bref historique	117
I.II	Les caractéristiques hydrogéologiques des formations	121
I.II.a	Formations quaternaires.....	121
I.II.b	Les molasses	122
I.II.c	Les « Flyschs »	122
I.II.d	Les matériaux des Préalpes Médiannes Plastiques.....	122
I.II.d1	Les Formations des Préalpes	122
I.II.d2	Les paléokarsts	122
I.II.d3	Les karsts	122
I.II.d4	Densité de joints	124
Chapitre II.	Données météorologiques	125
II.I	Introduction	125
II.II	Les stations de mesures.....	125
II.II.a	L'implantation des stations	125
II.II.a1	La station du Mont Bénant	127
II.II.a2	La station des Mémises.....	127
II.II.b	Les capteurs.	129
II.II.b1	Les capteurs de température et d'humidité.....	129
II.II.b2	Les abris des sondes température et humidité.....	129
II.II.b3	Les pluviomètres.	130
II.II.b4	Le pyranomètre	131
II.II.b5	L'anémomètre.....	131
II.III	Les Précipitations.....	131

II.III.a Les gradients altimétriques	131
II.III.b Les chroniques de précipitations entre 2003 et janvier 2006	133
II.III.c Les précipitations neigeuses et les fusions nivales :	134
II.III.d La spatialisation des précipitations	136
II.III.e Synthèse des données de précipitations.....	139
II.IV Les températures.....	140
II.VI.a Les données bibliographiques.....	140
II.IV.a1 Les gradients	140
II.IV.a1 Les moyennes annuelles et mensuelles	141
II.IV.b L'année février 2005 - janvier 2006	143
II.IV.c La spatialisation des températures.	144
II.IV.d Synthèse des données de températures.....	144
II.IV Les vents	145
Chapitre III. Les bassins versants	147
III.I Les bassins versants et les stations de mesures hydrologiques	147
III.I.a Le matériel de mesures	148
III.I.b Implantations des stations	149
III.I.b1 La station de Maxilly (Bassin versant de Coppy)	149
III.I.b2 La station de Lugrin (Bassin versant de Drainan).....	149
III.I.b3 La station des Combes (Bassin versant des Combes)	149
III.I.b4 La station des Faverges (Bassin versant de l'Ugine).....	150
III.I.b5 La station de Trossy (Bassin versant de l'Ugine)	150
III.I.c Les jaugeages	151
III.I.c1 Injection instantanée ou méthode par intégration à base de NaCl	150
III.I.c2 Injection en continu à base de E110	152
III.Id Les courbes de tarage.....	153
III.II Analyses des Chroniques	153
III.II.a Données manquantes.....	155
III.II.a1 Approche par transformée de Fourier.....	155
III.II.a2 Approche par corrélations	155
III.II.b Les débits.....	157
III.II.b1 Les débits	157
III.II.b2 Les fontes de neige	158
III.II.b3 Les crues hors périodes de fontes	159
III.II.b4 Comparaisons des débits de Trossy et de la station des Faverges	161
III.III Conclusions.....	163
Chapitre IV. L'évapotranspiration	165
IV.I Les données bibliographiques.....	165
IV.II L'évapotranspiration de référence	166
IV.II.a L'équation de Penman Monteith.....	166
IV.II.b Les équations de Turc.....	166
IV.II.b1 Turc décadaire.....	166
IV.II.b2 Turc Mensuel	166
IV.II.b3 Spatialisation des évapotranspirations de référence de Turc	166
IV.II.c Les résultats d'évapotranspiration de référence	167
IV.III L'évapotranspiration réelle (ETR)	169
IV.III.a L'évapotranspiration réelle aux stations de mesures.	170
IV.III.b Les ETR Annuelles.	171
IV.III.c L'évapotranspiration réelle annuelle après spatialisation.	172
IV.IV La pluie efficace	173

IV.IV.a L'interception	173
IV.IV.b La pluie efficace. Les résultats	173
IV.V Conclusion.....	175
Chapitre V. Les traçages	177
VI Résultats des traçages chimiques antérieurs.....	177
V.I.a Les Mémises.....	177
V.I.b Le Lain et Le Fayet.....	178
VII Généralités sur les traçages	179
V.II.a Les capteurs	179
V.II.a.1 Les filtres à charbons actifs.....	179
V.II.a.2 Les Préleveurs automatiques.....	179
V.II.b Le choix des capteurs	179
VIII Les traçages du Mont Bénant	181
V.III.a L'injection	181
V.III.b Le suivi	181
V.III.c Les résultats	181
V.III.d Discussion des résultats	182
V.III.d1 Traçage à la fluorescéine	182
V.III.d2 Traçage à la Rhodamine	183
VIII Les traçages du Massif des Mémises	185
V.IV.a Injection et protocole de prélèvement.....	185
V.IV.b Les résultats	185
V.IV.c Discussion des résultats	186
V.V Altitude d'alimentation des sources – Traçages isotopiques	189
VI.V.a Les données.....	189
VI.V.a.1 L'oxygène-18 dans les précipitations.....	189
VI.V.a.2 La relation oxygène-18 / deutérium dans les précipitations.....	189
VI.V.a.3 Les eaux du type Evian.....	191
V.V.b Les mesures d'oxygène-18, 2004 et 2005	191
V.VI Conclusion des traçages chimiques et isotopiques	193
Chapitre VI. Conclusion de l'hydrogéologique	195
VI.I Le bassin de Copsy.....	195
VI.I.a Caractéristiques géographiques.....	195
VI.I.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer.....	196
VI.I.c Les traçages	196
VI.I.d Conclusion sur le bassin de Copsy.....	196
VI.II Le bassin versant des Combes.....	197
VI.II.a Caractéristiques géographiques.....	197
VI.II.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer.....	197
VI.II.c Les traçages	198
VI.II.d Conclusion sur le bassin des Combes.....	198
VI.III Le bassin versant du Drainan	198
VI.III.a Caractéristiques géographiques	198
VI.III.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer	199
VI.III.c Les traçages.....	199
VI.III.d Conclusion sur le bassin du Drainan	200
VI.IV Le bassin versant des Mémises (Sous bassin versant du bassin de Trossy)	200
VI.IV.a Caractéristiques géographiques.....	200
VI.IV.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer.....	201
VI.IV.c Les traçages	201
VI.IV.d Conclusion sur le bassin des Mémises	201

VI.V Le bassin versant de Trossy	202
VI.V.a Caractéristiques géographiques	202
VI.V.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer	202
VI.V.c Les traçages.....	203
VI.V.d Conclusion sur le bassin de Trossy.....	203
VI.VI Le bassin versant du Vernay-Trossy associé	204
VI.VI.a Caractéristiques géographiques	204
VI.VI.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer	204
VI.VII Le bassin versant du Vernay	205
VI.VI.a Les traçages.....	206
VI.VI.Ia Conclusion du bassin du Vernay.....	206
VI.VIII Conclusion.....	207

Quatrième partie : Conclusion générale **209**

I. Synthèse géologique.....	211
I.I Le Quaternaire :.....	211
I.II Le substratum :.....	211
II. Synthèse hydrologique	213
II.I. Les données météorologiques et limnimétriques	213
II.I.a les données météorologiques.....	213
II.I.b les données limnimétriques	214
II.II. les bilans hydrologiques et les traçages.....	214
III. Relations hydrogéologiques entre le Massif des Mémises – Mont-Bénant et l'aquifère des eaux d'Evian (du pays Gavot ?).	215
IV. Perspectives	217

Bibliographie **219**

Table des annexes **235**

Annexe 1. Données de forages	237
Annexe 2. Données microstructurales	239
Annexe 3. Imagerie sismique	275
Annexe 4. Données climatiques	291
Annexe 5. Jaugeages et débits	293
Annexe 6. Données d'oxygène-18 et de deutérium	317
Annexe 7. Bibliographie alphabétique	319

Table des figures

Partie I

<i>Figure n°I.1</i> : Localisation de la zone d'étude. (Triganon 2002 - Modifiée).....	19
<i>Figure n°I.2</i> : Profil du plateau Gavot vu du Signal de Lausanne	20
<i>Figure n°I.3</i> : Carte Tectonique simplifiée des Préalpes.	22
<i>Figure n°I.4</i> : Reconstitution chronologique et paléogéographique de l'évolution de la marge glaciaire rhodanienne sur le haut plateau d'Evian.	24
<i>Figure n°I.5</i> : Evolution géologique du bassin d'avant pays nord alpin du Sénonien au Miocène supérieur.	26
<i>Figure n°I.6</i> : Carte géologique du bassin molassique Suisse et stratigraphie générale des sédiments molassiques.	26
<i>Figure n°I.7</i> : Nature des formations du substratum rocheux rencontrées en forages et altitude du toit du substratum antéquatenaire.	28
<i>Figure n° I.8</i> : Stratigraphie des Mémises - Préalpes Médiannes externe du Chablais.....	30
<i>Figures n°I.9</i> : Paléofailles normales majeures synsédimentaires du Jurassique inférieur des Préalpes Médiannes.	34
<i>Figure n° I.10</i> : Profil synthétique de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques entre le Chablais oriental et les Préalpes valaisannes et vaudoises.....	34
<i>Figure n°I.11</i> : Stratigraphie et reconstitution paléogéographique des Mémises au Crétacé et base du Tertiaire.....	36
<i>Figure n°I.12</i> : Morphologie quaternaire. Vallums morainiques, Zones humides (Dolines, Kettles.).....	39
<i>Figure n°I.13</i> : Les formes sédimentaires détritiques quaternaires	41
<i>Figure n°I.14</i> : Coupe NNW-SSE du plateau Gavot d'après Forages (Triganon [1], Triganon <i>et al</i> [3])	42
<i>Figure n°I.15</i> : Log des forages du Lain (commune de Thollon) et des Faverges (commune de St Paul).....	43

Partie II.

<i>Figure n°II.1</i> : Position du Bloc erratique du synclinal des Mémises	51
<i>Figure n°II.2</i> : Position et structure des dépôts des cordons morainiques du Col de Creusaz.....	50
<i>Figure n°II.3</i> : Détail du cirque du Lain	52
<i>Figure n°II.4</i> : Cônes de déjections des Vérons et des Combes (Extrait de Badoux <i>et al</i> 1965).	53
<i>Figure n°II.5</i> : Résultatd des profils électriques dans la carrière de la Maladière. (Siwertz 2004).....	53
<i>Figure n°II.6</i> : Coupe du Quaternaire entre la carrière de la Maladière et l'ancienne carrière des combes.....	55
<i>Figure n°II.7</i> : Levé de forages Carrière de la Maladière - Lugrin	54
<i>Figure n°II.8</i> : Corrélation des sondages du secteur d'Evian.....	56
<i>Figure n°II.9</i> : Localisation des sondages du secteur d'Evian et des coupes	57
<i>Figure n°II.10</i> : Coupe dans les dépôts de la paléo-Ugine. Centre équestre. Bernex.....	59
<i>Figure n°II.11</i> : Profils électriques de la plaine des Faverges –Rousset 2005 Modifié.....	58
<i>Figure n°II.12</i> : Le Quaternaire de la vallée de l'Ugine entre Grange Blanche et Trossy.....	60
<i>Figure n°II.13</i> : Coupe géologique de la zone d'étude, (Badoux 1965).	63
<i>Figure n°II.14</i> : Modèles de plis rétrodéformables	65
<i>Figure n°II.15</i> : Haut des Lanches. Extrait de la carte géologique	69
<i>Figure n°II.16</i> : Anticlinal des Lanches - Haut des Lanches. Structures affectant le Rhétien.....	68
<i>Figure n°II.17</i> : Structure du flanc Sud du synclinal des Mémises.....	70
<i>Figure n°II.18</i> : Plis métriques du Néocomien.	72
<i>Figure n°II.19</i> : Anticlinal du Mont Bénant	73
<i>Figure n°II.20</i> : Failles normales listriques de la terminaison occidentale des Mémises.	75
<i>Figure n°II.21</i> : Montagne des Mémises.	74
<i>Figure n°II.22</i> : Accident du col du Pertuis	76
<i>Figure n°II.23</i> : Col du Pertuis. Structures métriques	77
<i>Figure n°II.24</i> : Le Lain. A : extrait simplifié de la carte géologique B : Photo aérienne en 3D	78
<i>Figure n°II.25</i> : Pré Richard. Extrait simplifié de la carte géologique	79
<i>Figure n°II.26</i> : Relations entre décro-chevauchements et accidents normaux décrochants de la couverture	80
<i>Figure n°II.27</i> : Sackung. D'après Radbruch-Hall <i>et al</i> (1977) in Bovis (1982)	81
<i>Figure n°II.28</i> : Extrait de la carte géologique (secteur du Mont-César) et coupe.....	81
<i>Figure n°II.29</i> : Structure du Mont César.....	82
<i>Figure n°II.30</i> : Comparaison des critères de minimisation de deux méthodes d'analyse de faille.	83

<i>Figure n°II.31</i> : Les petits plis du Néocomien et l'enregistrement des décrochements.	87
<i>Figure n°II.32</i> : Les différents types de plis métriques.	89
<i>Figure n°II.33</i> : Composante décrochante et normale de la déformation.	92
<i>Figure n°II.34</i> : Relation entre l'accident décrochant de Bonnevaux et l'accident du Col du pertuis.	94
<i>Figure n°II.35</i> : Carte structurale du Léman d'après les données sismiques (Vernet <i>et al</i> , 1974, Planche VII)	98
<i>Figure n°II.36</i> : Altitude du toit du substratum d'après Meyer, 1992 (Triganon 2002, Figure n°I.27).....	98
<i>Figure n°II.37</i> : Localisation des profils sismiques (campagne 1988 - Eurafrep)	101
<i>Figure n°II.38</i> : Caractéristiques de la ligne sismique n°1 et interprétation)	100
<i>Figure n°II.39</i> : Interprétation de la ligne sismique n°2 – Réflecteurs principaux.	104
<i>Figure n°II.40</i> : Les limites de chevauchements des Préalpes Médiannes sur les flyschs et des flyschs sur les molasses para-autochtone.....	107
<i>Figure n°II.41</i> : Synthèse en 3D de l'interprétation des profils sismiques.....	106
<i>Figure n°II.42</i> : Corrélation entre les données de Dupuy 2005 et ce travail sur les limites de chevauchements des Préalpes Médiannes sur les flyschs et des flyschs sur les molasses para-autochtone.....	108
<i>Figure n°II.43</i> : Proposition de coupes du Pays Gavot	110
<i>Figure n°II.44</i> : Schéma des hypothèses de circulations des écoulements souterrains	112

Partie III.

<i>Figure n°III.0</i> : Synoptique de la partie n°III sur l'hydrogéologie.....	114
<i>Figure n°III.1</i> : Proposition d'alimentation des eaux d'Evian par La vallée de Bernex (Ugine –Dranse de Bernex) et le conglomérat des Dranses (d'après Moret in Kilian 1924)	117
<i>Figure n°III.2</i> : Proposition de schémas d'alimentation des Eaux d'Evian antérieures aux années.....	118
<i>Figure n°III.3</i> : Coupe des terrains quaternaires du plateau Gavot. (Blavoux 1965, Figure n°54).....	119
<i>Figure n°III.4</i> : Coupe Nord-Sud du versant d'Evian. (Triganon <i>et al</i> 2005).....	120
<i>Figure n°III.5</i> : Evolution des eaux. Entre le pôle eaux de surfaces et celui des eaux d'Evian.	120
<i>Figure n°III.6</i> : Comparaison des âges des CFC11, CFC12 et 3H/3He sur le bassin d'Evian. (Triganon 2002).....	121
<i>Figure n°III.7</i> : Localisation des paléokarsts. (Borel 1997, A : figure n°2-5, B : 2-12)	123
<i>Figure n°III.8</i> : Schéma du drain principal des Mémises identifié par forage.	123
<i>Figure n°III.9</i> : Localisation des stations météorologiques	128
<i>Figure n°III.10</i> : Les stations météorologiques.....	127
<i>Figure n°III.11</i> : Isohyètes du versant d'Evian 1963-1974 (Jérémie 1976).....	131
<i>Figure n°III.12</i> : Principe de spatialisation des données de précipitations.	137
<i>Figure n°III.13</i> : Carte annuelle des précipitations	138
<i>Figure n°III.14</i> : Carte des températures moyennes annuelles (°C)	142
<i>Figure n°III.15</i> : Carte des bassins versants (BV) et des stations de mesures de hauteurs d'eaux.	147
<i>Figure n°III.16</i> : Montage du capteur de hauteur d'eau Nimbus (OTT - Modifié [208])	148
<i>Figure n°III.17</i> : Carte de localisation des affluents	151
<i>Figure n°III.18</i> : Spectre d'absorbance du E110.	152
<i>Figure n°III.19</i> : Carte de radiation global du mois d'avril 2005 obtenu avec le logiciel Solar Analyst.	167
<i>Figure n°III.20</i> : Carte d'évapotranspiration réelle d'après la formule de Turc annuelle.....	172
<i>Figure n°III.21</i> : Mesure d'interception des précipitations par les conifères.....	174
<i>Figure n°III.22</i> : Carte de la répartition des pluies efficaces (ETR déterminée par la formule de Turc annuelle).....	174
<i>Figure n°III.23</i> : Coupe schématique montrant les relations entre les aquifères du plateau de Thollon et du synclinal des Mémises. (Sartiges 1978, Figure n°42)	178
<i>Figure n°III.24</i> : Localisation des points de suivi des traçages du Mont-Bénant.....	180
<i>Figure n°III.25</i> : Résultat des traçages du Mont-Bénant	183
<i>Figure n°III.26</i> : Localisation des points de suivi du traçage des Chalets de Mémises.....	184
<i>Figure n°III.27</i> : Traçage des Mémises (Légende de la carte voir figure n°II.13).....	187
<i>Figure n°III.28</i> : Résultats d'analyse de l ¹⁸ O des sources et forages du plateau Gavot et du Massif des Mémises - Mont-Bénant	190
<i>Figure n°III.29</i> : Résultat des traçages chimiques. Traçage des chalets d'ampages des Mémises et du Mont- Bénant	192
<i>Figure n°III.30</i> : Le bassin versant de Copsy. Carte topographique et courbe hypsométrique.....	195
<i>Figure n°III.31</i> : Le bassin versant des Combes. Carte topographique et courbe hypsométrique.....	197
<i>Figure n°III.32</i> : Le bassin versant du Drainan. Carte topographique et courbe hypsométrique.	199
<i>Figure n°III.33</i> : Le bassin versant des Mémises. Carte topographique et courbe hypsométrique.	200
<i>Figure n°III.34</i> : Le bassin versant de Trossy. Carte topographique et courbe hypsométrique.....	202
<i>Figure n°III.35</i> : Le bassin versant du Vernay. Carte topographique et courbe hypsométrique.	204

Partie IV

<i>Figure n°III.36</i> : Réseau d'alimentation en eaux potable sur les bassins de Trossy et du Vernay.	205
---	-----

Annexes

<i>Figure n° IV.1</i> : Proposition desite de forages de reconnaissances	217
<i>Figure n° A1.1</i> : Situations des forages utilisés pour la réalisation des coupes A et B.....	237
<i>Figure n° A2.1</i> : Représentation des contraintes.....	249
<i>Figure n° A2.2</i> : Failles conjuguées.	250
<i>Figure n° A2.3</i> : Ellipsoïde des contraintes.....	251
<i>Figure n° A2.4</i> : Représentation des angles de rupture θ de chaque site pour un tenseur proposé.....	253
<i>Figure n° A2.5</i> : Légende des figures suivante.	253
<i>Figure n° A2.7</i> : Caractéristiques du tenseur A0 avant rotation	254
<i>Figure n° A2.8</i> : Caractéristiques du tenseur A après rotation.	254
<i>Figure n° A2.6</i> : Localisation site A.....	255
<i>Figure n° A2.9</i> : Localisation du site B.....	256
<i>Figure n° A2.10</i> : Caractéristiques du tenseur B1 décrochant du site B.....	257
<i>Figure n° A2.11</i> : Caractéristiques du tenseur normal B2 du site B.....	257
<i>Figure n° A2.12</i> : Localisation du site Ca et Cb.....	258
<i>Figure n° A2.14</i> : Caractéristiques des axes de plis du site C1	259
<i>Figure n° A2.13</i> : Caractéristiques du tenseur Ca1 décrochant du site Ca.....	259
<i>Figure n° A2.15</i> : Caractéristiques du tenseur Cb1 décrochant du site C	260
<i>Figure n° A2.17</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant D.....	260
<i>Figure n° A2.10</i> : Localisation du site D, grotte de Maupas.....	261
<i>Figure n° A2.20</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant E3.....	262
<i>Figure n° A2.18</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant D2.....	262
<i>Figure n° A2.19</i> : localisation du site E. Près Richard - Bernex	263
<i>Figure n° A2.22</i> : Localisation du site F. Carrière de Meillerie.....	264
<i>Figure n° A2.21</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant E4.....	264
<i>Figure n° A2.23</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant Fa1. Site Fa	265
<i>Figure n° A2.24</i> : Caractéristiques du tenseur normal Fa2	266
<i>Figure n° A2.25</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant Fa3	266
<i>Figure n° A2.26</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant fb1	267
<i>Figure n° A2.27</i> : Caractéristiques du tenseur normal de Fb2	268
<i>Figure n° A2.28</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant n°2 de F2.....	268
<i>Figure n° A2.29</i> : Localisation du site G. feu Courbes	269
<i>Figure n° A2.30</i> : Caractéristiques du tenseur normale	270
<i>Figure n° A2.31</i> : Caractéristique du tenseur décrochant n°2 de G	270
<i>Figure n° A2.32</i> : Localisation du site H. Le Gros Cez Commune de Lyaud.....	271
<i>Figure n° A2.33</i> : Caractéristiques du tenseur décrochant n°1 de H.....	272
<i>Figure n° A2.34</i> : Caractéristiques du tenseur normal de H.....	272
<i>Figure n° A2.35</i> : Caractéristiques du tenseur normal (H3) de H	273
<i>Figure n° A3.1</i> : Localisation des profils sismiques.....	275
<i>Figure n° A3.2A</i> : Caractéristiques de la ligne sismique n°2 – Lois de vitesses.	276
<i>Figure n° A3.2B</i> : Caractéristiques de la ligne sismique n°2 – Réflecteurs principaux.....	278
<i>Figure n° A3.3</i> : Interprétation de la ligne sismique n°2 – Réflecteurs principaux	280
<i>Figure n° A3.4</i> : Caractéristiques de la ligne sismique n°3.....	282
<i>Figure n° A3.5</i> : Interprétation de la ligne sismique n°3 – Réflecteurs principaux.	284
<i>Figure n° A3.6</i> : Caractéristiques de la ligne sismique n°4.....	286
<i>Figure n° A3.7</i> : Interprétation de la ligne sismique n°4 – Réflecteurs principaux.	288

Tables des cartes

Partie II

<i>Carte n° II.1</i> : Schéma structural général.....	64
<i>Carte n° II.2</i> : Zoom du schéma structural sur notre secteur d'étude.....	67
<i>Carte n° II.3</i> : Stéréogrammes de type décrochant. σ_1 proche de N160°.....	86
<i>Carte n° II.4</i> : Stéréogrammes de type normal.....	88
<i>Carte n° II.5</i> : Stéréogrammes de type décrochant	90

Table des planches hors texte

- Planche n°1* : Carte géologique du Massif des Mémises - Mont-Bénant
Planche n°2 : Coupes géologiques
Planche n°3 : Extrait de la carte topographique (exemplaire jury)
Planche n°4 : Extrait de la carte géologique de Thonon-Chatel (exemplaire jury)

Table des photographies

Partie III.

<i>Photo n°III.1</i> : Petit conduit karstique sur joint stratigraphique à la base du Malm	123
<i>Photo n°III.2</i> : Station de mesure des hauteurs d'eau de Maxilly – Bassin versant de Coppy	149
<i>Photo n°III.3</i> : Station de mesure des hauteurs d'eau de la Fruitière – Bassin versant du Drainan	149
<i>Photo n°III.4</i> : Station de mesure des hauteurs d'eau des Combes – Bassin versant des Combes	150
<i>Photo n°III.5</i> : Station de mesure des hauteurs d'eau des Faverges Bassin versant du Trossy et du Vernay (Ugine).....	150
<i>Photo n°III.6</i> : Station de mesure des hauteurs d'eau de Trossy – Bassin versant de Trossy (Ugine)	150
<i>Photo n°III.7</i> : Injecteur en continu	152
<i>Photo n°III.8</i> : Les Traçages du Mont Bénant	180
<i>Photo n°III.9</i> : Le Traçage à la rhodamine des Chalets de Mémises.....	184

Table des graphiques

Partie III.

<i>Graphique n°III.1</i> : Différences de température entre les sondes 107 et MP100A en fonction de l'humidité relative de l'air.	141
<i>Graphique n°III.2</i> : Relation linéaire entre les mesures de précipitation d'un pluviomètre à augets et un pluviomètre cumulateur au pas de 15 jours sur 8 mois. Mont Bénant.	142
<i>Graphique n°III.3</i> : Précipitations mensuelles	144
<i>Graphique n°III.4</i> : Evolutions des précipitations	145
<i>Graphique n°III.5</i> : Hauteur de neige au sol (Bernex et Novel).....	147
<i>Graphique n°III.6</i> : Fonte du manteau neigeux en fonction des températures atmosphériques.....	148
<i>Graphique n°III.7</i> : Relation entre les précipitations de Novel et des Mémises entre mai et novembre sur l'ensemble des données disponible.....	151
<i>Graphique n°III.8</i> : Pluviomètres cumulateurs. Enregistrement des précipitations	151
<i>Graphique n°III.10</i> : Evolution des températures à Thonon.....	153
<i>Graphique n°III.11</i> : Rosace des directions de vent sur une année.	157
<i>Graphique n°III.12</i> : Courbes de tarages des sites instrumentés	166
<i>Graphique n°III.13</i> : Volume écoulé par 15min à la Fruitière. Lacune de juillet 2005.....	167
<i>Graphique n°III.14</i> : Corrélation des débits entre les stations	168
<i>Graphique n°III.15</i> : Débits (L.s ⁻¹ au pas d'une heure) sur l'année d'étude (janvier 2005 à février 2006)	169
<i>Graphique n°III.16</i> : Crues de fonte nivale.....	170
<i>Graphique n°III.17</i> : Courbes hypsométriques des bassins versants.....	171
<i>Graphique n°III.18</i> : Crue du 22 août 2005.	172
<i>Graphique n°III.19</i> : Crues de périodes d'étiage associées aux précipitations.....	172
<i>Graphique n°III.20</i> : Corrélation croisée sur les dérivées des débits (ordre 1) par stations.	174
<i>Graphique n°III.21</i> : Relation Oxygène-18, deutérium.....	201
<i>Graphique n°III.22</i> : Relation entre la teneur en ¹⁸ O des eaux et l'altitude des sources.....	203

Table des tableaux

Partie I. et II.

<i>Tableau n°I.1</i> : Altitude de la molasse dans les forages.....	29
<i>Tableau n°I.2</i> : Altitude du toit du Trias dans les forages.	32
<i>Tableau n°I.3</i> : Altitude du toit des Flyschs du Gurnigel dans les forages.....	38
<i>Tableau n°II.1</i> : Nouveaux forages réalisés par Danone Eau France.....	57

Partie III.

<i>Tableau n°III.1</i> : Estimation de la perméabilité des formations quaternaires des plateaux Gavot et Thollon	121
<i>Tableau n°III.2</i> : Stations climatiques pérennes	126
<i>Tableau n°III.3</i> : Stations climatiques installées pour cette étude.....	126
<i>Tableau n°III.4</i> : Evolution des précipitations mensuelles	132
<i>Tableau n°III.5</i> : Relation entre l'altitude et le coefficient de niviosité (%)	133
<i>Tableau n°III.6</i> : Evolutions des précipitations (mm).....	133
<i>Tableau n°III.7</i> : Précipitations 2003-2006.....	134
<i>Tableau n°III.8</i> : Relevé des pluviomètres cumulateurs. Scionnex, Bénant et Mémises	13
<i>Tableau n°III.9</i> : Equivalent en eau des précipitations neigeuses	139
<i>Tableau n°III.10</i> : Comparaison aux stations de mesures des précipitations mesurés et des précipitations après krigeage.....	140
<i>Tableau n°III.11</i> : Températures moyennes mensuelles en °C.	140
<i>Tableau n°III.12</i> : Synthèse des données de températures annuelles moyennes	141
<i>Tableau n°III.13</i> : Données mensuelles de températures en °C.....	143
<i>Tableau n°III.14</i> : Comparaison aux stations des températures annuelles mesurées et des températures annuelles après krigeage. Détermination des erreurs due à la spatialisation des températures.....	144
<i>Tableau n°III.15</i> : Caractéristiques physiques des bassins versants.....	148
<i>Tableau n°III.16</i> : Débits ($L.s^{-1}$)des ruisseaux affluent de l'Ugine entre la station des Faverges et celles de Trossy.....	151
<i>Tableau n°III.17</i> : Pourcentage des hauteurs d'eau couvert par les courbes de tarages et Importance en volume des débits hors gammes par rapport aux débits tarés (%)	153
<i>Tableau n°III.18</i> : Volume écoulé aux stations de mesures de février 2005 à janvier 2006	157
<i>Tableau n°III.19</i> : Débits des sources captées et des forages ($L.s^{-1}$).....	158
<i>Tableau n°III.20</i> : Enregistrement des précipitations cumulées entre le 12 et le 26 août 2005	159
<i>Tableau n°III.21</i> : Comparaison des débits entre Trossy et Faverges	163
<i>Tableau n°III.22</i> : Synthèse des données bibliographiques sur l'évapotranspiration dans la région d'Evian et de Thonon.....	165
<i>Tableau n°III.23</i> : Humidité relative mensuelle	167
<i>Tableau n°III.24</i> : Données d'évapotranspiration de référence (ET_0) pour les stations de mesures climatiques de Bénant, Gavot et Thonon en fonction des méthodes de calcul utilisées.....	168
<i>Tableau n°III.25</i> : Données d'évapotranspiration de Référence (ET_0) pour les stations de mesures climatiques de Gavot et Thonon en mm d'après la formule de Turc mensuelle.....	169
<i>Tableau n°III.26</i> : Données d'évapotranspiration réelle mensuelle et annuelle en mm pour la station de Thonon	170
<i>Tableau n°III.27</i> : Données de réserve facilement utilisable (RFU) mensuelle en mm	170
<i>Tableau n°III.28</i> : Comparaison des ETR annuelles obtenues d'après la formule de Turc annuel et de celles déterminés par la formule de Fourneaux et Sarrrot- Reynauld [217].....	171
<i>Tableau n°III.29</i> : Données d'évapotranspiration réelle annuelle en mm/an pour la station de Thonon.....	171
<i>Tableau n°III.30</i> : Les pluies efficaces par bassin versant (P_b : pluie brute, P_e : pluie efficace)	174
<i>Tableau n°III.31</i> : Bilan hydrogéologique global.	175
<i>Tableau n°III.32</i> : Résultats des traçages du Mont Bénant	182
<i>Tableau n°III.31</i> : Résultats du traçage des chalets des Mémises.....	186
<i>Tableau n°III.33</i> : Données météorologiques, de ruissellement, de débits captés (commune), de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.	196
<i>Tableau n°III.35</i> : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.	197
<i>Tableau n°III.36</i> : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.	199
<i>Tableau n°III.37</i> : Données météorologiques, de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer	201
<i>Tableau n°III.38</i> : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.	202
<i>Tableau n°III.39</i> : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.	203
<i>Tableau n°III.40</i> : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.	205

Tableau n°III.41 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuel) et de débit susceptible de s'infiltrer.206

Partie IV.

Tableau n°IV.1 : les pluies efficaces bassin versant par bassin versant.213
Tableau n° IV.2 : Les débits des cours d'eau par bassins versants (BV)214
Tableau n°IV.3: Bilans hydrologique par bassins versants(BV).214
Tableau n°IV.4 : Choix du site d'implantation d'un forage.....218

Annexes.

Tableau n°A3.1 : Paramètres d'acquisition et de traitement des données sismiques.....275

Chinois, Indiens, Européens ou autres éprouvons depuis des millénaires ce même besoin : reconnaître le monde qui nous entoure comme un tout, y trouver une harmonie dont pourrait s'inspirer l'ordre humain, nous positionner et nous orienter. Nous créons nos représentations de l'Univers parce que nous ne supportons pas d'y être perdus.

*Images du Monde. Les mille et une façon de représenter l'Univers avant Galilée
Huyghe, E & F.B., ed. Lattès*

Première partie
Introduction générale

Afin d'améliorer la connaissance de l'impluvium des eaux d'Evian et des interrelations entre aquifère fracturé et aquifère poreux, le groupe Danone Eaux France a souhaité que soit entreprise, dans le cadre du groupe de recherche AQUALP, l'étude de la terminaison occidentale du Massif des Mémises et de ses relations avec le complexe détritique quaternaire du plateau d'Evian Les Bains.

En effet, ce complexe détritique dit du plateau Gavot a fait l'objet de recherches récentes, effectuées notamment par Guiter, Triganon, Triganon *et al* [1-3]. Plus précisément ces travaux ont permis, grâce à de nombreux forages et à des datations palinologiques, d'identifier les formations lithostratigraphiques et leurs organisations géométriques. Celles-ci sont constituées de sédiments hétérogènes d'origine glaciaire : dépôts glacio-lacustres, tills de fonds et latéraux où s'intercalent des dépôts ligneux et tourbeux. L'ensemble s'organise en trois complexes emboîtés [2,3]. C'est dans ces complexes emboîtés que circulent les eaux d'Evian.

Parallèlement, Triganon [2] a montré que les eaux d'Evian portaient la signature isotopique ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$) d'un passage par le substratum rocheux des Préalpes Médiannes et que les âges des eaux du plateau Gavot, à faciès chimique « Evian », étaient globalement croissants d'Est en Ouest

Ce travail de thèse se situe dans la suite directe des travaux précédemment cités et a pour objectif de tester l'hypothèse de Triganon selon laquelle la zone d'infiltration principale des eaux d'Evian est le secteur du Massif des Mémises – Mont Bénant en particulier. Il consistait donc à :

- Identifier les réservoirs carbonatés susceptibles de minéraliser les eaux infiltrées ; préciser leur nature et celle de l'aquifère rocheux ainsi que la géométrie de ce dernier,

- Quantifier les apports ,
- Mettre en évidence l'existence ou non des circulations entre les réservoirs fracturés des Médiannes et les réservoirs poreux des complexes quaternaires et dans l'affirmative quantifier les flux souterrains.

Pour essayer de répondre à ces questions, le programme de travail s'est articulé selon deux grands axes. Un axe géologique avec cartographie et analyse structurale et un axe hydrologique avec réalisation de bilans hydriques d'une part et de traçages à la rhodamine et à la fluorescéine d'autre part.

Afin de restituer les résultats de cette étude nous avons organisé notre mémoire en quatre parties :

La première partie présente le contexte général de l'étude et propose un bref historique des recherches (géologie du substratum, géologie des formations superficielles), accompagné d'une synthèse bibliographique. L'ensemble de ces considérations permet de préciser les questions posées et d'exposer la méthodologie de travail mise en place.

La deuxième partie concerne la géologie du secteur étudié. Après avoir présenté et discuté les levés de terrain nous exposons les résultats de l'analyse microstructurale et proposons une carte et des coupes géologiques. Puis nous élargissons notre regard sur le secteur à l'aide des données issues des analyses sismiques. Enfin, l'intégration de l'ensemble de ces résultats nous conduit à proposer des schémas possibles de circulation des eaux.

La troisième partie s'attache à l'hydrologie. Après avoir donné un bref historique des études sur l'origine des eaux d'Evian et avoir réalisé une synthèse bibliographique des données existantes,

nous présentons les données météorologiques, puis l'étude des débits de certains ruisseaux de montagne, et nous proposons un bilan hydrologique du secteur étudié. Enfin nous présentons les traçages réalisés et l'implication des résultats obtenus sur les circulations au sein du Massif des Mémises – Mont Bénant. Les schémas possibles de circulation des eaux sont alors rediscutés.

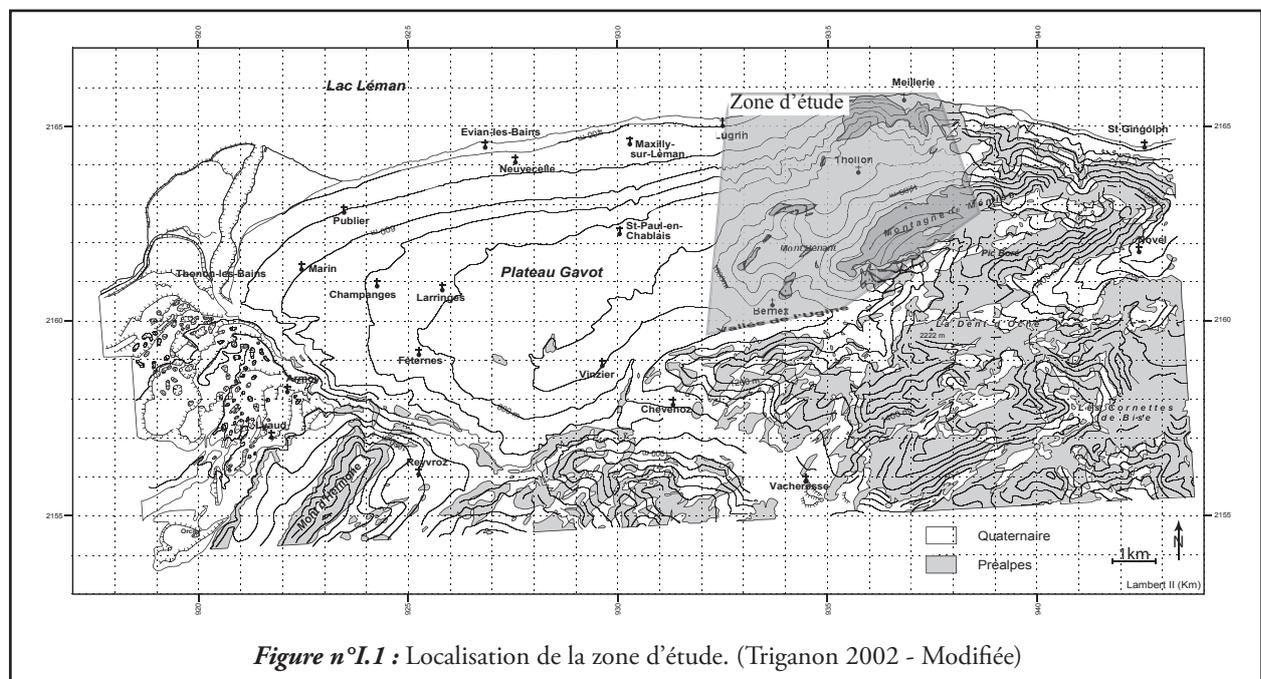
La quatrième partie concerne la conclusion générale où nous synthétisons l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques acquises afin de proposer des hypothèses d'alimentation de l'aquifère des eaux d'Evian et de nouveaux axes de recherche

Chapitre II. Les limites et les grands traits géographiques de la région étudiée.

II.I La situation géographique

Le chaînon des Mémises et la bordure orientale du plateau Gavot concernés par ce travail se situent en Haute Savoie dans le Chablais (figure n°I.1), en bordure sud du lac Léman et à l'Est d'Evian.

Plus précisément, le secteur étudié est limité au Nord par le Léman, au Sud par la vallée de l'Ugine et le massif de la Dent d'Oche, à l'Est par le Pic Boré et à l'Ouest par le plateau Gavot ou plateau de Vinzier.

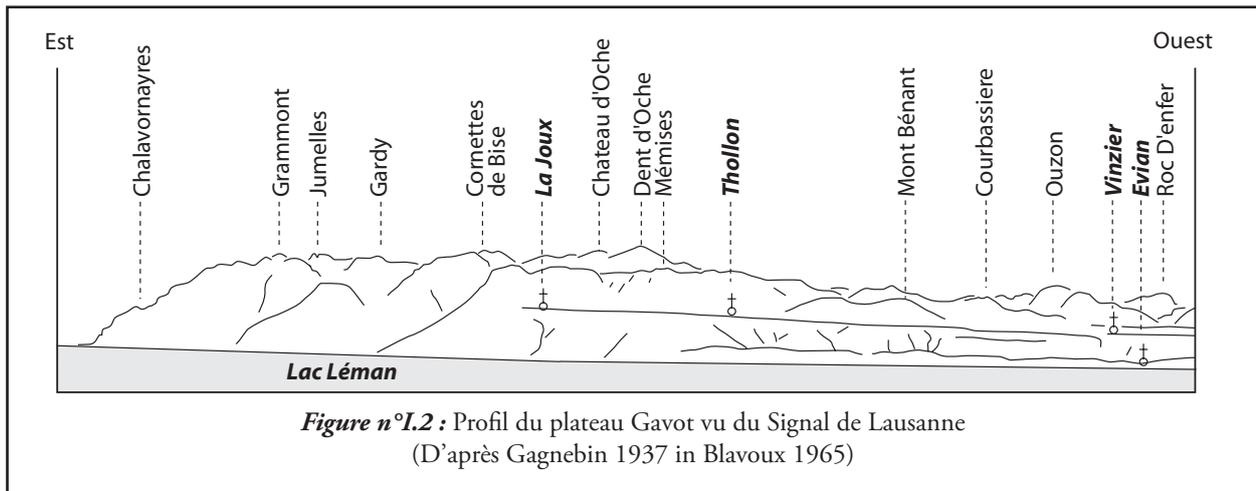


II.II Le contexte morpho-structural

Deux entités morpho-structurales se distinguent :

- Le massif des Mémises. Cette entité est remarquable dans le paysage. Elle est soulignée par la barre rocheuse calcaire du Malm qui dessine un synclinal perché. C'est l'entité la plus élevée (Pic des Mémises 1674m NGF).
- Le plateau Gavot et sa prolongation sur Thollon. Cette entité se caractérise par des formations mises en place par les glaciers

et notamment par des cordons morainiques orientés Est-Ouest. Dans le paysage nous pouvons noter que l'altitude de ce plateau tend à décroître d'Est en Ouest (Figure n°I.2) et qu'une rupture de pente sépare ce plateau du lac Léman (différence d'altitude de 400 à 500m).



Notre aire d'étude est formée par deux grands ensembles de roches superposés, un substratum rocheux appartenant aux unités des Préalpes et aux unités molassiques et un ensemble de formations superficielles quaternaires. Nous présenterons ces ensembles succinctement, en dressant pour chacun un bref historique des recherches.

III.I Place de la région étudiée dans les Préalpes

III.I.a Le substratum rocheux

III.I.a1 Contexte géologique

Les Préalpes sont constituées d'un empilement de nappes (Figure n°I.3) [4-8], le long du front Nord-Ouest de l'édifice alpin français et suisse, depuis le Mythen, près de Lucerne en Suisse, à la klippe des Annes proche d'Annecy en France [7, 20,21,46]. La klippe la plus importante des Préalpes est constituée de deux arcs montagneux délimités par trois vallées transverses, du Nord-Est au Sud-Ouest : les vallées de l'Aar, du Rhône et de l'Arve. Celles-ci définissent deux domaines : celui des Préalpes Romandes entre Rhône et Aar et celui des Préalpes du Chablais entre Rhône et Arve.

Du haut vers le bas l'ordre actuel de succession des unités structurales qui constituent les Préalpes du Chablais qui nous intéressent est le suivant :

- *La nappe Supérieure*, elle-même subdivisée en quatre unités [4,8] dont la nappe du Gurnigel, constituées de flyschs fini-crétacés à tertiaires. La nappe du Gurnigel n'est pas présente à l'affleurement dans notre zone d'étude. Elle a cependant été identifiée dans certains forages profonds du plateau Gavot (cf. paragraphe n°III.II.d).
- *La nappe de la Brèche*, riche en matériaux détritiques non émoussés d'âge jurassique en particulier.
- *La nappe des Préalpes Médiannes*. Cette unité, la plus importante des Préalpes, se

scinde en terme de faciès et selon des critères macrotectoniques, en Médiannes Rigides et Médiannes Plastiques [9].

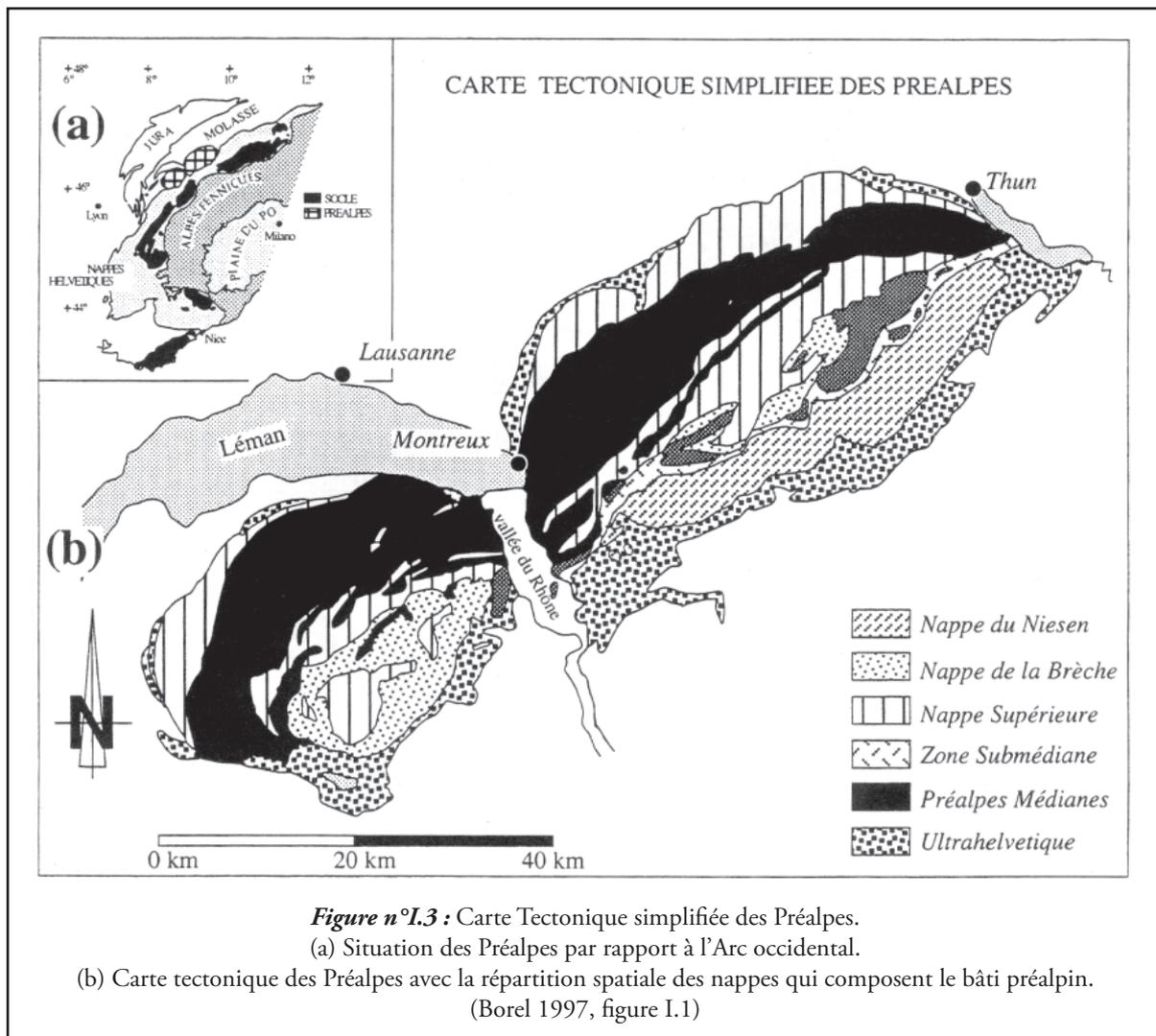
La nappe des Préalpes Médiannes Plastiques constitue « le corps » du substratum rocheux du Massif des Mémises, soit de notre zone d'étude.

- *La nappe ultrahelvétique*, complexe par ses formations de flyschs et de mélanges au sommet de la série. Certains auteurs séparent d'ailleurs ces mélanges sommitaux de l'ultrahelvétique, de mélanges d'attribution incertaine et nommés Wildflyschs. Cette nappe, comme celle du Gurnigel et des Wildflyschs n'ont pas été identifiées à l'affleurement dans notre secteur. A ce jour, par ailleurs, seuls les matériaux du Gurnigel ont été reconnus dans les forages réalisés.

- *Les unités molassiques*. Les données en notre possession mentionnent, à l'affleurement et en forages, à la fois des matériaux autochtones et para-autochtones (cf. carte hors texte)

En général, chacune de ces nappes ou unités est séparée de sa voisine par des évaporites et des cornieules.

Les reconstitutions palinspastiques conduisent à une organisation plus ou moins NW-SE de ces unités, originellement zones isopiques situées, pour les plus basses au moins, sur la marge nord de l'océan alpin [10]. Se succédaient



ainsi du NW au SE, la zone jurassienne dont les sédiments molassiques sommitaux forment le soubassement des Préalpes des zones helvétiques et ultrahelvétiques; les zones sub-briançonnaise et briançonnaise, qui donneront naissance en particulier aux nappes des Médianes ; enfin des zones à dénominations multiples dont le matériel, largement exotique, des flyschs du Crétacé supérieur au Tertiaire basal – viendra couronner les unités précédentes (d'où le terme de nappe supérieure). Dans ce dernier ensemble, la nappe du Gurnigel a la particularité d'être observée ainsi entre les unités Ultrahelvétiques ou les unités molassiques, et les unités des Préalpes Médianes, bien qu'appartenant à la nappe supérieure. En effet, lors de la phase finale de structuration (Chattien) ([11] in [2]) les Préalpes Médianes atteignent le front septentrional du domaine helvétique et la partie frontale de celles-ci vient chevaucher la nappe du Gurnigel qui l'avait précédemment chevauchée et dépassée.

III.1.a2 Bref historique

Nous nous contenterons d'un bref rappel chronologique. Pour des synthèses bibliographiques détaillées se rapporter aux écrits de Bailey ([13] in [14]) et Masson [14].

L'étude géologique des Alpes débute avec la naissance, en tant que telle, de la géologie au cours de la deuxième moitié du XVIII^e siècle et s'inscrit dans le courant naturaliste de l'époque. Si nous devons donner une date pour l'étude des Alpes, nous dirions qu'elle prend naissance avec le « Voyage dans les Alpes » de de-Saussure [15] et plus particulièrement pour les Préalpes avec la recherche de matériaux combustibles de la Fiojère à Bonnevaux, et de la Calla au Col de Verne [16].

C'est à compter des années 1850 que se développe l'étude des Préalpes. Dans un premier temps, les travaux sous l'impulsion, entre autres, de Favre [17, 18], Renevier [19] sont essentielle-

ment d'ordre stratigraphique [14]. Si bien qu'en 1890 les terrains importants sont décrits et datés. Dans un deuxième temps, en s'appuyant sur ces travaux et sur les problèmes qu'ils mettaient en évidence (« *contraste stratigraphique entre les Préalpes et leur entourage, superposition anormale constante des terrains les plus anciens des Préalpes sur leur substratum tertiaire...* ») Schardt [20, 21] propose le concept de nappe de charriage, envisage le déplacement de celles-ci par gravité et reconnaît les affinités briançonnaises de certains terrains préalpins. Il faut attendre la présentation de Lugeon à la société géologique de France [14], et son article [22], pour que cette théorie soit pleinement admise.

Les quarante années qui suivent cette charnière dans la compréhension des structures géologiques voient l'application de la théorie des nappes à l'ensemble des chaînes de montagnes [14]. Pendant cette période, les études dans les Préalpes portent sur la stratigraphie avec les travaux de Jeannet [23] et de Peterhans en particulier [24], et l'identification des diverses nappes comme celle de la Simme ([23, 25-27] in [14]) dont le caractère supérieur sera confirmé ultérieurement [28-30]. Une deuxième étape importante est franchie dans les années 1940 par Lugeon et Gagnebin [9] qui remettent en lumière la composante gravitaire des mouvements de nappe, afin d'expliquer la mise en place de ces nappes et séparent les Préalpes en deux ensembles distincts, caractérisés par des styles macrostructuraux différents. Macrostructures auxquelles ils attribuent les termes de Rigide (style essentiellement faillé) et de Plastique (style marqué par le plissement).

Puis après les travaux de Lugeon [31], Badoux [28, 32], Badoux et Lombard [33] sur la diverticulation nous sommes rentrés, selon Masson [14], dans une période semblable à celle de 1902 à 1940 où la recherche « *est en grande partie soutenue par la volonté d'appliquer et de perfectionner*

un concept qui venait de démontrer son efficacité, en l'occurrence la tectonique de gravité ». Cette période voit d'une part la mise à jour des cartes géologiques du Chablais et des Romandes ([33-35]...), et d'autre part la synthèse de Badoux et Mercanton [36] sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais en même temps qu'une reprise des études stratigraphiques avec application systématique de la micropaléontologie à l'étude des flyschs. Ces études systématiques permettent alors des datations plus rigoureuses de ces derniers (p. ex : Badoux et Weidmann [37], Caron et Weidmann [30], ...) et aboutissent à l'identification de la nappe du Gurnigel par Caron en 1972 [4].

D'une part, les recherches paléogéographiques et paléostructurales initiées pendant cette période par Badoux et Mercanton [36], Baud et Masson [38], Baud et Septfontaine [39], réintègrent les Préalpes dans une histoire plus large de la chaîne, allant de la formation de la Thétys à la structuration des Préalpes. Ce pan de la recherche n'a cessé depuis d'être actif. Nous noterons en effet, entre autres, les travaux de Septfontaine [40], Mettraux et Mosar [41], Stampfli [42], Stampfli et Marchand [43], Borel [44], Stampfli *et al* [45].

D'autre part, comme a pu l'écrire Masson [14] « les Préalpes offrent un terrain de choix pour l'étude des mécanismes de mise en place des nappes ». Cet axe d'étude de Schardt, s'est affirmé avec Lugeon et Gagnebin [9] et n'a cessé depuis d'être au cœur des débats. Ainsi Plancherel [46] dans sa synthèse sur les aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques romandes, envisage-t-il un transport des Préalpes puis leur déformation au mio-pliocène et cela en même temps que l'avant pays molassique. Pour Mosar au contraire le plissement des Préalpes est précoce (Oligocène) et les Préalpes sont transportées postérieurement à leur structuration.

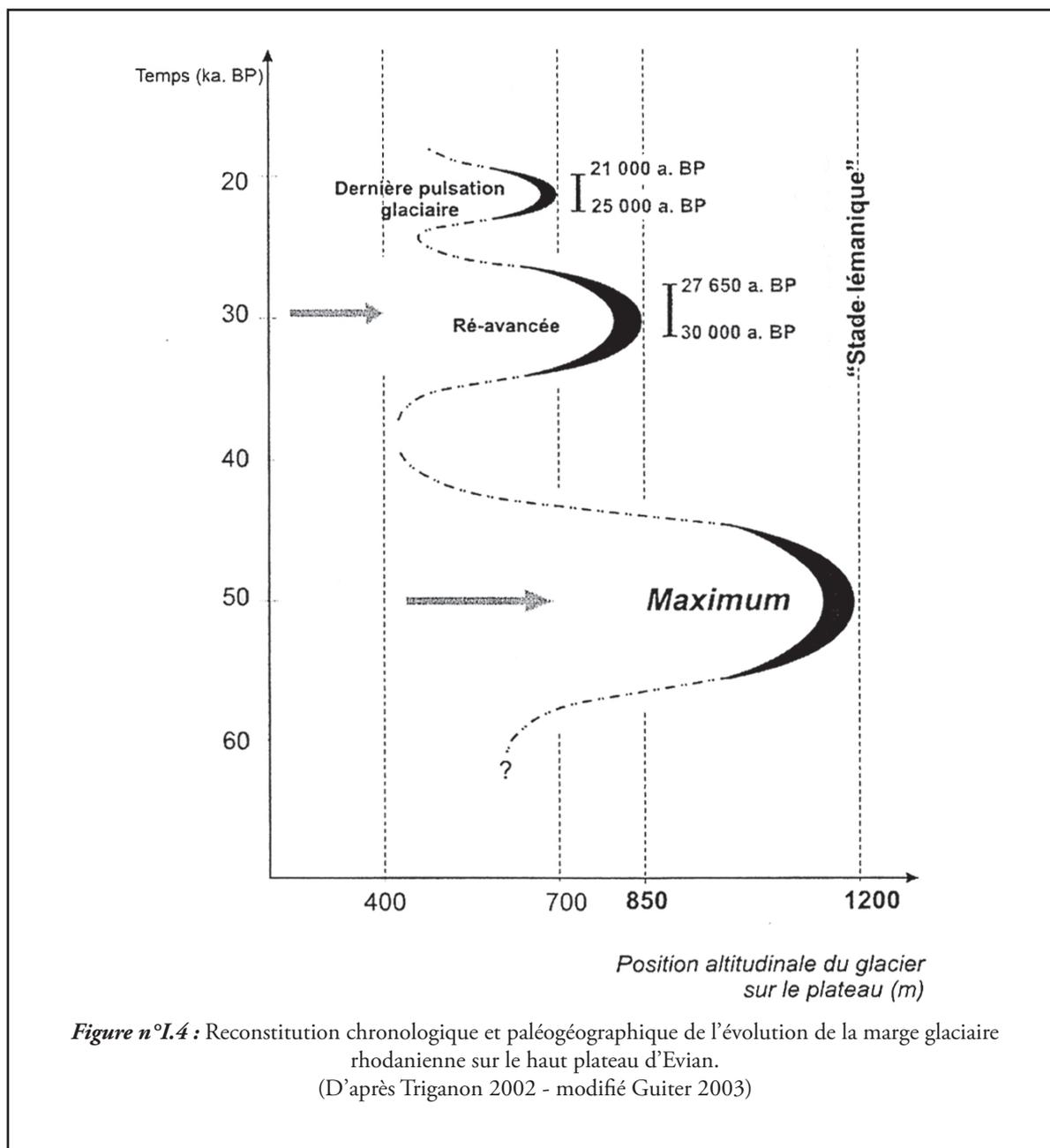


Figure n°I.4 : Reconstitution chronologique et paléogéographique de l'évolution de la marge glaciaire rhodanienne sur le haut plateau d'Evian. (D'après Triganon 2002 - modifié Guiter 2003)

III.I.b les formations superficielles quaternaires

III.I.b1 Contexte géologique

Le plateau Gavot (Figure n°I.1) qui se développe de Thollon à l'Est à Vinzier à l'Ouest, représente un ancien épaulement glaciaire et supporte des tills et des alluvions fluvio-glaciaires. Les dépôts résultent des pulsations du glacier rhodanien et des glaciers locaux. Ce Plateau enchâsse les parties occidentales, septentrionales et méridionales du Massif des Mémises.

III.I.b2 Bref historique

De nombreuses descriptions et études des dépôts quaternaires ont été proposées au cours des 19^{ème} et 20^{ème} siècles. Afin d'éviter des redites fastidieuses et inutiles sur ces travaux nous invitons le lecteur à se rapporter aux travaux de Gagnebin [47] sur « les invasions glaciaires dans le bassin du Léman », de Burri [48] sur « le Quaternaire des Dranses » et enfin de Guiter [1] sur « contribution pollen-analytique à l'histoire de la végétation au cours des derniers 100 000ans dans la région d'Evian (Haute Savoie,

France) : implication pour la chronologie du dernier glacier du Rhône ».

Nous rappellerons seulement que la mise en évidence de l'aspect pluri-phasé des glaciations dans le bassin Lémanique est due à Morlot ([49] in [48]) et que le premier travail de synthèse sur les reconstitutions chronologiques et les modalités de mise en place de ces dépôts est due à Gagnebin [47].

De même les études les plus récentes tendent à confirmer des schémas proposés par Burri [48, 50, 51] et repris par Blavoux [50, 52], Monjuvent & Nicoud [53, 54], Nicoud *et al* [55], qui considéraient que la ré-avancée majeure du glacier du Rhône postérieurement au maximum d'extension dépassait peu Genève. En effet, Les travaux de Triganon, Guiter et Triganon *et al* [1-3, 56], sur le plateau Gavot et de Chazal et Grange ([57] inédit), sur les terrasses du plateau de Thonon s'inscrivent dans la vision de Burri.

Il découle de ces derniers travaux une confirmation d'un maximum glaciaire rhodanien bien antérieur. Le schéma chronologique des glacia-

tions rhodaniennes proposé est alors le suivant (figure n°I.4) [1, 56]:

- Une crue majeure entre 65 000 et 35 000 ans BP (maximum du Würm) qui a atteint la région lyonnaise,
- Une décrue qui se traduit par un paléo-Léman (côte 400m.)
- Une ré-avancée qui ne dépasse pas la région genevoise, un retrait puis une nouvelle ré-avancée (stade lémanique [2]). Cette série de pulsations complexes (25 000 – 21 000) se termine par la déglaciation définitive à partir de 21 000 ans BP.

Nous ne devons cependant pas oublier que si cette chronologie est en accord avec les études réalisées dans les Vosges [58] ou dans l'Est Lyonnais ([59] in [3]), elle n'est pas encore admise par tous [60-63]. En effet pour Ivy-Ochs, Preusser, Schlüchter ou Arn le maximum d'extension glaciaire dans les Alpes du Nord a été atteint entre 24 et 19 ka [61]. En définitive cette chronologie reste encore sujette à d'après discussions [64, 65].

III.II Le substratum rocheux et les reconstitutions paléogéographiques

Les formations anté-quaternaires concernées par notre zone d'étude appartiennent aux unités molassiques, à la nappe du Gurnigel et à la

nappe des Préalpes Médiannes.

Nous aborderons donc, du point de vue stratigraphique, ces trois ensembles distincts.

III.II.a Les unités molassiques

III.II.a1 Descriptions des unités molassiques

Le bassin molassique s'est formé au début de l'Oligocène, en avant de la chaîne en cours de surrection et son remplissage a été soutenu jusqu'à la fin du Miocène. Du point de vue de la sédimentation, le bassin molassique se caractérise par des formations essentiellement détritiques à caractère continental ou marin de mer peu profonde et le matériel de ces formations provient, principalement des zones alpines du Sud du bassin [8]. Ces molasses peuvent être fractionnées

en quatre unités sédimentaires sur la base des environnements de dépôts, environnements liés à la combinaison des variations eustatiques et à l'orogénèse alpine [66-68] (Figure n°I.5).

Des travaux de Matter *et al* [69] et de Morend *et al* [70] on retiendra qu'il existe (Figure n°I.6). Il s'agit, du bas vers le haut :

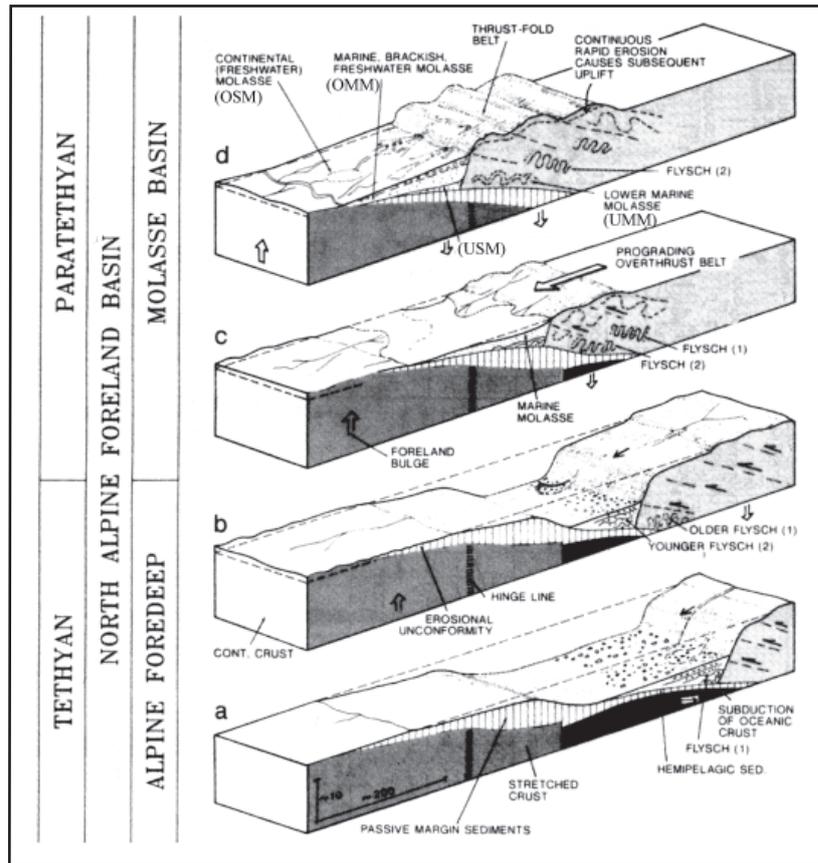


Figure n°I.5 : Evolution géologique du bassin d'avant pays nord alpin du Sénomien au Miocène supérieur. (Sissingh 1997, Figure n°9).
 (a) : Sénomien, (b) : Paléocène- Eocène, (c) : Début Oligocène, (d) : Miocène supérieur

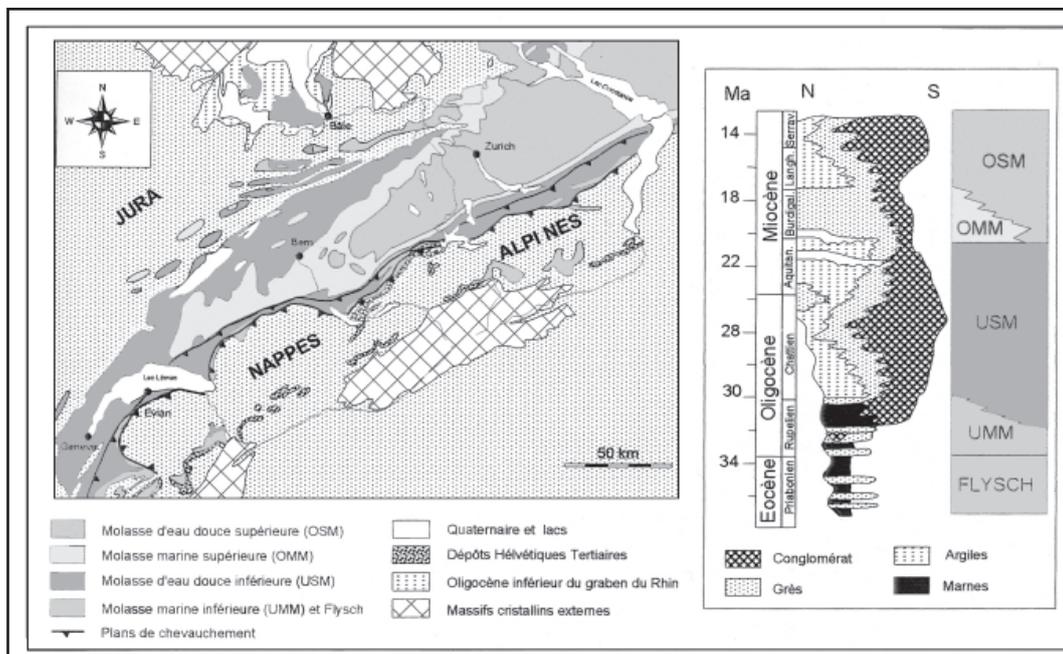


Figure n°I.6 : Carte géologique du bassin molassique Suisse et stratigraphie générale des sédiments molassiques. (D'après Morend, 2000) (Figure I-1. Triganon 2002)

- **La Molasse Marine Inférieure** (dite UMM selon les abréviations germaniques - Rupélien essentiellement). Nous avons affaire à des marnes avec intercalations de niveaux plus gréseux (turbidites). Actuellement, ces molasses affleurent simplement dans le domaine subalpin, et démontrent qu'au Rupélien, la mer est cantonnée au Sud du bassin molassique, le long du front alpin [66-70].

- **La Molasse d'Eau Douce Inférieure** (dite USM – Chattien, Aquitanien).

Nous avons de bas en haut de la série :

- des marnes et grès bariolés de teinte généralement lie de vin (Rupélien-Chattien) ;
- des calcaires d'eau douce et dolomies (Chattien terminal) ;
- des marnes et grès à gypses (Chattien terminal) ;
- des grès et marnes bariolées (Aquitanien).

Les successions et leur répartition ont permis les reconstitutions suivantes :

- Le Chattien correspond à une régression marine. Les parties ouest et centrales du bassin molassique sont en régime continental. Les dépôts en limite du front subalpin sont essentiellement conglomératiques de type deltaïque et tendent à des complexes de plaines alluviales vers le Nord. Ponctuellement, à la fin du Chattien, se développent des conditions propices à la croissance de végétaux avec développement ponctuel de niveaux ligneux. Ces niveaux correspondent à la Molasse dite à Charbon. Ils sont généralement rencontrés entre les dépôts de delta (type Mont Pèlerin – Suisse Romande) et les dépôts de calcaires lacustres et puis de gypses et marnes de lac saumâtres présents plus au Nord le long de la péninsule jurassienne [66, 68, 70].
- A l'Aquitanien, les dépôts sont principalement fluviatiles. Il est à noter que des influences marines se font sentir dès le sommet de l'Aquitanien et que l'invasion marine responsable des dépôts de la Molasse Marine Supérieure est probablement d'âge Aquitanien supérieur à début Burdigalien. [70, 66, 68].

- **La Molasse Marine Supérieure** (dite OMM – Burdigalien),

Elle correspond à des sables marins glauconieux, plus ou moins coquilliers et s'accompagne du développement de cônes de déjections dans la partie oriento-méridionale du bassin (partie orientale des Romandes jusqu'à la région de Munich). Elle débute, dans le Bassin Molassique Suisse, par une transgression marine venue du Sud-Ouest et date du Burdigalien basal [66].

- **La Molasse d'Eau Douce Supérieure** (dite OSM – Burdigalien, Tortonien)

La mer se retire définitivement courant Burdigalien et la Molasse d'Eau Douce Supérieure se développe. Les faciès prédominants sont de type deltas et plaines alluviales avec dépôts marno-sableux où s'intercalent des niveaux conglomératiques et ligneux avec développement de sols possible. Les directions de drainage du bassin sont ENE-WSW [66].

Les molasses affleurent dans le Bas Chablais au niveau de Mont Boisy, du massif des Voirons et de St Gingolph. Dans notre zone d'étude, elles ne sont pas présentes à l'affleurement. Elles ont cependant été identifiées en forage [2] et constituent une partie du substratum du plateau Gavot.

III.II.a2 La molasse reconnue dans les forages du plateau Gavot

Les forages (Tableau I.1 et Figure n°I.7) ayant atteint la molasse ont généralement mis en évidence un « ensemble hétérogène de marnes bariolées (couleur lie-de-vin à gris-bleu), de calcaires marneux et de grès fins tendres à ciment calcaire gris beige similaire à la molasse d'eau douce inférieure »[2]. Cet ensemble sédimentaire de la molasse est le seul présent dans notre secteur. Du point de vue structural, comme nous le verrons dans le chapitre sur les données sismiques, Il appartient aux molasses para-autochtones (partie II paragraphe III.II.a2).

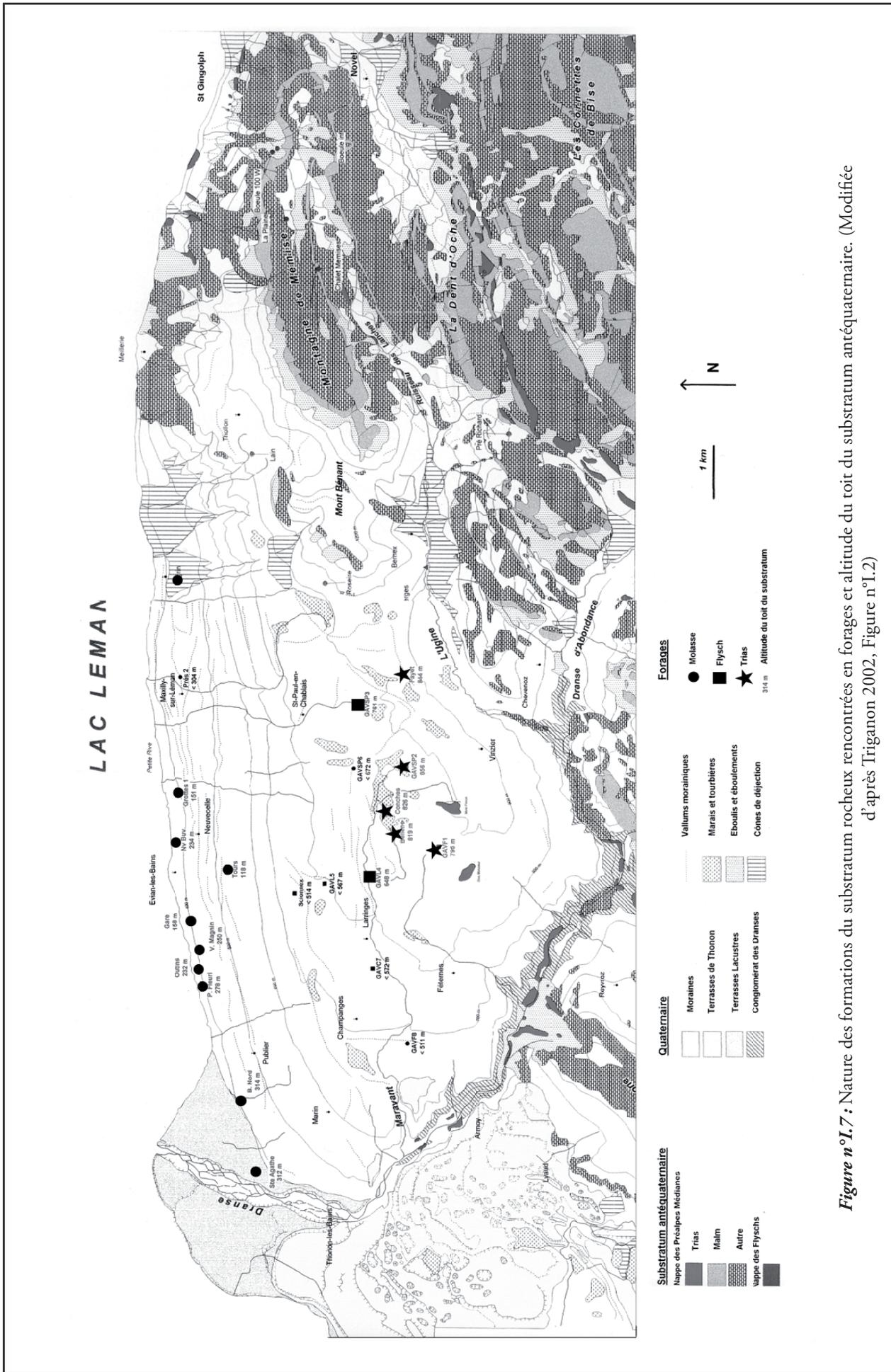


Figure n°1.7 : Nature des formations du substratum rocheux rencontrées en forages et altitude du toit du substratum antéquatenaire. (Modifiée d'après Triganon 2002, Figure n°1.2)

Forages	Méthode de foration	Année de réalisation	Coordonnée X en m	Coordonnée Y en m	Altitude Z en m	Côte de la molasse en m	Épaisseur Quaternaire en m	Pendage en degrés
S ^{te} Agathe	Carotté	1974	921,15	2162,625	389	312	223	40 à 45
Branches Nord	MFT	2000	922,51	2163,006	405	314	91	
Pré Fleuri	MFT	1999	924,643	2163,836	399,6	278,1	121,5	
Les Outins	Tricône	1992	924,925	2163,9	410	232	178	
Villa Magnin 1	Carotté	1970	925,32	2163,94	408	250	158	30
La Gare	Carotté	1973	925,87	2164,13	410	158	252	
N ^{elle} Buvette	Carotté	1974	927,39	2164,49	385	234	151	30 à 40
Grottes 1	Carotté	1973	928,33	2164,49	409	151	258	
Les Tours	Carotté	1973	926,92	2163,49	530	118	412	45
L'X	Carotté	2002	926	2163,255	610	190	420	

Tableau n°I.1 : Altitude de la molasse dans les forages.

MFT : Marteau Fond de trou. (Triganon 2002 modifié). Rq : La direction des pendages n'est pas donnée

III.II.b Les Unités des Médiannes Plastiques

Les Préalpes Médiannes, dans leur ensemble, présentent de grandes variations de faciès. Ces variations sont aussi bien temporelles que liées à de nombreux passages latéraux de faciès. Elles sont fortement liées à l'évolution paléogéographique et paléotectonique complexe du domaine Briançonnais et Subbriançonnais (décrit en particulier par Bourbon dans la région de Briançon [7, 42, 39, 71-76]).

Du point de vue des profils palinspastiques, nous nous appuyons sur les travaux de Baud et Septfontaine [39], Borel [72], Borel et Mosar [73] (Figure n° I.8).

Comme nous l'avons vu précédemment, les Médiannes se divisent en Médiannes Rigides et en Médiannes Plastiques. Nous nous intéresserons dans les lignes suivantes aux Médiannes Plastiques, les Mémises appartenant à celles-ci.

L'histoire sédimentaire des Préalpes Médiannes Plastiques, liée à l'évolution de l'océan Téthysien, s'étend du Trias supérieur au Crétacé supérieur et à la base du Tertiaire..

Du point de vue environnement de dépôt, les Médiannes Plastiques appartiennent, pour leur partie interne, au domaine Briançonnais, et, pour leur partie externe, au domaine Subbriançonnais [39]. Elles se développent dans un bassin frangeant [77], le long de la marge septentrionale de l'océan alpin.

Au regard des données paléogéographiques et des reconstitutions palinspastiques [24, 36,

39, 42, 72-74, 76], le massif des Mémises appartient à la partie externe des Plastiques.

III.II.b1 Le Trias supérieur (Carnien, Norien, Rhétien)

Stratigraphie et évolution paléogéographique

Le Trias supérieur peut être observé à l'affleurement au Sud de notre zone d'étude, dans la vallée de la Dranse et au niveau des principaux chevauchements (exemple : chevauchement de la Dent d'Oche).

Le Carnien :

Il est représenté par l'essentiel des masses de gypse. Qu'il soit saccharoïde ou rubané, il a des teintes allant du blanc au rouge.

Du fait de son comportement ductile et de sa participation aux contacts tectoniques son épaisseur originelle ne peut pas être déterminée.

Le Norien (« Dolomies blondes ») :

Il s'agit de dolomies en bancs de 0,2 à 1m à pâte claire et patine grise où s'intercalent des bancs marneux dolomitiques de teinte verte. Vers le sommet de la formation, ces bancs marneux deviennent dominants et perdent leurs caractères dolomitiques. Ils ont des teintes gris clair à verdâtre. Ces niveaux marneux plus ou moins schistosés verdâtres pourraient représen-

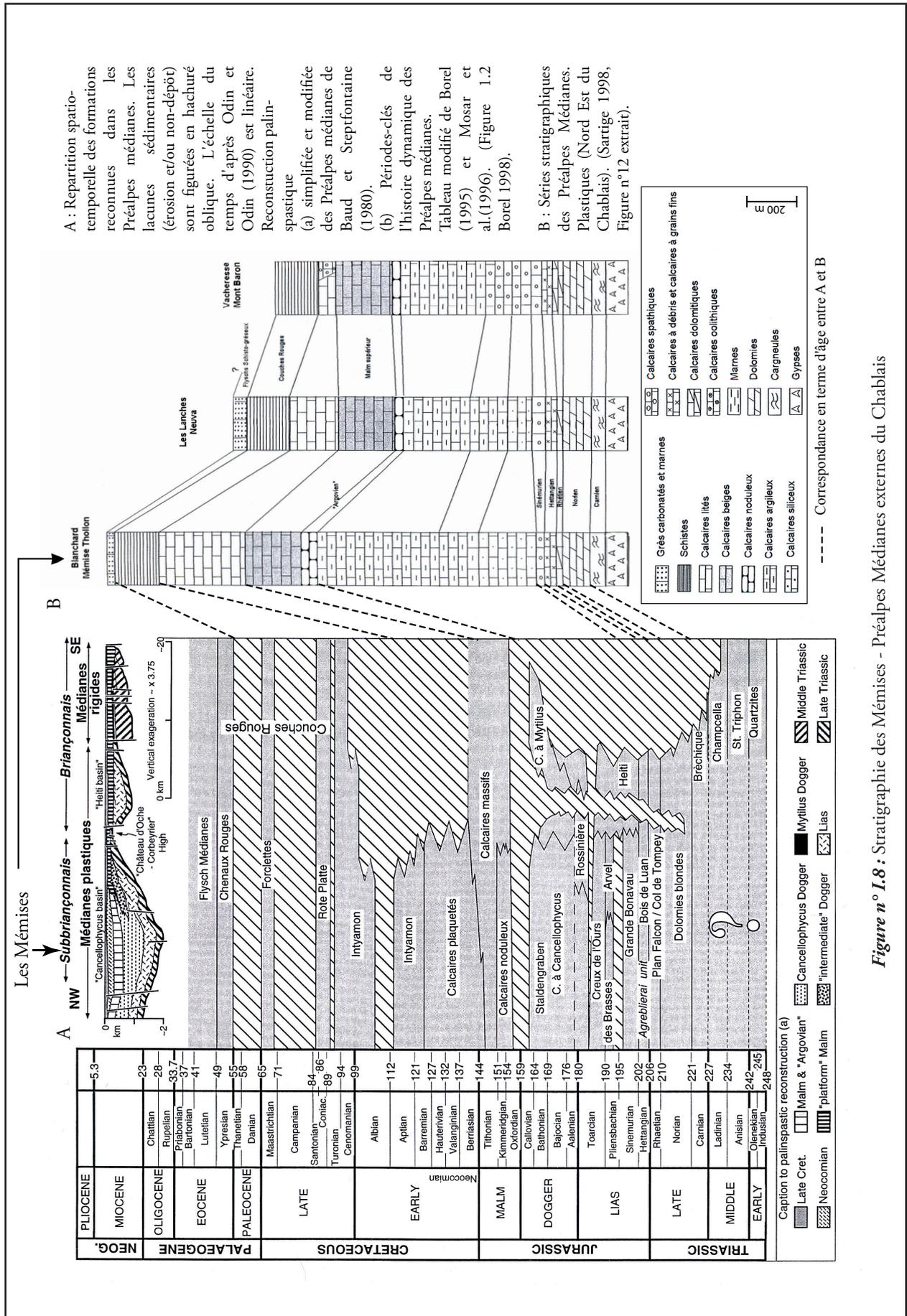


Figure n° 1.8 : Stratigraphie des Mémoires - Préalpes Médiannes externes du Chablais

ter d'anciens niveaux de cendres volcaniques. La série étant souvent incomplète son épaisseur ne peut être déterminée.

Il est à noter que les dolomies blondes sont généralement associées aux cornieules. Il s'agit de brèches tectoniques carbonatées jaunâtres à grisâtres d'aspect généralement vacuolaire. Elles soulignent les zones de contacts anormaux. Leur épaisseur est généralement de 2 à 3m, mais peut atteindre jusqu'à une centaine de mètres comme au col de Planchamps (Est de la Dent d'Oche). Les cornieules sont, d'après Baud [78], en contact soit concordant soit discordant avec les niveaux de dolomies blondes sus-jacents. Si le matériel constituant ces niveaux bréchiques tire vraisemblablement son origine des dolomies blondes noriennes, leur formation est quant à elle probablement à rattacher à l'orogénèse alpine.

Il nous faut cependant rappeler les origines possibles des cornieules. En effet, ces roches emblématiques des contacts anormaux des Alpes occidentales, rassemblent de nombreux types et variétés de roches (cornieules monogéniques, cornieules polygéniques) dont les traits communs dominants ont été résumés par Jeanbourquin en 1986 [79].

La genèse de ces roches est toujours discutée. Dans les années 1970, les auteurs s'accordaient pour voir à l'origine des cornieules, ou au moins des cornieules dites monogéniques, une roche carbonatée primaire, d'âge triasique pour l'essentiel, associée à de l'anhydrite et du gypse. La cornieulisation était interprétée alors comme d'origine tectonique, s'effectuant par fracturation assistée par des fluides, le long des surfaces de mise en place des nappes de charriage, dès les premiers phénomènes compressifs alpins [80,81]. En 1985 cependant, dans le secteur du Mont Jovet, Lu [82] décrit des cornieules structurées en filons à très fort développement vertical, sécant au litage des évaporites qui les contiennent. L'auteur proposait de relier ces objets particuliers à la phase transtensive génératrice des fractures qui affectent le site.

Une origine sédimentaire pour ces roches a aussi été proposée. Grandjacquet [83,84] analysant les cornieules des Alpes méridionales françaises considère les cornieules comme de purs

sédiments syn-à-post-tectoniques. Il postule que les cornieules représentent un complexe tectono-sédimentaire, contemporain des chevauchements épiglyptiques de la région de Digne et de Castellane. Pour Schaad, [85], il s'agit aussi de matériaux de remaniements sédimentaires, voire de destruction karstique du gypse, d'âge récent à sub-actuel, surtout en ce qui concerne les cornieules dites polygéniques, qui incluent des clastes de roches de nature très diverse dont des galets striés glaciaires.

De plus, pour la plupart des auteurs, la cornieulisation s'accompagne d'intenses phénomènes de dissolution, de précipitation et d'épigénie [86]. Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène confirment en effet ce point de vue. Par exemple, la calcite des cornieules de la vallée de Cogne, en Italie, au nord du Grand Paradis, révèle des valeurs isotopiques similaires à celles obtenues dans les dépôts récents de travertins [87].

Le point le plus remarquable, non discuté, concernant ces cornieules est donc que l'on ne peut pas concevoir leur genèse sans polyphasage.

Le Rhétien :

Le Rhétien se caractérise par des faciès variés : calcaires dolomitiques, lumachelles à *Avicula contorta*, calcaires oolithiques et marnes grises à calcaires gréseux brunâtres à *Ostrea haidingeriana*. Epaisseur 20 à 25m.

Evolution paléogéographique du Trias :

Elle est plus ou moins uniforme sur l'ensemble des Préalpes Médiannes. La distinction entre un domaine Briançonnais et un domaine Subbriançonnais n'est pas encore possible à cette époque [36, 78, 88]. Nous avons affaire à un milieu peu profond à lagunaire, marqué par de la subsidence [36] et des variations eustatiques (Mettraux 1989 in [89]). La subsidence thermique serait à mettre en relation avec l'ouverture de l'océan Hallstatt-Meliata [90], situé au NE du Briançonnais.

C'est à la fin du Trias, avec les niveaux argileux du Rhétien, que les premiers approfondissements conduisant à la différenciation des deux domaines sont enregistrés [36, 39, 78]. C'est la phase dite piémontaise, se caractérisant par une

extension, qui va s'affirmer essentiellement au Lias.

Affleurements et données de forages

Dans notre zone d'étude, les formations du Trias affleurent (Cf. extrait de la carte géologique, Badoux *et al* 1965 - fin du document), du Sud-Ouest au Nord-Est : dans la vallée de la Dranse, sur le Plateau Gavot (Au Bois Monsieur, et à l'Oratoire du Perron), dans le vallon des Lanches puis en bordure du lac au niveau des Chauffours (commune de Meillerie), de Locum et de St Gingolph (où le chevauchement a pu être observé et carté). En sus des affleurements, ces niveaux de gypses et cornieules ont été rencontrés dans certains forages du plateau Gavot (Tableau n°I.2 et Figure I.7).

III.II.b2 Le Lias

Hettangien :

Il se compose (de la base au sommet) :

- pour l'Hettangien inférieur, de marnes plus ou moins dolomitiques de teinte jaunâtre avec des intercalations de calcaires dolomitiques à gréseux (6m d'épaisseur), de calcaires gris foncé et de calcaires gris brunâtre ;
- pour l'Hettangien supérieur, de bancs calcaires compacts, de couleur gris clair à jaune clair et à pâte brune, surmontés par des calcaires oolithiques.

L'Hettangien a une épaisseur d'environ 35m.

Sinemurien :

le Sinémurien de la zone septentrionale de la Nappe Médiane, à laquelle appartiennent les Mémises, se caractérise par des calcaires spa-

thiques [91] à glauconites et altération dolomitique. Il est à noter que Borel [44] caractérise la formation de la Grande Bonavau (d'âge Sinémurien) comme étant « une succession de calcaires échinodermiques », tandis que Sartiges [91] dans sa coupe effectuée dans l'Anticlinal des Lanches (Chalets de Coutellaz) ne mentionne pas la présence d'échinodermes. D'autre part, il semble que nous ayons au Sinémurien supérieur une réduction du taux de sédimentation aboutissant à la formation d'un horizon condensé [44]. Cet horizon condensé ne semble pas avoir été observé par Sartiges [91]. Epaisseur du sinémurien, environ 30-40m [91].

Lias moyen :

Le Lias moyen, dans le Nord des Médiannes, est constitué de calcaires siliceux. Ils affleurent à Meillerie et sont exploités sous le nom de « Pierre de Meillerie ». Ils sont parfois spathiques et, dans ce cas, à grains dolomitiques et glauconieux avec présence de quelques silex [36, 91]. A leur base s'individualisent des calcaires clairs à pâte fine riches en Bélemnites.

L'épaisseur du Lias moyen tend à diminuer du Nord au Sud [91, 92], de 200-300m à Meillerie à 70-80m dans la vallée des Lanches.

Cette variation d'épaisseur est à mettre en relation avec l'apparition de failles synsédimentaires (voir ci-dessous).

Le Lias supérieur :

Au Nord, le Lias supérieur se présente sous la forme d'une alternance de marnes grises ou brunes et de calcaires marneux gris-beige, et voit s'installer dans sa partie terminale, les calcaires

Forages	Méthode de foration	Année de réalisation	Coordonnée X en m	Coordonnée Y en m	Altitude Z en m	Cote du Trias en m	Epaisseur Quaternaire en m
GAVF1	Carotté	1998	927670	2159513	860	795.4	61
GAVSP2	Carotté	1998	929128	2160268	875	856	19
Le Fayet	Tricône	1990	930900	2160404	930	844	86
Conches	MFT*	1990	928250	2160550	850	826	24
Bellème	MFT*	1990	927850	2160400	845	819	26

Tableau n°I.2 : Altitude du toit du Trias dans les forages. MFT : Marteau Fond de trou. (*) (Triganon 2002)

à zoophycos connus sous le terme de calcaires à *Cancellophycus* [36, 91].

Evolution paléogéographique du Lias :

C'est au cours de l'Hettangien que la différenciation entre le domaine Briançonnais et le domaine Subbriançonnais s'effectue. Ainsi, le sommet de l'Hettangien se caractérise, dans notre zone d'étude, par des calcaires oolithiques indicateurs d'environnements peu profonds, tandis que plus au Sud nous avons des calcaires dolomitiques à silex [36, 91]. Cette différenciation entre les deux domaines est liée à l'ouverture de l'océan Téthysien pendant le Rhétien et le Lias. Océan sur la marge duquel se développent des failles normales synsédimentaires orientées globalement ENE-WSW [41, 76]. Ces failles permettent le développement de petits bassins bordés par des zones moins subsidentes conduisant à d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs des séries sédimentaires. C'est ce type de faille synsédimentaire qui est responsable de l'individualisation du Briançonnais/Subbriançonnais de part et d'autre d'une zone correspondant actuellement au secteur Château-d'Oche – Corbeyrier [36, 39, 41, 74, 76]. D'autre part, Borel [44] considère que les niveaux condensés du Sinémurien, observés dans les Préalpes Médiannes Plastiques Externes, seraient dus à la présence d'une faille normale à vergence NW en front des Médiannes (au plus près à la limite NW actuelle des Préalpes). Cette faille associée à celle de « Château d'Oche-Corbeyrier » (Figure n°I.9) délimiterait un horst. De même, il considère que la faille « Rianda-Stockhorn », à regard NW, se manifeste simplement à partir du Domérien et que le jeu de cette faille est responsable de l'émergence d'une fine bande de terre, mais que ces effets ne se feront particulièrement sentir qu'à partir du Dogger.

A compter du Pliensbachien supérieur - Toarcien inférieur, la faille normale synsédimentaire (Château-d'Oche – Corbeyrier) semble inversée [74, 76] et « des mouvements compressifs affectent une grande partie de la marge N-Théthysienne lors de l'extension océanique [76] », cela jusqu'à l'Oxfordien [93], induisant l'érosion des formations antérieures au niveau de ce seuil et plus au Sud. Cette phase compres-

sive, selon Borel [72], est à mettre en lien avec le soulèvement de l'épaule du rift piémontais, qui induit le glissement de la partie radiale du bassin frangeant sur les niveaux évaporitiques, et inverse localement le contexte général en extension. Au Nord de cette zone de seuil se développe une « aire de sédimentation » à subsidence prédominante; [72, 44] où les calcaires à *Cancellophycus* (Zoophycos) se développent.

Au contraire de ce qui était généralement admis jusqu'alors [39, 40], il n'y a pas au Lias de reliefs marqués et « l'aspect géométrique actuel provient pour l'essentiel de l'érosion ultérieure (post-liasique, toarço-aalénienne et callovo-oxfordienne) » [44]

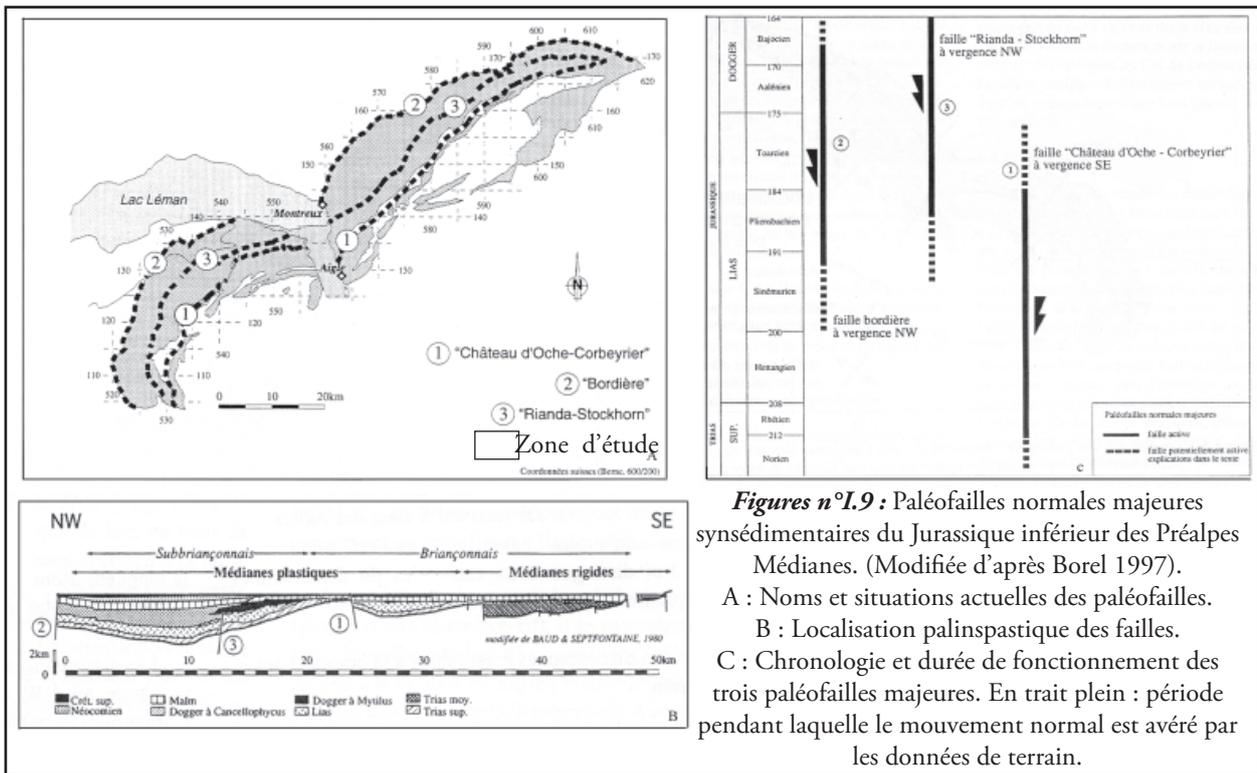
III.II.b3 Le Dogger

Au niveau des Mémises, le Dogger dit « Dogger à *Cancellophycus* » (Figure n°I.10) [36, 91] est dans la continuité de la fin du Lias dont il ne peut se distinguer si ce n'est par des critères paléontologiques : abondante faune d'Ammonites principalement dans le Toarcien [34, 36]. Nous avons affaire à une alternance de marnes beiges et de calcaires en bancs marneux beiges à cassure sombre pouvant présenter des zoophycos (*Cancellophycus* [34, 36]). A noter qu'au sommet de la série, sur le flanc sud des Mémises et dans le Vallon des Lanches, apparaissent des niveaux oolithiques au sein des calcaires argileux [91, 92, 94].

Les faciès *Cancellophycus* montrent d'importantes variations d'épaisseur du Nord au Sud [93, 94, 96] : Mémises Nord : environ 500-600m, Les Lanches environ 300-350m [91].

Evolution paléogéographique du Dogger :

Du point de vue de la paléogéographie, le Dogger est dans la prolongation directe du Lias. Les accidents synsédimentaires identifiés au cours du Lias sont toujours agissants et leurs effets, particulièrement ceux de la faille « Rianda-Stockhorn », se font sentir. Elles permettent de définir deux environnements : un domaine bathyal à forte subsidence au Nord [72, 44], auquel appartiennent les Mémises, et un domaine peu profond au Sud, très peu subsident en comparaison du premier, correspondant à la



Figures n°1.9 : Paléofailles normales majeures synsédimentaires du Jurassique inférieur des Préalpes Médiannes. (Modifiée d'après Borel 1997).
 A : Noms et situations actuelles des paléofailles.
 B : Localisation palinspastique des failles.
 C : Chronologie et durée de fonctionnement des trois paléofailles majeures. En trait plein : période pendant laquelle le mouvement normal est avéré par les données de terrain.

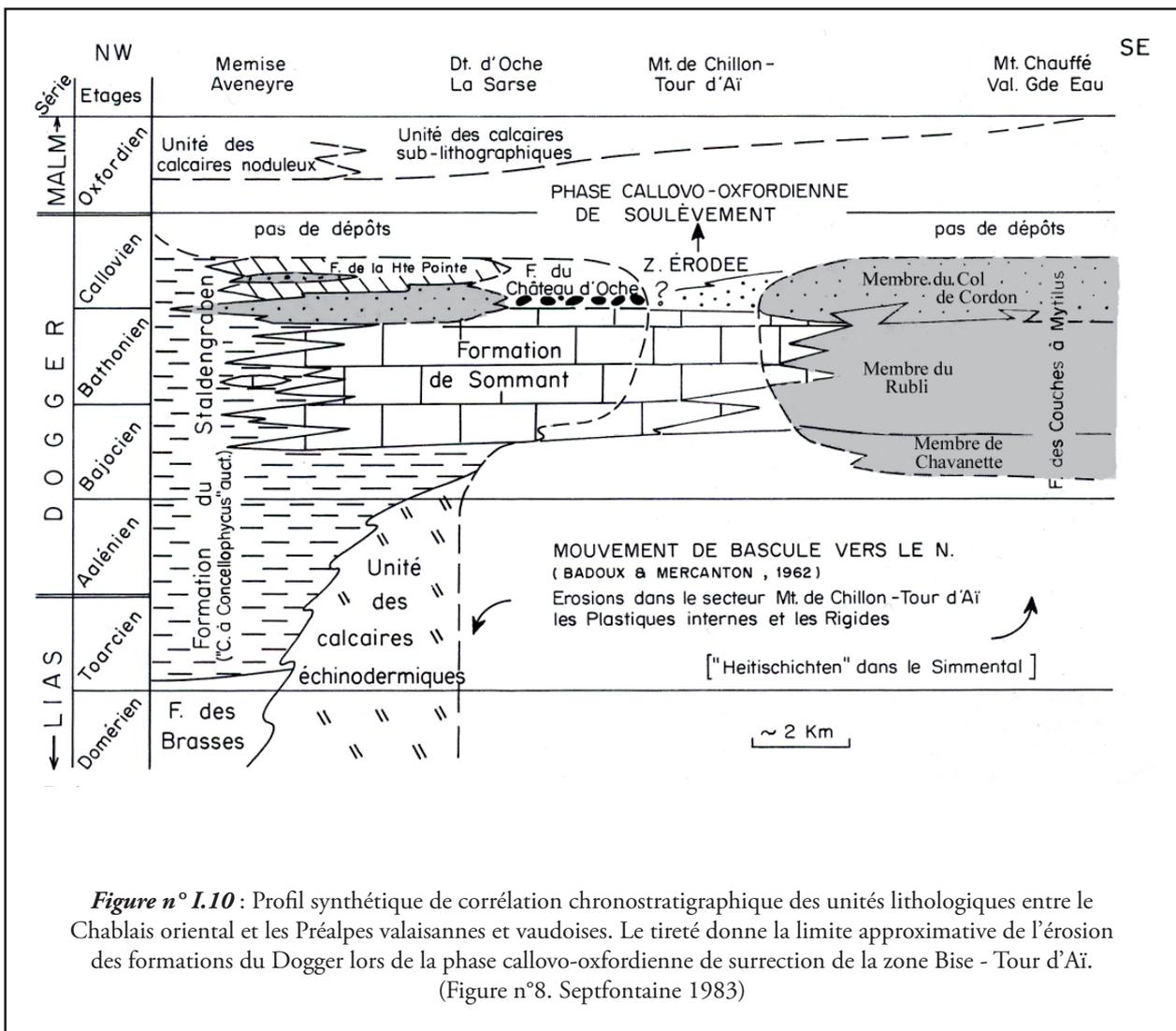


Figure n° 1.10 : Profil synthétique de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques entre le Chablais oriental et les Préalpes valaisannes et vaudoises. Le tireté donne la limite approximative de l'érosion des formations du Dogger lors de la phase callovo-oxfordienne de surrection de la zone Bise - Tour d'Ai. (Figure n°8. Septfontaine 1983)

plate-forme des couches à *Mytilus*. Il est cependant à noter qu'à la fin du Dogger l'influence de la plate-forme se fait sentir (niveau oolithique du haut des Lanches) dans le domaine Nord.

L'enfoncement du bassin, de l'Aalénien au Callovien, répond à la subsidence thermique générale de la Téthys alpine au niveau du bassin frangeant subbriançonnais et de l'épaule du rift [72, 44, 74]. Pendant le Dogger, le système « Château d'Oche-Corbeyrier » et « Rianda-Stockhorn » fonctionne toujours en compression [76], cette compression étant en fait due à un différentiel de subsidence

III.II.b4 Le Malm

Le passage Callovien – Oxfordien n'est pas continu [44, 40, 72]. (Figure n° I.10)

Les faciès du Malm inférieur dans les Préalpes Médiannes Externes sont connus sous le nom d'« Argovien noduleux ». Ils se caractérisent par des alternances de calcaires, marnes et schistes noduleux, colorés en brun rouge ou verdâtre [36, 46, 95, 91, 40]. L'épaisseur de cette formation est très variable du Nord au Sud des Mémises. Ainsi, Sartiges [91] indique une épaisseur de 80m sur le chemin forestier de Lajoux-Corniens tandis que dans l'anticlinal des Lanches, il donne une épaisseur de 10-20m, épaisseur confirmée par Rappaz *et al* [92].

Le passage entre ces faciès noduleux et les calcaires gris du Malm supérieur se fait de façon continue [91]. Plus précisément, le Malm correspond à des faciès calcaires de teintes grisâtres à jaunâtres dans lesquels, à la base, nous trouvons des grains de quartz, de glauconites et des débris d'entroques et spicules. Puis nous passons à des calcaires à radiolaires et calpionelles. Enfin, nous avons l'apparition de silex, silex devenant de plus en plus abondants vers le sommet. Le passage au Néocomien se fait de façon continue [36, 94]. Comme pour le Malm inférieur, il y a de grandes variations d'épaisseur [91, 92] : 200m sur le flanc Nord des Mémises et 50m sur le flanc Sud pour Sartiges [91].

La question de l'origine de ces variations d'épaisseur se pose. Au vu des données de Heinz et Isenschmid [96]) le massif des Mémises, à cette période, se trouve dans la zone de bassin ce

qui implique des épaisseurs théoriquement plus ou moins constantes.

Nous verrons plus loin (Partie II Chap. 2) que ces variations d'épaisseur sont en fait liées à des causes tectoniques.

Evolution paléogéographique du Malm :

Le Callovien-Oxfordien est marqué par une lacune à mettre en relation avec la remontée des Préalpes [39], dans leur totalité, au minimum de 120m [40, 76]. Pour Borel [72, 44], cette remontée serait liée à un délestage tectonique [44] ou à un événement (apport thermique, remontée du soubassement du bassin) précédent l'ouverture de l'océan Valaisan [7, 72, 44].

Au Malm supérieur, la subsidence reprend. Elle est plus marquée dans les Plastiques Externes que plus au Sud où, selon Borel [72], l'ouverture de l'océan Valaisan pourrait provoquer des soulèvements localisés de ses marges.

III.II.b5 le Crétacé et le Paléogène

Le Néocomien

Le passage Malm - Néocomien se fait dans la continuité. Il semble difficile de placer une limite cartographique entre ces époques [95, 91]. Selon les auteurs, cette limite diffère en effet quelque peu. Badoux [34, 36] considère comme limite cartographique (de la fin du Malm) l'apparition de « tâches grises ou sombres dues à des nuages de pyrites finement divisées » dans des calcaires blancs à pâte fine tandis que Sartiges [91] choisit de faire passer cette limite au sein des niveaux les plus riches en silex, niveaux surmontant les niveaux précédemment cités. Lors de nos levés cartographiques nous avons opté pour la limite définie par Badoux.

Le Néocomien se caractérise par des calcaires à pâte claire en petits bancs bien définis à silex. Dans la partie supérieure, les silex sont plus rares et sont remplacés par des marnes noires - gris sombre dont l'importance croît vers le sommet de la série. Les calcaires sont généralement connus sous le terme de calcaires en plaquettes.

L'épaisseur du Néocomien varie de 50 à 300m. Il est à noter que les calcaires en plaquettes ont tendance à être affectés par de nombreux

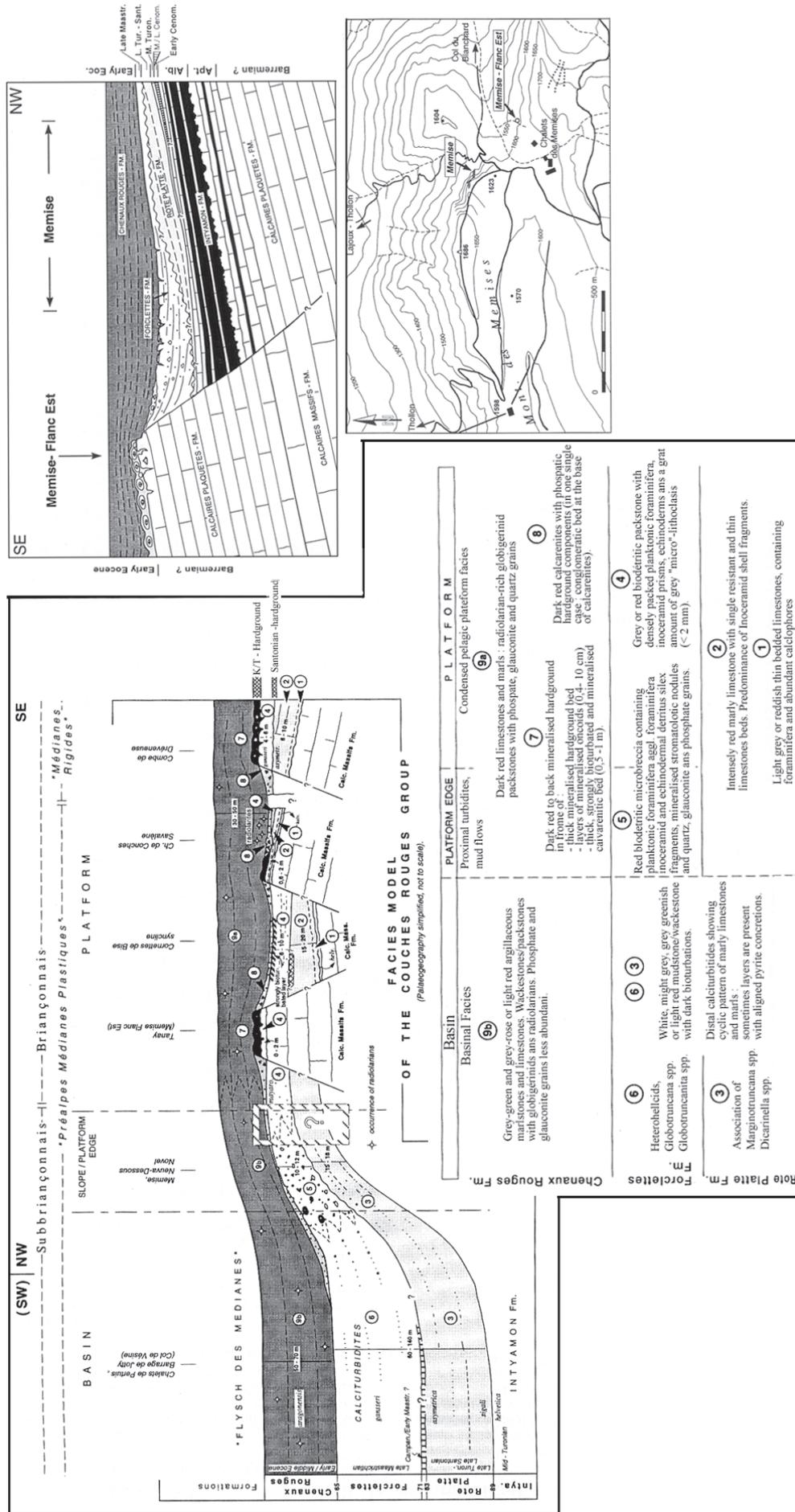


Figure n°I.11 : Stratigraphie et reconstitution paléogéographique des Mémises au Crétacé et base du Tertiaire (Hable 1997, Modifié).
 A : Reconstitution paléogéographique (Hable figure n°52).
 B : Extrait de A (Hable figure n°58).
 C : Carte de localisation des affleurements (Hable figure n°22).

petits plis disharmoniques à rayon de courbure métrique, rendant l'estimation de leur épaisseur difficile.

Les couches rouges (Crétacé supérieur à Eocène)

Les couches rouges sont constituées de marnes et de calcaires marneux. Elles prennent des teintes allant du rouge au blanc en passant par des colorations rosâtres à verdâtres.

Ces niveaux transgressent le Malm (ex. : Synclinal d'Oche [36]) et le Néocomien (ex. : Synclinal du Neuva [97]) et débutent entre l'Albien et le Paléocène selon les secteurs. Ils sont donc diachrones.

Dans les Mémises selon Sartiges et Savary [91, 94] les couches rouges ne semblent pas transgresser le Néocomien et sont apparemment en continuité avec celui-ci. Leur épaisseur est variable entre les flancs Nord et Sud du Synclinal. « Sur le flanc Sud les couches rouges sont réduites et seul le Paléocène est complet. » [91].

Variabilités des formations du Crétacé et du Paléocène

Il est à noter que selon Badoux et Mercanton [36], le paléocène est absent aux Mémises. L'Eocène repose directement sur le Campanien et débute par un hard-ground. Cette particularité ne semble pas avoir été mise en évidence par Sartiges [91] puisqu'il considère que « le Paléocène est lié stratigraphiquement au Crétacé supérieur dans cette région ». Tandis que les travaux de Hable [98] corroborent les observations de Badoux et Mercanton [36]. Ainsi, met-elle en évidence dans le synclinal des Mémises (Figure n° I.11) la présence d'une faille normale listrique ayant fonctionné du Barrémien (au moins) à l'Eocène basal. Cette faille synsédimentaire a permis l'individualisation de deux environnements : celui de « Mémise flanc-Est » se développant sur le compartiment haut de la faille et celui des « Mémises » se développant sur le compartiment affaissé.

Environnement de « Mémise Flanc-Est » :

Il se caractérise par un très faible taux de sédimentation et développement de stromatolites

et d'oncoïdes pouvant aller jusqu'à des diamètres de 6 à 12cm, le tout pris dans une matrice rouge rosé de calcaires micritiques et se termine par un hard-ground. Cette formation se développe sur les calcaires plaquettés (Fm.) érodés par des courants sous-marins et sont d'âge fini-paléocène [98] à début éocène.

Nous avons donc, toujours selon Hable, une situation stable du Crétacé basal jusqu'à la fin du Maastrichtien avec perte de cette stabilité au début tertiaire qui conduit par la suite à une uniformisation des faciès (Couches des Chenaux rouges).

Épaisseur 25 cm entre les calcaires plaquettés et les chenaux rouges.

Environnement de « Mémises » (flanc affaissé):

Il se caractérise par une sédimentation plus ou moins continue (Aptien à la limite Crétacé/Tertiaire) de marnes et de calcaires souvent turbititiques voire biodétritiques bréchiques de couleur rouge comme au Maastrichtien (Fm. De Forclettes) où, toujours selon Hable, « l'environnement Mémises » se trouve dans une zone de transition entre la plateforme et le bassin.

La sédimentation se termine par un hard-ground phosphaté, avant le développement de la formation des chenaux rouges d'âge éocène basal.

Épaisseur de l'Albien inférieur à la limite Crétacé/Tertiaire, environ 60m.

Le flysch schisto-gréseux (Eocène inférieur et moyen)

Le passage des couches rouges au flysch se fait par des marnes noires à lentilles de grès glauconieux. Le flysch est constitué de calcaires gréseux, micacés, parfois glauconieux en petits bancs [34,36,46,91].

Épaisseur environ 40m aux Mémises.

Cette formation clôt la série stratigraphique des Préalpes Médiannes.

Evolution paléogéographique au Crétacé - Paléogène :

L'évolution paléogéographique du début Crétacé à l'Eocène se fait dans la continuité de la fin du Malm. La sédimentation est globalement

pélagique avec, à l'Eocène, des couches rouges indiquant un environnement à la limite de compensation des carbonates. La subsidence est marquée. Celle-ci est, selon Borel [7, 44, 72], liée à l'influence de « la subsidence thermique de l'océan valaisan, combinée avec la fermeture de l'océan piémontais ».

Cependant, cette continuité n'est qu'apparente puisque, comme nous l'avons dit ci-dessus, de l'Aptien à la base de l'Eocène une faille synsédimentaire [98] isolant deux environnements, un environnement Sud-Est caractérisé par de l'érosion et un niveau condensé d'âge début Eocène et un environnement Nord-Ouest en milieu moins agité et plus profond se caractérisant par une sédimentation plus ou moins continue.

Par la suite, nous n'avons plus de dépôts dans les Préalpes-Médianes. Nous rentrons dans la phase de structuration des nappes de décollement.

III.II.c La Nappe du Gurnigel

La Nappe du Gurnigel, définie par Caron [4], a uniquement été rencontrée dans des forages réalisés sur le plateau Gavot [2] aux lieux-dits le Lejeux (commune de Larringes – n° GAVL4), les Ingels (commune de St Paul-en-Chablais – N° GAVSP3) et le Crêt (commune de Lugrin) (Tableau n°I.3 et Figure I.7). Cette nappe d'origine ultrabriançonnaise [100, 101], a été définie dans les Romandes comme formée par :

- La série de Hellstätt d'âge Maastrichtien faite de marnes, argilites, conglomérats poly-

géniques et calcaires blonds plus ou moins argilo-silteux à Fucoïdes.

- Les grès du Gurnigel (masse principale) composés de séquences grésopélitiques d'épaisseur très variable. Les grès peuvent être localement très développés et contenir des conglomérats plus ou moins grossiers à éléments de quartz, de roches granitiques et métamorphiques et de calcaires mésozoïques.

Dans le Chablais l'équivalent de la série de Hellstätt n'a pas été mis en évidence, par contre les Grès du Gurnigel, forment la chaîne des Voirons [100] au SW des Mémises. Ils sont alors à conglomérats plus développés que dans les Romandes et d'âge Thanétien basal à Lutétien [102].

III.II.d Les wildflyschs

Les wildflyschs n'affleurent pas directement dans notre zone d'étude. Ils ont cependant été rencontrés dans la vallée de la Dranse à 1km à l'amont du pont de la Douceur. Ils rentrent dans les « mélange infrapréalpin » [95] qui forme la semelle des nappes préalpines supérieures.

Les wildflyschs, sont constitués d'un ensemble chaotique et hétérogène (en taille et en provenance) de matériel pris dans une matrice de nature flyschoides [99,75]. Ils sont d'origine tectono-sédimentaire et résultent de la mise en place des Préalpes. Cependant, toujours selon Plancherel, « la part de mécanismes sédimentaires ou tectoniques allouée à l'élaboration de ce mélange varie selon les auteurs »

Ils sont d'âge Priabonien au moins [Kapellos 1973 in [100]].

Forages	Méthode de foration	Année de réalisation	Coordonnée X en m	Coordonnée Y en m	Altitude Z en m	Cote du Flysch en m	Epaisseur Quaternaire en m
GAVL4	Carotté	1998	929970	2160765	820	648	172
GAVSP3	Carotté	1998	930256	2161218	881	760,8	292,2
Crêt Lugrin *	– MFT	2002	931570	2165168	445	101,5	

Tableau n°I.3 : Altitude du toit des Flyschs du Gurnigel dans les forages. (Triganon 2002 modifié).

III.III Le Quaternaire du plateau Gavot et de Thollon

III.III.a La morphologie et les formations rencontrées

III.III.a1 Les repères morphologiques

La morphologie glaciaire du plateau Gavot et de Thollon se caractérise par la présence :

- de vallums morainiques,
- de terrasses ou replats,
- de dolines.

Vallums morainiques

Les vallums morainiques sont nombreux sur le plateau Gavot. Ils ont généralement des directions Est-Ouest. Cependant, certains sont Nord-Sud (Figure n°I.12 et (Cf. extrait de la carte géologique, Badoux *et al* 1965 - fin du document) comme ceux du Mont-Bénant. Sartiges [91] considère que ces vallums peuvent être regroupés en cinq familles, familles qu'il rattache aux différents stades de retraits glaciaires, soit du Sud au Nord :

- Les Vallums du Mont-Bénant (Altitude de 1200m)
- Les Vallums de Larringes, Lyonnet –Praubert –Thollon (Altitude de 800 à 1000m)
- Les Vallums de Champanges – St

Thomas – St Paul (Altitude de 650 à 850m)

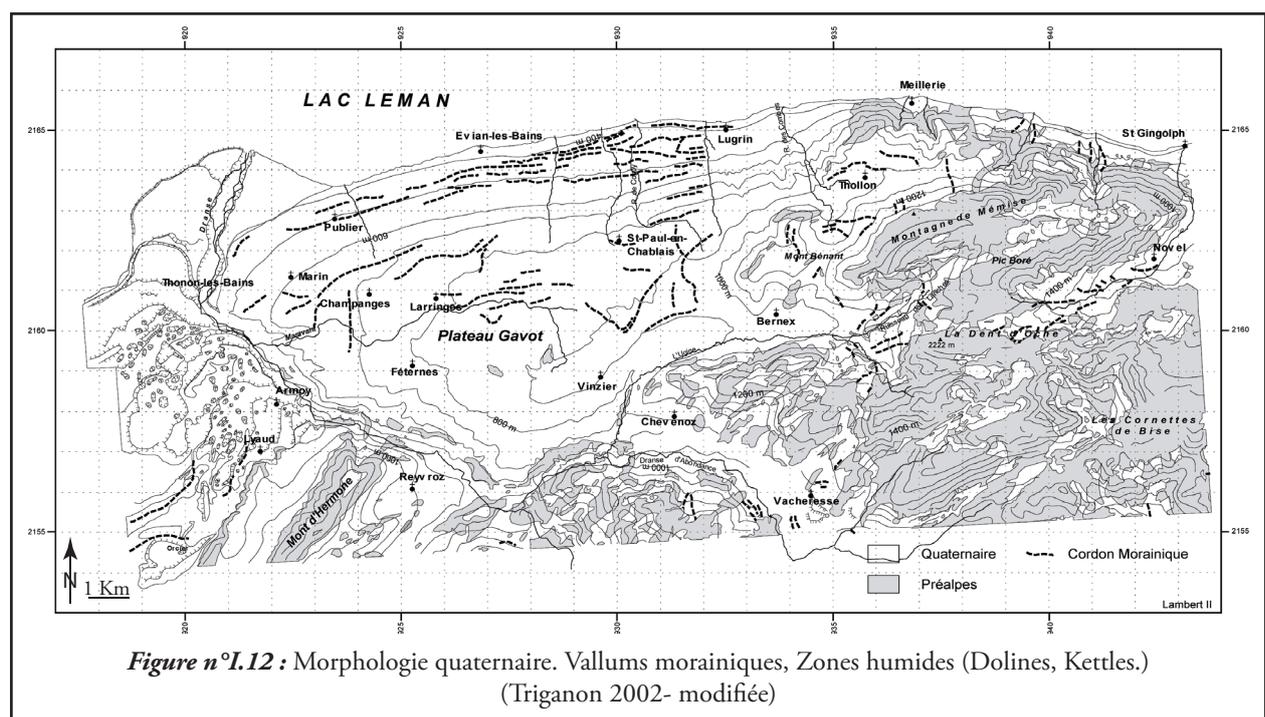
- Les Vallums de Marin les Trives (Altitude de 500 à 600m)
- Les Vallums Publier-Neuvecelle – Maxilly-Lugrin (Altitude inférieure à 500m)

Terrasses

Des terrasses aussi développées que celles de Thonon [57, 103] n'ont pas été mises en évidence sur les plateaux de Vinzier et de Thollon. Cependant, Sartiges [91] signale que « les formations glacio-lacustres du ruisseau de Copsy sont du même type » et que nous avons là aussi affaire à des terrasses mises en place en bordure du glacier.

Dolines et kettles

Sur la partie haute du plateau de Vinzier, nous pouvons observer des dolines. Si certaines de ces dolines sont très certainement des entonnoirs de dissolution des gypses [104], d'autres sont des kettles comme le petit lac de Frénay (La Beunaz - Commune de Bernex) [105]. Ces Kettles (ou « Vouas ») sont des dépressions fermées dues à



la fonte de lentilles de glace emprisonnées dans les sédiments [103]. Selon Raymond, les dolines périglaciaires peuvent se distinguer des dolines de dissolution des gypses présents dans le substratum rocheux. La distinction se fait à partir de leurs formes : aléatoires dans le cas de kettles et plus ou moins circulaires dans le cas des enton-

noirs de dissolution du gypse.

En sus de ces deux structures, nous pouvons observer des zones marécageuses plus étendues et sans forme définie, comme aux Roseires (commune de St Paul-en-Chablais). Il s'agit de marais de barrages de cordons morainiques.

III.III.b Les dépôts rencontrés à l'affleurement et en forages

III.III.b1 Les dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires témoignent de l'extension des glaciers.

Les tills de fond (ou « argiles à blocs »)

Il s'agit de dépôts compacts et surconsolidés, constitués par des sédiments de nature pétrographique et de granulométrie variés scellés dans une matrice fine de couleur gris-bleu, prenant des teintes jaunâtres à l'altération [103]. Les blocs et galets enchâssés dans la matrice ont une forme caractéristique en « fer à repasser » avec les arêtes légèrement émoussées. Ces tills se mettent en place à la base du glacier lors de sa progression. [106]

Les tills de fond sont très peu perméables et donc peu aquifères.

Les tills frontaux et latéraux ou tills frontaux-latéraux:

Il s'agit de dépôts hétérogènes inorganisés, faits de gros blocs, galets, sables et parfois de silts résultant de l'accumulation à l'avant et sur les côtés des glaciers à la suite de la fonte des glaces. Il soulignent la position des glaciers à un instant donné.

A noter que Triganon [2] considère ces moraines exemptes d'éléments fins tandis que pour Vial [103] la moraine latérale est argileuse.

III.III.b.2 Les dépôts juxtaglaciaires :

Les dépôts juxtaglaciaires sont des dépôts stratifiés accumulés aux abords des glaciers. Leur mise en place se fait au front (dépôts glaciolacustres, dépôts fluvioglaciaires frontaux) ou en bordure (dépôts de Kame) des glaciers.

Les dépôts glaciolacustres

Ils sont formés par les apports des torrents glaciaires débouchant dans des plans d'eau. Ils s'organisent en sédiments proximaux grossiers (blocs, galets, souvent striés) à stratification oblique vers l'aval et en sédiments distaux plus fins et laminés.

Les dépôts fluvioglaciaires frontaux

Ils sont constitués d'éléments sablo-graveleux à caillouteux issus de la fonte de glaciers. Ils présentent une organisation proche de celle des dépôts fluviaux [55] et sont généralement suite aux dépôts glaciolacustres après comblement des étendues lacustres.

Les dépôts de Kame

Ils se déposent dans des lacs, ou dans des chenaux fluvioglaciaires situés entre le glacier et le substratum rocheux (figure n°I.13). Ils sont donc soit de type fluvioglaciaire soit de type glaciolacustre. Au retrait des glaciers, les dépôts de Kame apparaissent sous forme de terrasses perchées et discontinues, localisées aux débouchés des anciens cours d'eau. Ils constituent en particulier les terrasses de Thonon.

Les éboulis, cônes de déjections :

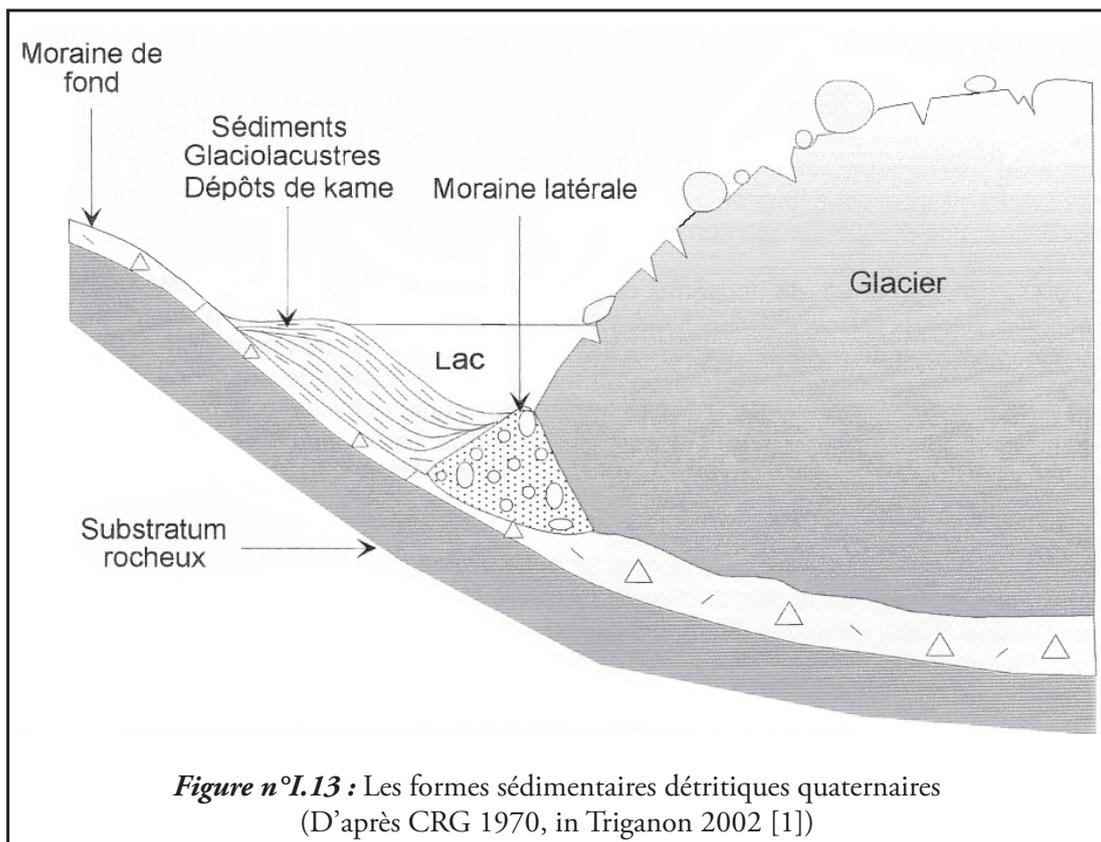
En sus, des formations glaciaires et périglaciaires sont observés ([34, 91, 93] & Schoeneich communication personnelle):

- Des éboulis de pente. Ces éboulis sont particulièrement abondants à la base des parois du Malm et recouvrent généralement, comme sur le flanc Nord des Mémises, les différents tills.
- Des cônes de déjection : Sur le flanc nord du Mont Bénand et des Mémises quel-

ques petits cônes sont indiqués, sur la carte géologique actuelle [34]. Nous avons ainsi celui de la Joux (Commune de Thollon) et celui de Laprau (commune de Lugrin). Nous pouvons également observer, en bordure du Léman, des cônes plus importants. Ces cônes ont probablement, ou du moins pour certains, une « histoire » fin Tardiglaciaire – Holocène. En effet, par exemple, le cône de Chez Busset (recoupé par la D24, Commune de Lugrin) semble, d'après la carte géologique [34], « sus-

pendu » entre 400 et 410 m NGF soit environ 30m au dessus du lac actuel. De même le cône de St Gingolph recoupé par le torrent de La Morge dont par ailleurs la terrasse fluviale est perchée à environ 20m au-dessus du niveau actuel du lac.

- Les phénomènes de versant : glissements, tassements. Les plus importants sont observables au Mont-César (Commune de Bernex) ou au bois de la Grande Feuillasse (Commune de Meillerie).



III.III.c Les données des forages antérieurs à 2002

Sur le plateau Gavot

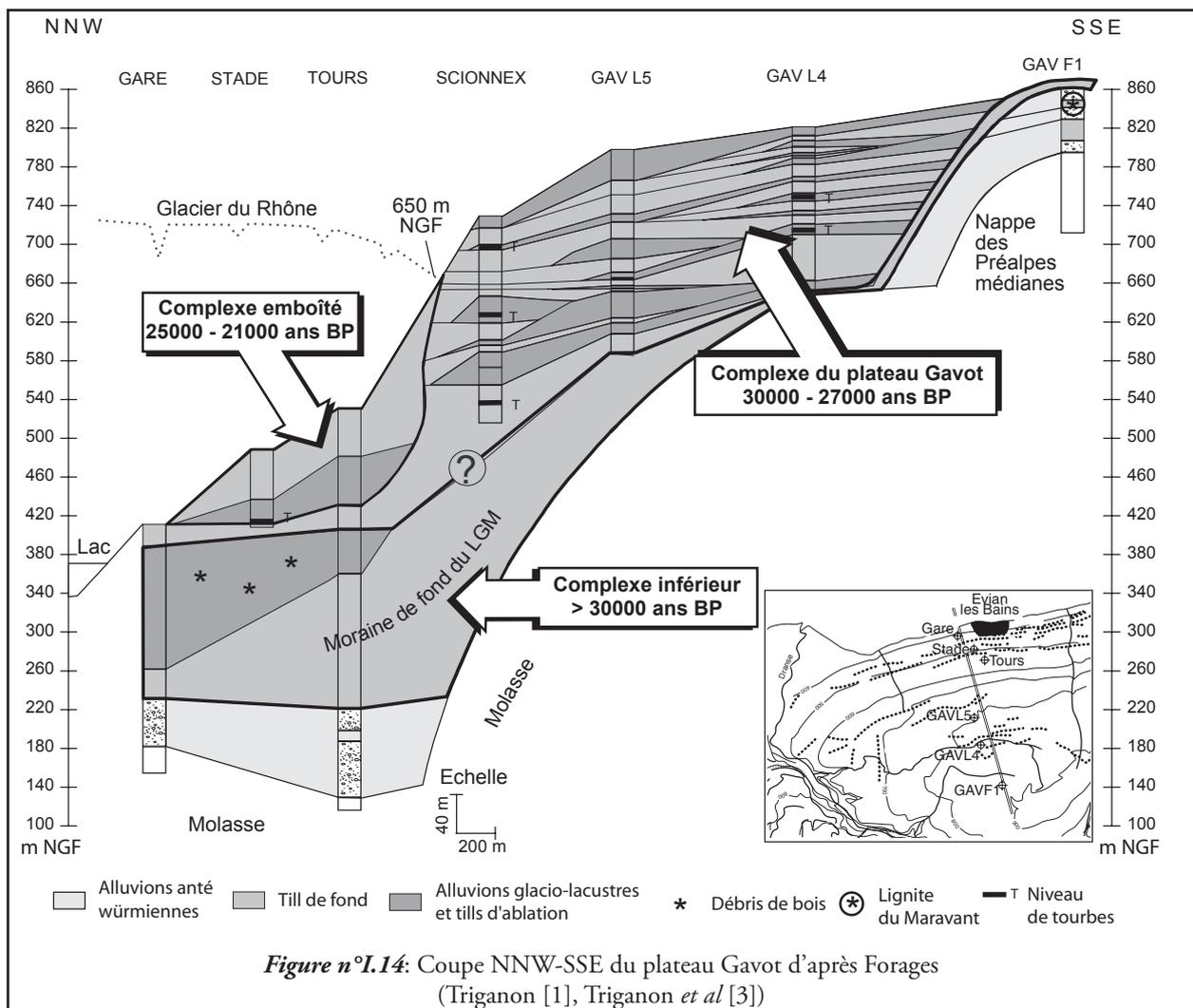
L'analyse des forages du plateau Gavot des campagnes de 1964 à 2000), a permis à Triganon [2, 3] à la suite de Blavoux, Vial et d'autres [50, 55, 103, 107, 108, [109] in [2]), de proposer une géométrie des formations quaternaires du plateau Gavot (figure n°I.14). Elle a ainsi pu différencier trois grands ensembles sédimentaires :

- Un complexe inférieur (bordure du lac), caractérisé par des dépôts à dominante lacustre à glaciolacustre à sédiments fins essentiellement et d'âge antérieur à 30 000 ans BP.
- Des complexes de marges glaciaires, constitués d'alternances de tills latéraux grossiers et de tills de fonds surconsolidés et peu épais. Age 30 000 à 27 000 ans BP.
- Un complexe emboîté, de nouveau glaciolacustre limité à l'Ouest du plateau et d'altitude 380 à 700 m NGF. Age entre 25 000 et 21 000 ans BP.

Le forage du Lain

Concernant la région de Thollon, nous n'avons pas de forage profond ; cependant il existe un ensemble de rapports sur les captages d'eau potable effectués aux lieux dit le Lain et le Fayet [110-113]. Ces rapports indiquent que nous avons au Lain au moins 41m d'alternances d'argile à blocs et de niveaux graveleux (Figure n°I.15A)

Pour Gidon [114], la dépression du Col du Creuzat et le replat du Lain, dont sont issues les sources du Lain, sont formés dans les schistes du Lias supérieur et du Jurassique moyen, recouverts par les formations quaternaires. Si les levés du forage de reconnaissance et d'exploitation (Figure n°I.15A) s'intègrent dans les schémas généraux des fluctuations glaciaires proposés par Triganon [2], nous ne pouvons pas directement



corréler les données des forages du Lain avec celles des forages décrites par Triganon dans sa thèse. Et cela pour deux raisons :

- Une différence d'altitude trop importante existe entre le forage des Ingels (881m NGF – Forage le plus oriental du plateau Gavot) et celui du Lain (1015m NGF environ) pour une distance de 5km.
- La présence du Mont-Bénant entre le Lain et les Ingels, et la morphologie en cirque de la région du Lain, induisant une circulation particulière des glaciers dans cette zone et contrôlant ainsi l'organisation des dépôts.

Dans la vallée de Bernex

Pour la vallée de Bernex, un grand nombre de forages (13) [115] ont été réalisés dans la plaine des Faverges. Malheureusement la qualité des localisations des descriptions (un forage de la rive droite est indiqué en rive gauche sur le site du BRGM) ne nous permet pas de corréler les forages entre eux. Les seuls documents [116, 4] que nous puissions retenir, proviennent du forage des Faverges réalisé par la commune de St Paul, pour son réseau d'eau potable (Figure n°I.15B). Les levés nous indiquent que nous avons plus de 40 m de dépôts quaternaires et dont au moins de 21m de tills de fond.

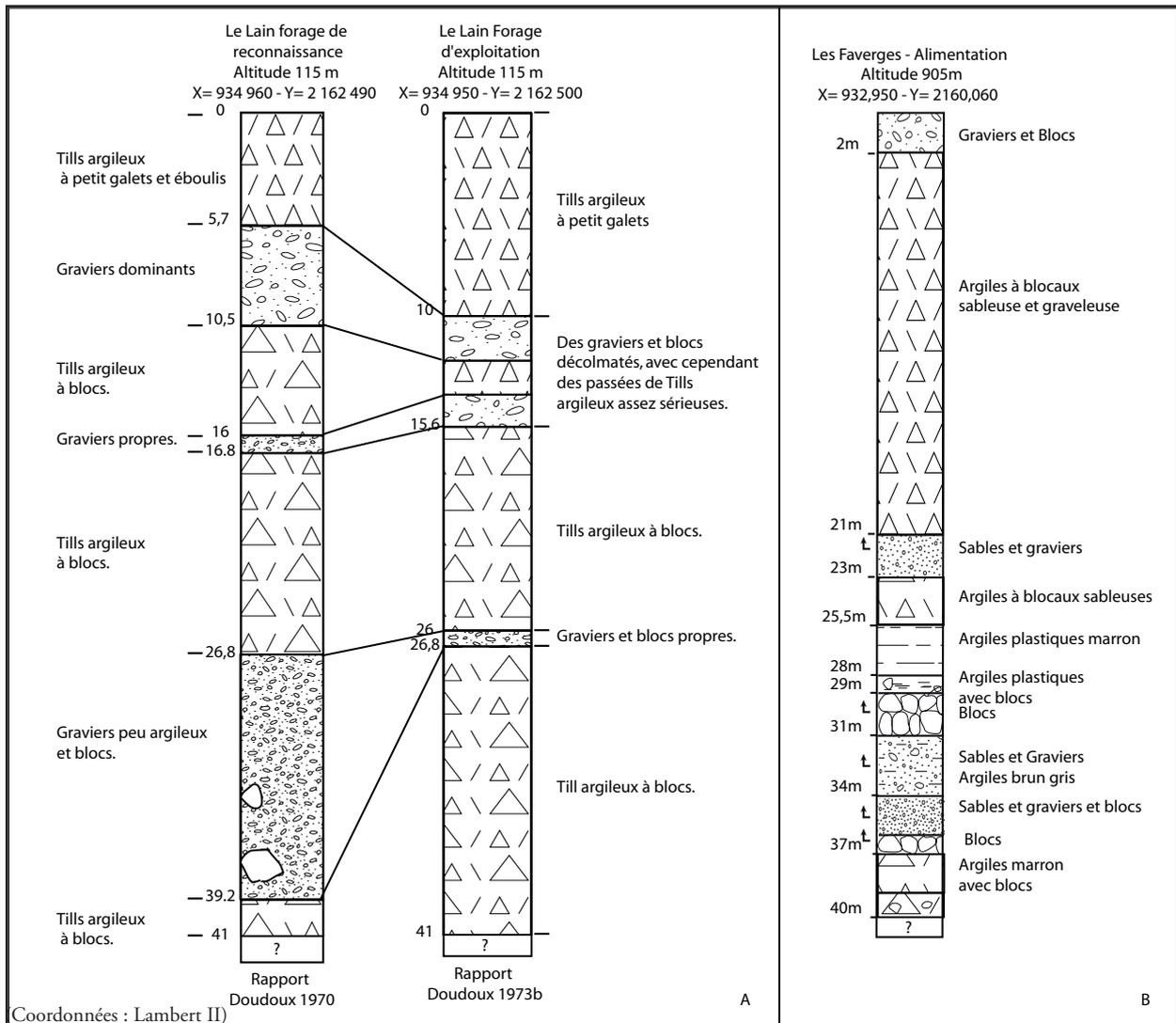


Figure n°I.15 : Log des forages du Lain (commune de Thollon) et des Faverges (commune de St Paul).

A : Le Lain - AA : Forage de reconnaissance, AB : Forage d'exploitation

B : Les Faverges. (Coordonnées en Lambert II)

*Il ne suffit pas de voir une montagne
en face de ses escarpements,
pour se prononcer
sur la situation de ses couches ;
il faut encore l'observer de profil..*

*de Saussure
Le Voyage dans les Alpes
1779-1786*

Deuxième partie
Etude géologique
du synclinal des Mémises
et de sa frange nord occidentale

Cette partie s'articule en cinq chapitres :

- **1** - Apports lithostratigraphiques sur le substratum rocheux et données nouvelles sur les formations superficielles
- **2** -La structure de la zone d'étude
- **3** -Les données macro et microstructurales
- **4** -Les données de la géophysique
- **5** -Synthèse des données géologiques et conséquence sur la circulation des eaux.

Chapitre I. **Apports lithostratigraphiques sur le substratum rocheux et données nouvelles sur les formations superficielles**

Pour l'ensemble de ce chapitre se reporter à la carte géologique hors texte.

I.1 Le substratum

Les apports de ce travail à la lithostratigraphie sont ponctuels et complètent les travaux carto-

graphiques et stratigraphiques de Peterhans [24, 118], Badoux [28, 34], et Sartiges [91].

I.1.a Le Trias

Nous avons pu mettre en évidence dans le haut du vallon des Lanches la présence de dolomie en bancs bien définis non cornieulés,

et à l'interfluve du vallon des Lanches, et des Chalets de Nordeveaux, par ailleurs, le Rhétien lumachélique à *Avicula contorta*.

I.1.b Le Lias

Nous avons pu observer que le petit éperon rocheux sur lequel repose l'Oratoire du Montanet (300 m au Nord de Bernex – Chef - lieu) est constitué par des calcaires clairs à pâte

fine riches en Bélemnites. En s'appuyant sur les descriptions de Peterhans [24] et Badoux [28, 34, 36], nous attribuons ces niveaux au Lias moyen basal.

I.1.c Le Dogger

Plusieurs petits points sont à noter concernant le Dogger.

I.1.c1 Les limites cartographiques

Elles ont pu être précisées grâce aux excavations :

- En vue de constructions sur le Mont Bénant. Cela nous a conduit à étendre les limites cartographiques du Dogger dans ce secteur ;

- En vue de la re-modélisation des pistes de ski de la Station de Thollon entre les Chalets de Mémises et le Pic Boré. Cela nous a conduit à réduire la largeur d'affleurement du Dogger au profit du Lias. Nous faisons passer, comme Rappaz *et al.* [92], la limite cartographique entre ces deux formations sous la cabine intermédiaire du télésiège du Parachet.

De même l'épaisseur du « couvert » quaternaire nous a conduit à réduire les affleurements de Dogger sur le flanc sud des Mémises.

I.I.c2 les compléments lithostratigraphiques

Nous confirmons les observations de Rappaz *et al.* [92] sur la présence de quelques bancs calcaires oolithiques dans la partie sommitale des marno-calcaires à *cancellophycus* du vallon des Lanches (flanc nord et sud de l'anticlinal des Lanches). En nous appuyant sur les reconstitutions palimpsestiques (Cf. 1ère partie III.II.b3) nous retenons l'hypothèse de courants de turbidités pour expliquer la présence de ces niveaux oolithiques au sein du Dogger des Médianes Plastiques Externes. À la fin du Dogger la plate-

forme (couches à *Mytilus*), prograde et s'étend dans le domaine Nord.

Cependant, nos observations nous conduisent à considérer que ces niveaux ne sont pas en contact avec les formations du Jurassique supérieur mais qu'ils sont bien intégrés au Dogger à *Cancellophycus*. De plus, bien que les conditions d'observation ne soient pas des meilleures, nous pensons que nous avons affaire à des dépôts turbiditiques très localisés.

Pour plus de lisibilité sur la carte ces faciès ont été représentés avec une surcharge, à l'intérieur du Dogger.

I.I.d Le Malm

Le passage Callovien – Oxfordien n'a pas pu être observé dans notre zone d'étude en raison des éboulis de pentes qui recouvrent de façon systématique celui-ci.

De plus, nous n'avons pas pu retrouver à l'affleurement, le niveau noduleux basal sur le flanc nord du Mont César, niveau pourtant indiqué sur la carte géologique [28, 91].

En revanche, nous avons pu observer au sein de ces niveaux noduleux de base, de teinte rosâtre à verdâtre, quelques surfaces de bancs très riches en ammonites au pied du Grand-Mottay et à l'interfluve du vallon des Lanches et du cœur du synclinal des Mémises. Ces ammonites n'ont cependant pas pu être déterminées.

Comme nous l'avons signalé dans la synthèse bibliographique (Cf. 1ère partie III.II.b4), le passage entre ces faciès noduleux et les calcaires

gris du Malm supérieur se fait de façon continue [91]. De plus, dans le massif des Mémises, les récurrences noduleuses sont très fréquentes. Il n'est donc pas possible dans notre zone d'utiliser le terme de « calcaires massifs » généralement attribué au Malm. Ici, la série du Malm se caractérise par des faciès calcaires en bancs métriques à récurrences noduleuses.

De plus, comme cela a déjà été dit, le passage du Malm au Néocomien se fait de façon continue

Remarque : Dans le secteur des Envers (flanc sud du vallon des Lanches) le Malm est indiqué en place sur la carte géologique [28, 91]. La situation particulière des affleurements, sans indication d'accident, nous paraît curieuse. Nous pensons qu'il s'agit en fait d'un bloc allochtone plurimétrique probablement transporté et déposé là par les glaciers.

I.I.e Le Néocomien

Concernant le Néocomien nous avons simplement noté la présence de celui-ci au sommet du Mont César. Alors que les levés cartogra-

phiques antérieurs [28, 91] montrent uniquement le Malm sur toute la partie supérieure du Mont.

I.I.f Du Crétacé supérieur à Éocène

Nous avons retrouvé, en nous appuyant sur les indications de Hable [98],

- Les formations de l'Intyamon, Rote Platte et Forclettes sur le flanc Nord des

Mémises (Cf. 1ère partie III.II.b5).

- Le niveau condensé sur le flanc sud-est des Mémises (Cf. 1ère partie III.II.b5).

Ces dépôts Crétacé supérieur à Eocène ont

également été observés à la Neuva-dessous et au Col de Neuva.

De par leur faible épaisseur et les conditions d’affleurement difficiles, nous avons simplement indiqué leur présence ou leur absence sur notre carte par des figurés en surcharge des couches rouges. Nous n’avons pas différencié ces formations.

Ainsi, nous avons pu noter leur présence, réduite sur un affleurement, au cœur du synclinal des Mémises (1 m).

De même, nous avons pu les observer, à la faveur d’un fort ruissellement, dans le chemin allant de la Bonne Eau à la Frasse (flanc sud du vallon des Lanches) à l’altitude de 1375m. Les conditions de cet affleurement ne nous permettent pas d’en estimer l’épaisseur.

Et enfin, nous les avons observés, en bordure du chemin allant de la Neva du dessus au col de la Neuva (20 à 30m après le chalet de la Neva du dessus).

I.II Les données nouvelles sur les formations superficielles

Comme pour les levés du substratum, nos observations diffèrent peu de celles de la carte

géologique actuelle. Nous n’apporterons donc que quelques points de détails.

I.II.a Les dépôts morainiques et les blocs erratiques

I.II.a1 Dans le Vallon des Lanches.

Les tills

Dans le vallon des Lanches (ou de la Bonne Eau selon les cartes) nos levés diffèrent de ceux de Badoux [34], Sartiges [91] et Rappaz [92]. Dans le secteur entre la Couttelaz et la Bonne Eau nous pensons que le cordon morainique indiqué et se terminant à l’altitude de 1247m est à attribuer à un effondrement sur glacier plutôt qu’à un till latéral ou frontal.

De plus nous estimons que certains cordons morainiques indiqués sur les cartes citées ci-dessus sont :

- Soit des plaquages morainiques de fond qui ont été ré-entaillés par l’érosion, d’où cet aspect de cordons,
- Soit des colluvions de dépôts morainiques et dépôts de pied de pente qui ont été, eux aussi ré-entaillés par le ruisseau des Lanches. En raison des faibles transports, certains galets portent encore des stries d’origine glaciaire.

I.II.a2 Le Synclinal des Mémises (Figure n°II.1)

Nous avons noté la présence d’un bloc erratique de gabbro d’environ 1,5 à 2m de diamètre

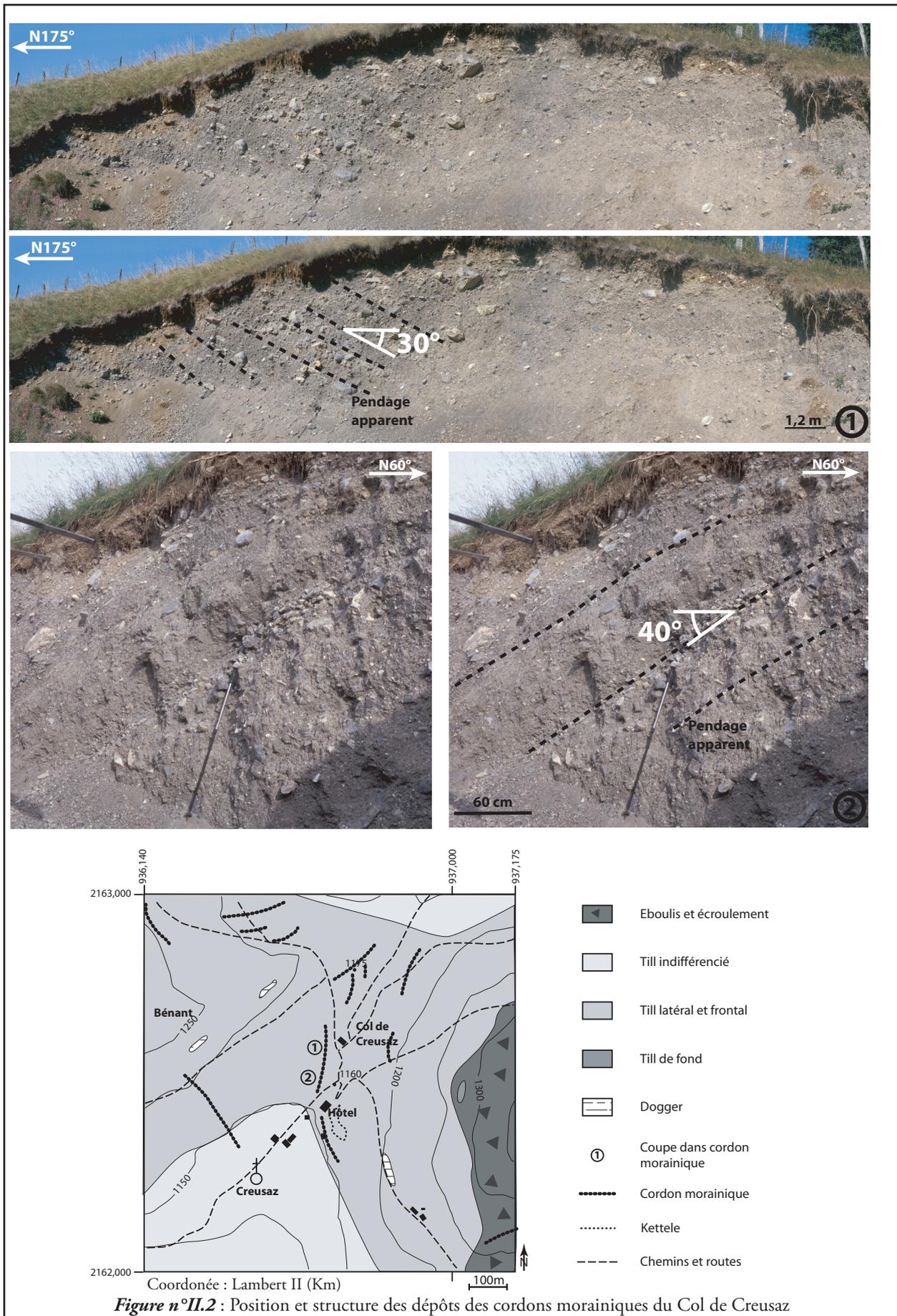
à la cote 1600 m. Nous pensons, compte tenu des modèles altitudinaux des maxima d’extension glaciaire [244] dans la région lémanique, que le dépôt de ce bloc ne peut pas être attribué aux deux dernières glaciations (« Riss » et encore moins au « Würm »).

I.II.a3 Sur le Mont César

Plusieurs types de tills ont pu être mis en évidence sur les flancs du Mont César (Cf. carte géologique hors texte). Ainsi, en allant du Col de Creusaz à l’Echelle, nous rencontrons d’abord des tills peu épais essentiellement constitués par des éléments locaux.

Puis en arrivant sur le replat compris entre 1230 et 1250 m d’altitude, nous notons la présence d’une structure morphologique ayant l’aspect d’un cordon morainique et servant de merlon naturel aux écroulements du Malm sus-jacent. Nous pensons cependant qu’il ne faut pas attribuer le replat ni la structure à une origine glaciaire mais à l’évolution subactuelle et actuelle en sackungs de la structure du Mont César (Cf. partie II, paragraphe II.II.d).

Enfin, sur le flanc ouest du Mont César, dans la partie basse des éboulis, nous avons pu noter la présence d’un affleurement d’environ un à



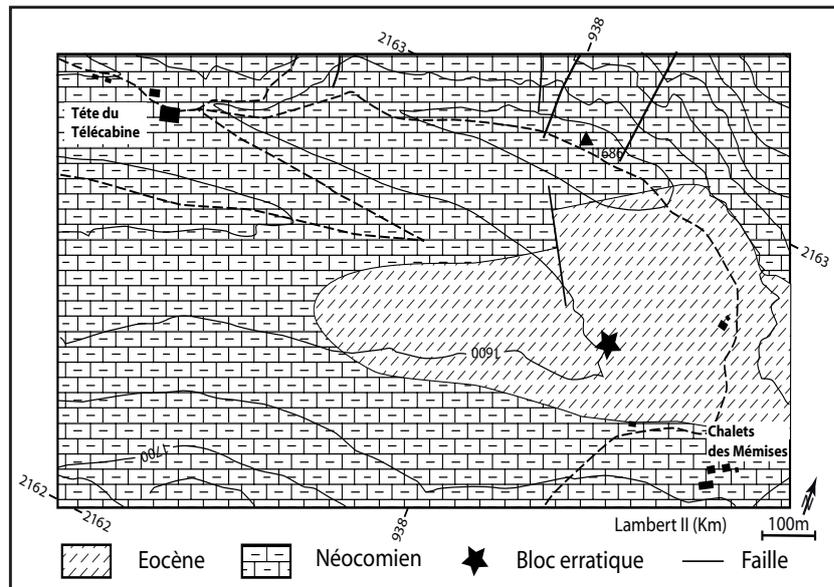


Figure n°II.1: Position du Bloc erratique du synclinal des Mémises

deux mètres carrés de till de fond avec présence d'éléments décimétriques allochtones (1350 m d'altitude).

I.II.a4 Au col de Creusaz

Au col de Creusaz, plusieurs formes d'origine glaciaire bien conservées sont présentes. Ainsi, à l'Est de l'Hôtel, nous avons des kettles. De plus, nous pouvons observer un cordon morainique qui a été entaillé à de nombreuses reprises par des excavations (routes, habitations...). Là nous avons pu déterminer le pendage des dépôts au sein du cordon. En effet nous disposons de deux coupes : l'une orientée N175E avec un pendage apparent de 30° vers le Nord et une seconde orientée N60E avec un pendage apparent de 40° vers Nord 240E. A partir de ces deux mesures, la reconstitution géométrique du dépôt est évidente. Nous avons donc une organisation N120E avec un pendage de 50°N. (Figure n°II.2).

Il est à noter que ce cordon est presque exclusivement constitué de matériaux locaux calcaires comme le replat de Sur-les-Plagnes d'ailleurs. Le glacier local qui me semble (comme à Schoeneich, communication personnelle) le meilleur candidat à l'origine de ce cordon est le glacier de Novel. En effet, à sa confluence avec le glacier du Rhône, le glacier de Novel aurait flué en rive gauche de ce dernier. Il aurait eu, ainsi, un stade d'arrêt au col de Creusaz. Il est d'ailleurs peu probable que celui-ci ait franchi le

col de beaucoup puisque les tills dans le secteur de Bernex sont riches en éléments cristallins.

I.II.a5 Sur le Mont Bénant

Sur le Mont Bénant les dépôts identifiés à partir des excavations et d'une ancienne carrière [91]) sont essentiellement faits de tills latéraux-frontaux. La morphologie arrondie et régulière du Bénant masque des variations d'épaisseur de ces dépôts qui évoluent de zéro à une petite dizaine de mètres de façon très brutale (figure n°A2.6 - Annexe n°2).

Nous pouvons également noter dans la partie Nord-Ouest du Bénant la présence d'une zone humide qui forme un étang à la fonte des neiges. Tout ce secteur est d'ailleurs affecté par des glissements actifs.

I.II.a6 Sur le Plateau Gavot, dans les secteurs de Thollon et du Lain

Concernant le plateau Gavot, nous avons seulement noté la présence de blocs erratiques constitués par des roches granitiques à une altitude de 750m (Vallon de Drainan) et à 800m (Vallon de Rigole) à l'amont de la commune de Lugrin.

Sur le plateau de Thollon et le flanc nord de Mémises

Notre travail a bénéficié des levés partiels effectués par le Pr. Schoeneich (Université de

Grenoble) en vue de la révision de la carte géologique (Thonon 1/50 000). Notre carte est la combinaison de ses levés et de nos observations.

Flanc Nord des Mémises

Sur le flanc nord de Mémises plusieurs points sont à remarquer :

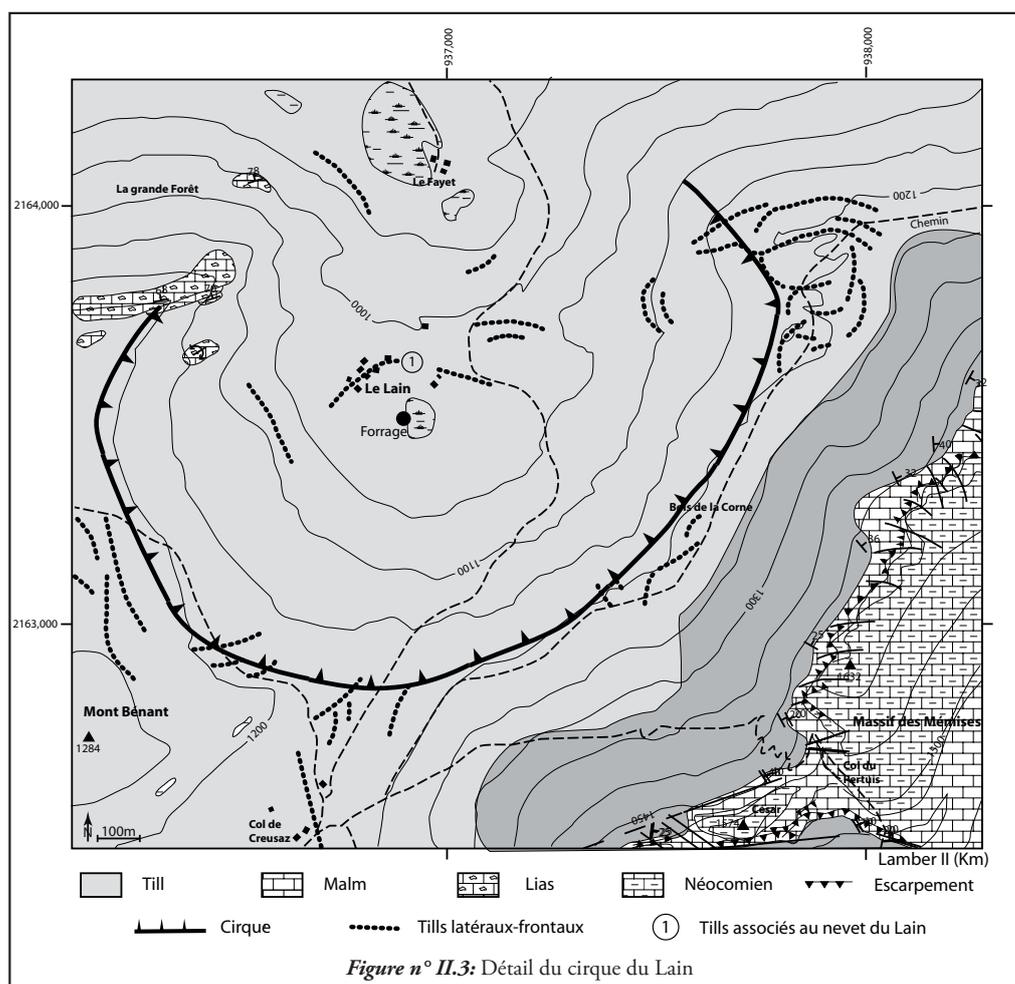
- Sur les Plagnes (altitude 1200 m), les tills latéraux-frontaux sont constitués par des matériaux locaux et s'accompagnent de kettles
- Sous le télécabine, en suivant les indications du Pr. Schoeneich, nous avons pu observer un affleurement métrique à la côte de 1380m constitué par des tills riches en éléments cristallins d'origine rhodanienne. C'est le seul affleurement de ce type sur le flanc nord des Mémises, qui ait pu être observé. Partout ailleurs le till est presque exclusivement constitué de matériaux locaux, calcaire.

Le Lain

Le Lain a une morphologie de petit cirque (Figure n°II.3). Les maisons de ce hameau sont construites sur des tills latéraux-frontaux (notés n°1) constitués très majoritairement d'éléments locaux.

Les cordons présents à l'amont du Lain (Bois de la corne, Col de Creusaz...) sont antérieurs et n'entrent pas dans la dynamique de ce secteur.

En effet, nous pensons que lors du retrait du glacier rhodanien nous avons eu abandon d'un culot de glace dans ce petit «cirque» orienté nord, puis que ce névé a fonctionné pendant un temps comme un petit glacier et qu'il a ainsi créé les vallums du Lain. .



I.II.b Les dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres

I.II.b1 Secteurs des Combes et de la carrière de Lugrin

Si nous observons la carte géologique actuelle (Figure n°II.4), nous sommes frappés par l'importance donnée aux cônes de déjections des Verons et des Combes (commune de Lugrin) par rapport aux bassins d'alimentation de ces dépôts. Cette observation nous a conduit à étudier des excavations de maisons et à reprendre la coupe de l'ancienne carrière des Combes ainsi qu'à nous intéresser à la carrière de la Maladière (Société Bochaton & Frères).

Nous avons pu mettre en évidence que les dépôts torrentiels du cône de déjection recouvraient des dépôts juxta-glaciaires du type terrasse de kame. Cette observation a été faite en trois points (carrière des Combes, Carrière de la Maladière et dans une excavation de maison), ainsi que dans le forage réalisé à l'amont de la carrière.

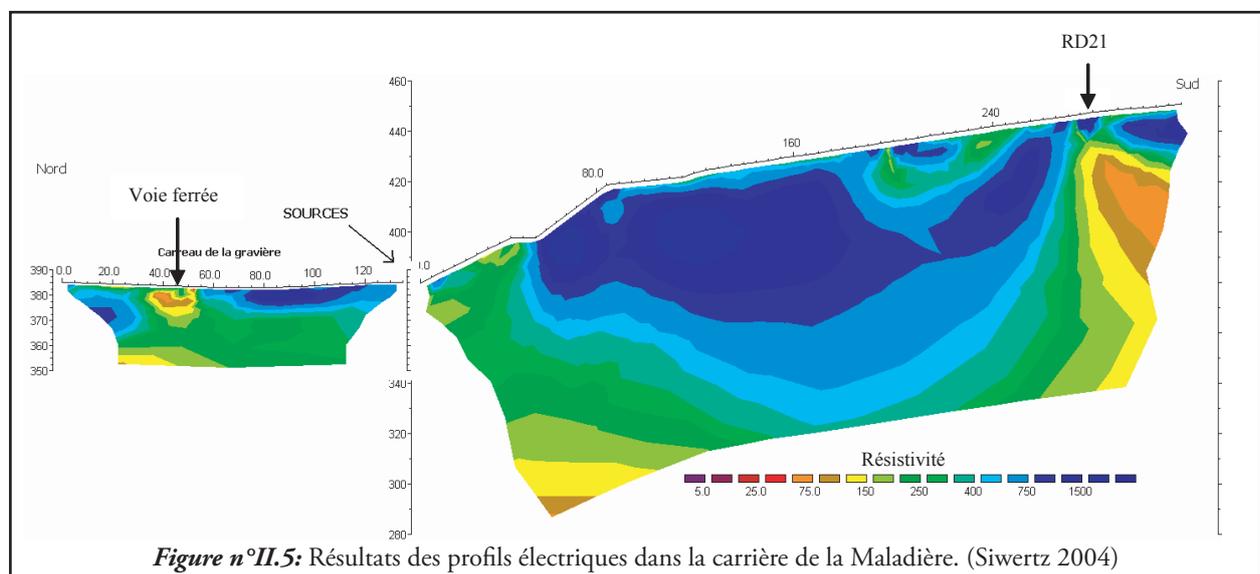
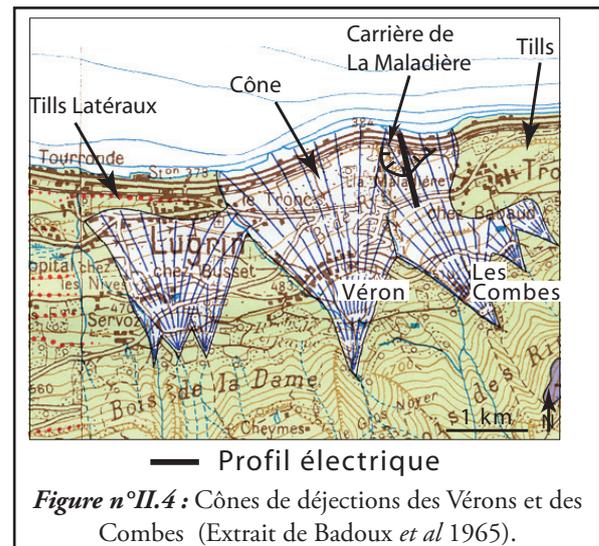
Compte tenu de la différence d'altitude entre les deux carrières (90m), il apparaît difficile d'envisager une phase unique de dépôts de kame. Nous devons considérer des stades successifs actuellement masqués par les dépôts des cônes de déjection.

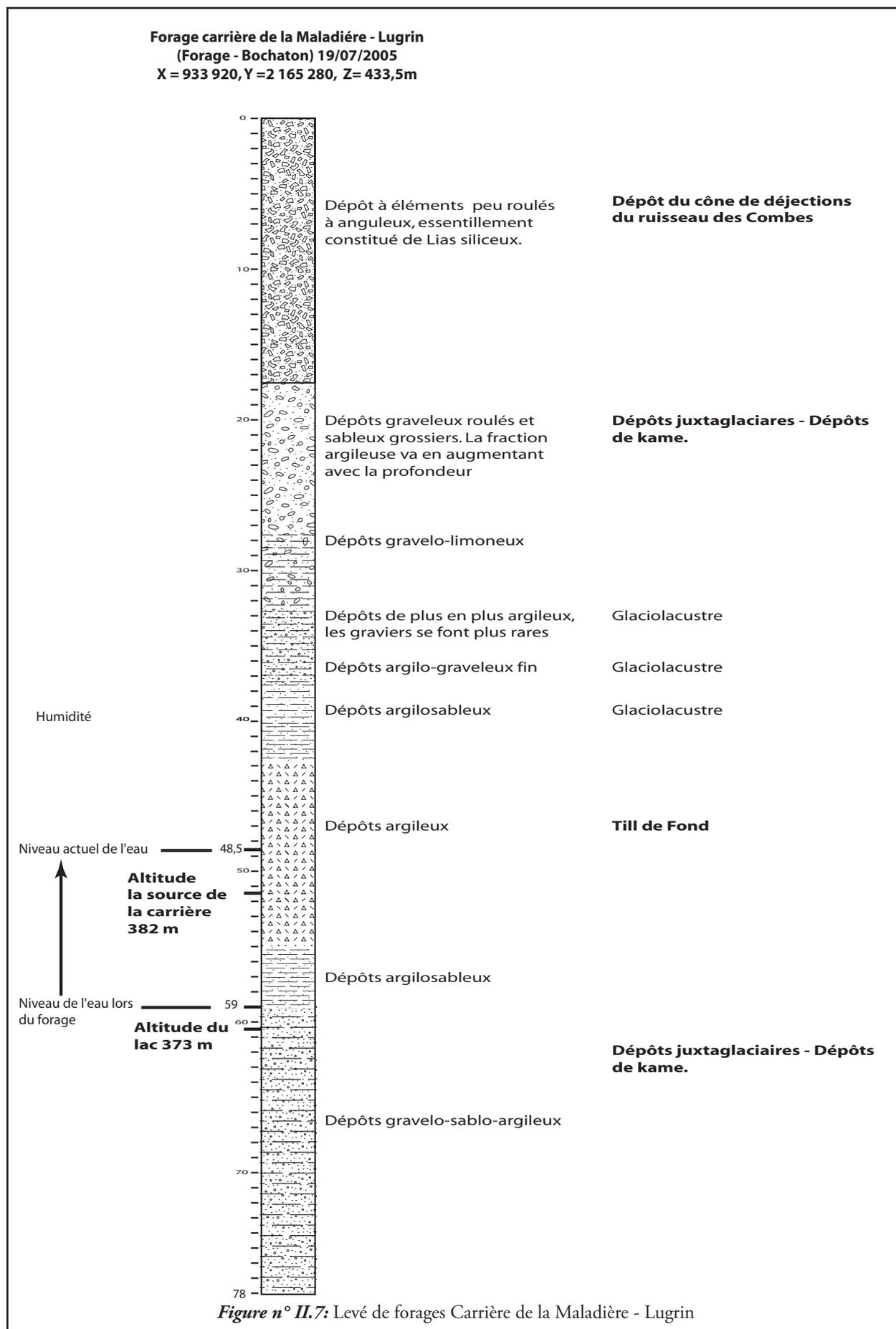
Cette hypothèse est confirmée par les études géophysiques (Figure n°II.4 et II.5) et le forage réalisés dans la carrière de la Maladière.

Ainsi, les prospections électriques à haute résolution [119] montrent :

- La présence (à la hauteur de la voie ferrée et de la D21 au sud de la carrière), de niveaux conducteurs (teintes jaunes à rouges) pouvant correspondre à des niveaux de tills latéraux. Nous aurions donc pour le cordon inférieur une prolongation de rides morainiques sous les cônes, celui de Tourronde pour la ride inférieure et celui de Vieille Eglise pour la ride supérieure.
- La présence de niveaux peu conducteurs (teintes bleues) pouvant appartenir à des niveaux plus graveleux.

De plus, les données du forage effectué à l'amont de la source actuelle (figure n°II.4 et II.7) montrent la présence d'au-moins deux dépôts de kame séparés par un horizon de tills résultant d'un retour du glacier du Rhône.



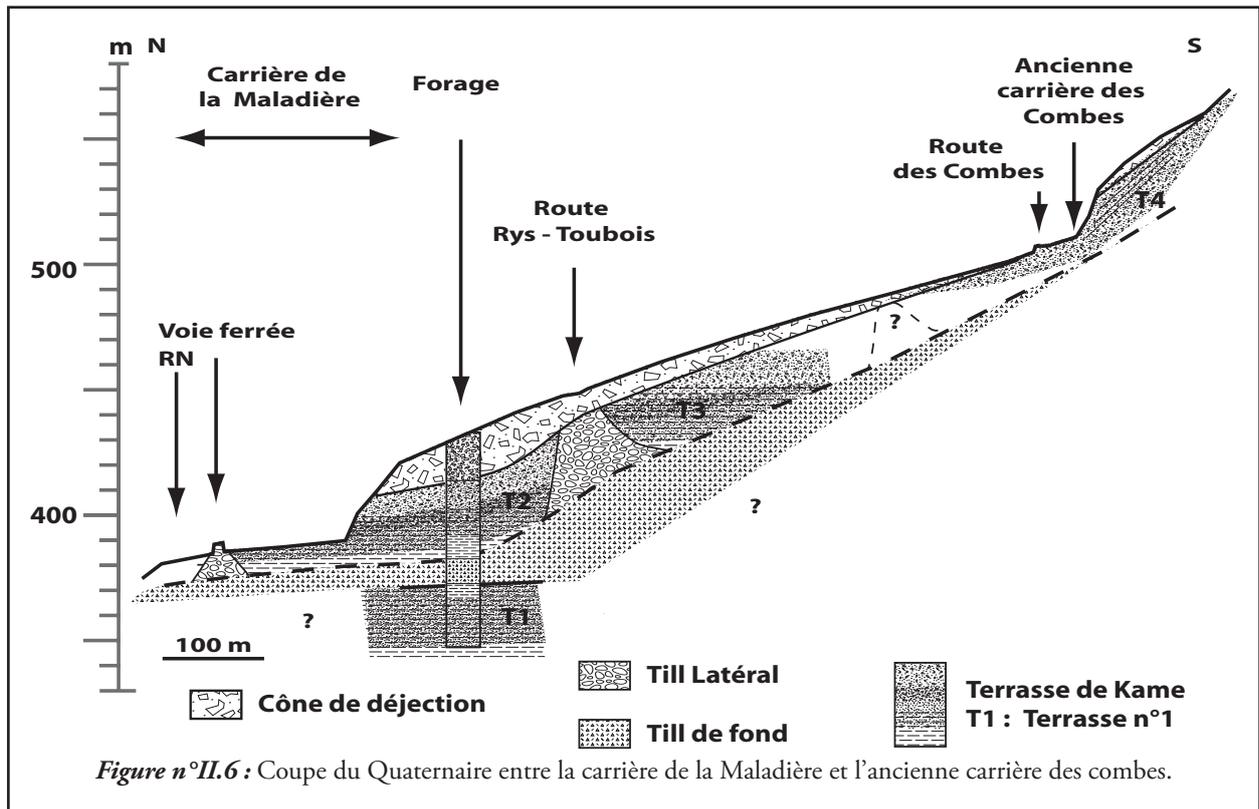


Au final, l'intégration de l'ensemble de ces données nous conduit à proposer la coupe (Figure n°II.6) pour les formations superficielles de ce secteur. Du Nord au Sud, nous avons :

- Le dépôt de kame T1, uniquement identifié en forage,
- Le dépôt T2 qui surmonte le précédent,
- Le dépôt T3, plus ancien que T2 et plus

jeune que T1. Il s'est formé au sud du till latéral noté « route de Rys à Troubois »

- Le dépôt T4 visible à l'ancienne carrière des Combes et que nous pensons, pour des raisons de pente, plus ancien que T3. Nous avons probablement la présence d'un till latéral entre T3 et T4 mais celui-ci n'a pas pu être observé.



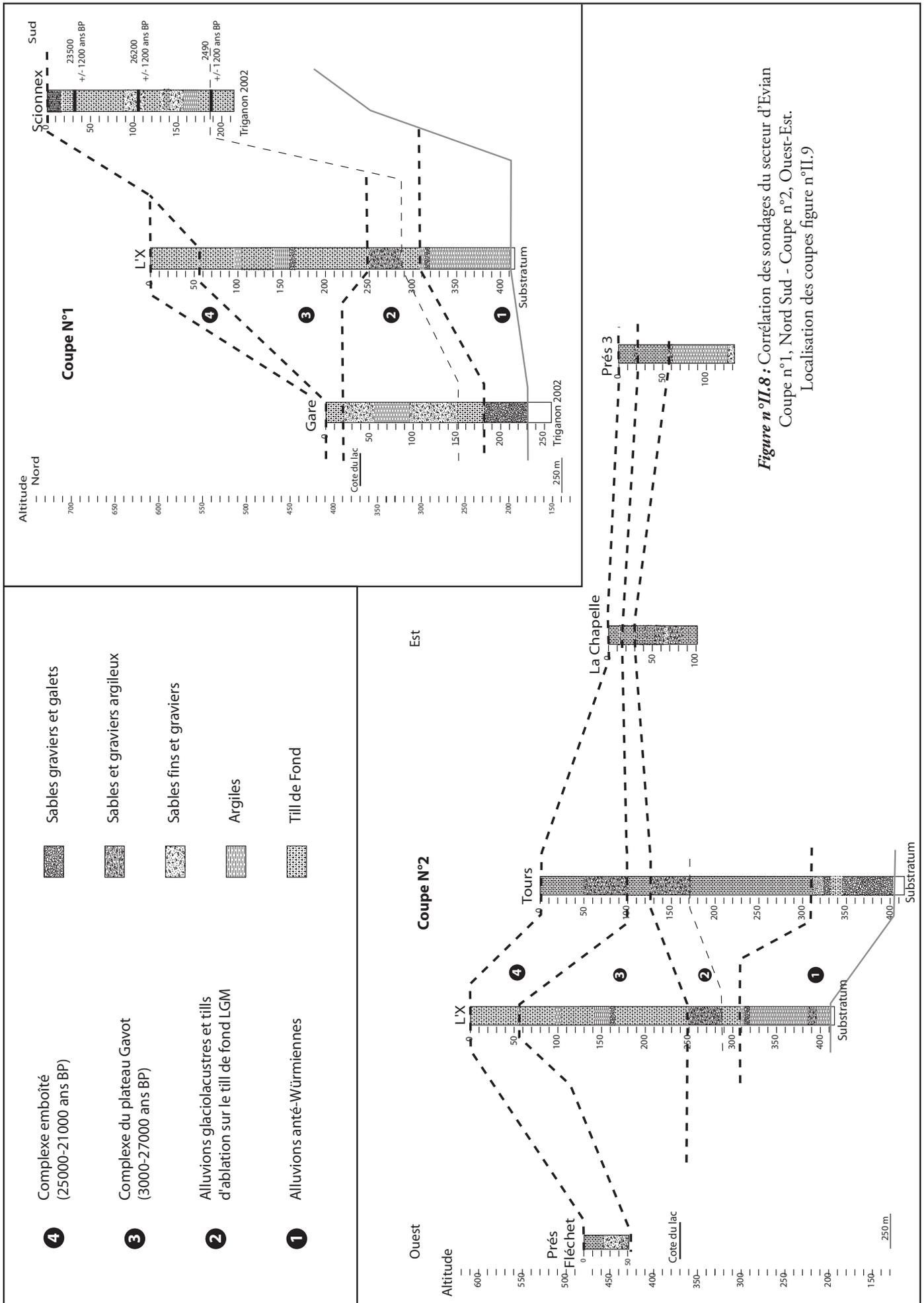


Figure n°II.8 : Corrélation des sondages du secteur d'Evian
Coupe n°1, Nord Sud - Coupe n°2, Ouest-Est.
Localisation des coupes figure n°II.9

I.II.b2 Les nouveaux forages réalisés pour les eaux d'Evian

Depuis la thèse de Triganon en 2002, Danone Eau France a réalisé plusieurs forages (tableau n°II.1, copie des levés de forages en annexe n°1).

Nous avons essayé d'intégrer ces forages dans le schéma d'organisation des dépôts quaternaires déjà proposé [2, 3].

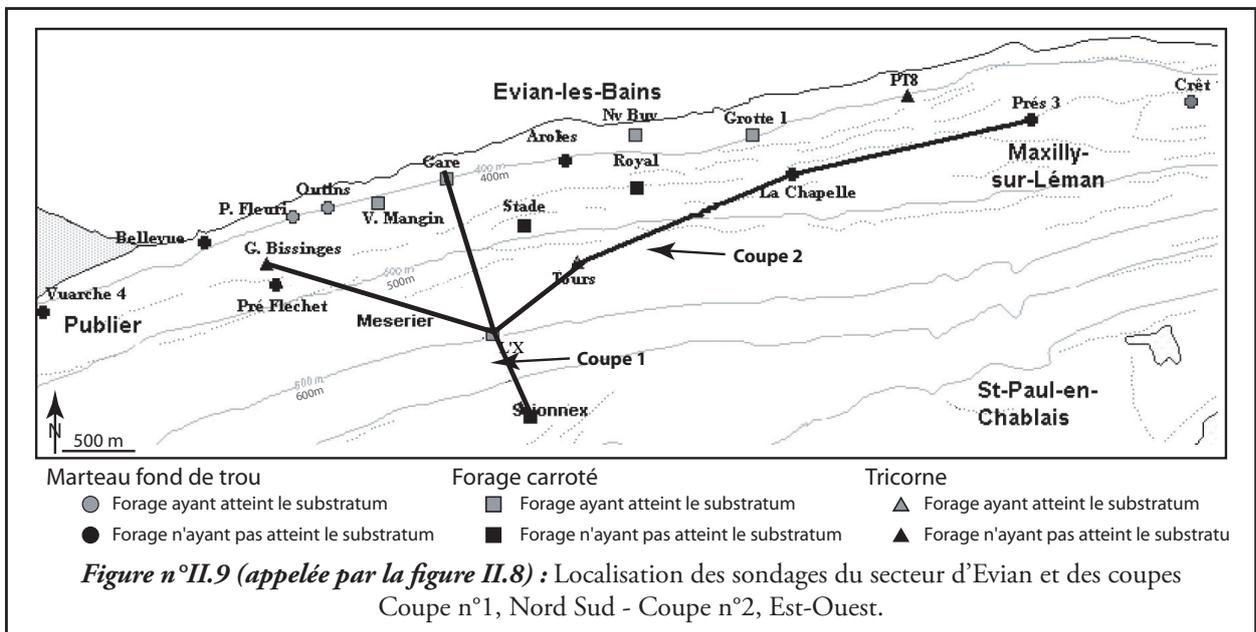
Comme nous pouvons le voir sur la figure n°II.8, les corrélations des ensembles définis par

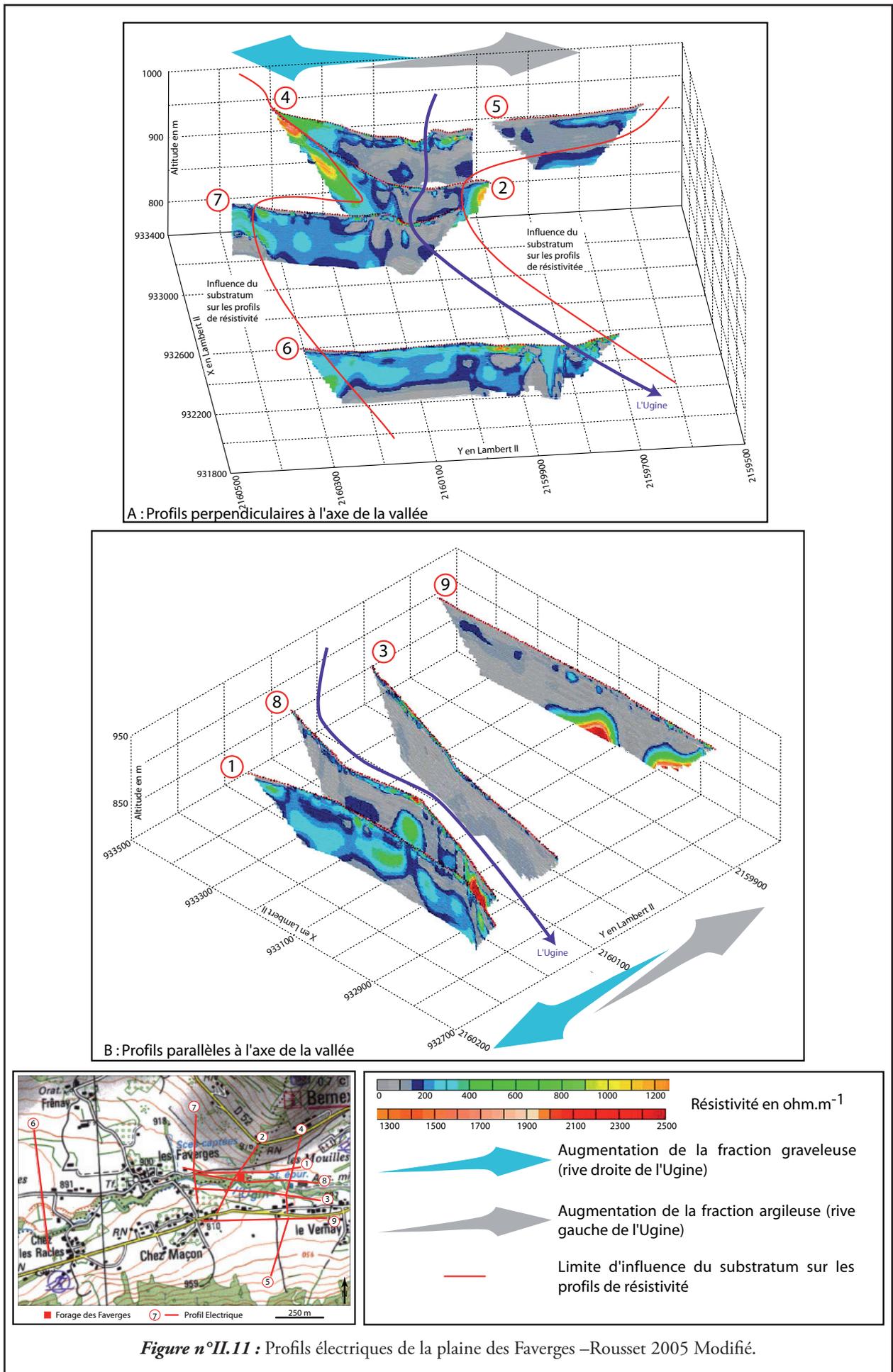
Triganon, permettent l'intégration des forages de Prés 3, de la Chapelle, de l'X, Prés-Fléchet et de Gros-Bissinges. Ainsi nous retrouvons le complexe emboîté dans ces quatre forages, le complexe du plateau Gavot à la Chapelle, à l'X et probablement à Prés-Fléchet, enfin, le complexe inférieur à l'X et à la Chapelle.

Par contre, les forages du Crêt et de la Maladière ne s'intègrent pas, actuellement, dans ce schéma.

Forages	Méthode de foration	Année de réalisation	Coordonnée X en km	Coordonnée Y en km	Altitude Z en m	Côte du substratum	Epaisseur Quaternaire en m
Prés 3	Rotary	2003	930,56	2164,61	444		>132
Pré Fléchet	Rotary	2004	924,510	2163,275	402		>51
Gros Bissinges	MFT	2001	924,440	2163,45	460		>53
L'X	Carotté	2002	926,00	2163,255	610	411	190
La Chappelle	Rotary	2004	928,650	2164,175	410		>111
Crêt	MTF	2002	931,57	2165,168	445	331	84,5

Tableau n°II.1 : Nouveaux forages réalisés par Danone Eau France
MTF : Marteau fond de trou





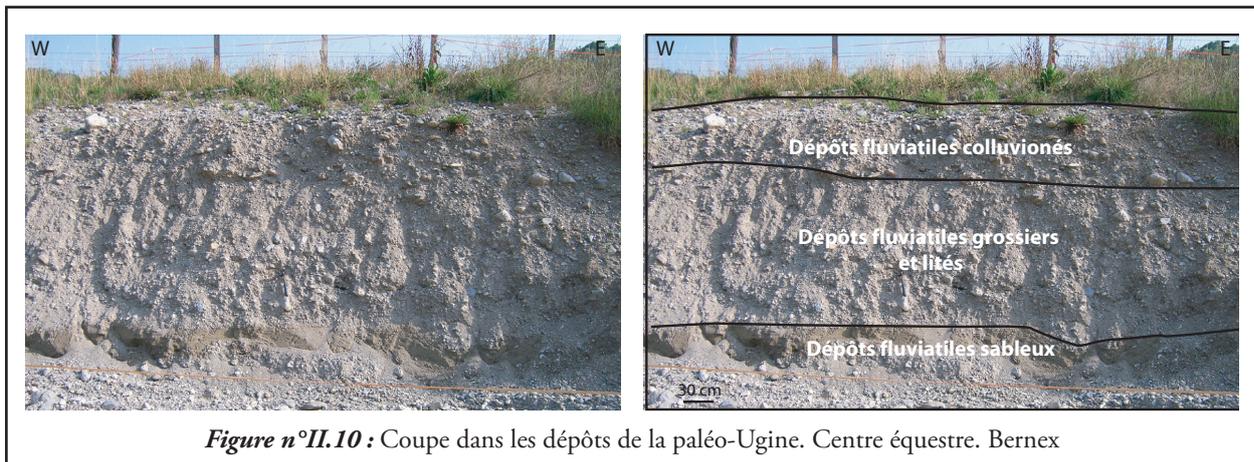


Figure n°II.10 : Coupe dans les dépôts de la paléo-Ugine. Centre équestre. Bernex

I.II.b3 La vallée de Bernex et le secteur de grange Blanche

L'amont de Bernex

C'est probablement dans la vallée de Bernex que notre interprétation du Quaternaire diffère le plus de celle de la carte géologique [35]. En effet, nos observations nous conduisent à redéfinir les dépôts attribués à l'Ugine et aux ruisseaux de montagne qui la rejoignent.

La morphologie de la vallée entre Bernex (Chef-lieu) et les Charmets présente, de part et d'autre de l'Ugine, de petits escarpements de 5 à 10m de haut. Ces escarpements sont constitués par des matériaux fluviatiles (Figure n°II.10). De plus, nous avons bénéficié de la construction de nombreux chalets dans la plaine en contrebas de ces escarpements. Ces excavations ont montré essentiellement des colluvions de dépôts morainiques et quelquefois moins d'un mètre de dépôts fluviatiles. La faible épaisseur de ces dépôts se confirme quand nous remontons l'Ugine le long de son lit mineur. En effet, nous pouvons voir quelques coupes où affleurent des tills et des colluvions de tills.

D'autre part, ces tills et colluvions sont très riches en éléments cristallins et les quelques éléments calcaires présents ont une forme en « fer à repasser ». Nous n'observons pas d'éléments anguleux. L'ensemble de ces éléments et les observations réalisées dans le vallon des Lanches et au Col de Creusaz nous font penser que les dépôts des glaciers locaux sont moindres que ce qui est indiqué sur la carte géologique actuelle.

Les Faverges

Au lieu dit Les Faverges nous disposons de trois types d'informations : des données de terrain, de forages et de profils géoélectriques [120].

Données de terrain

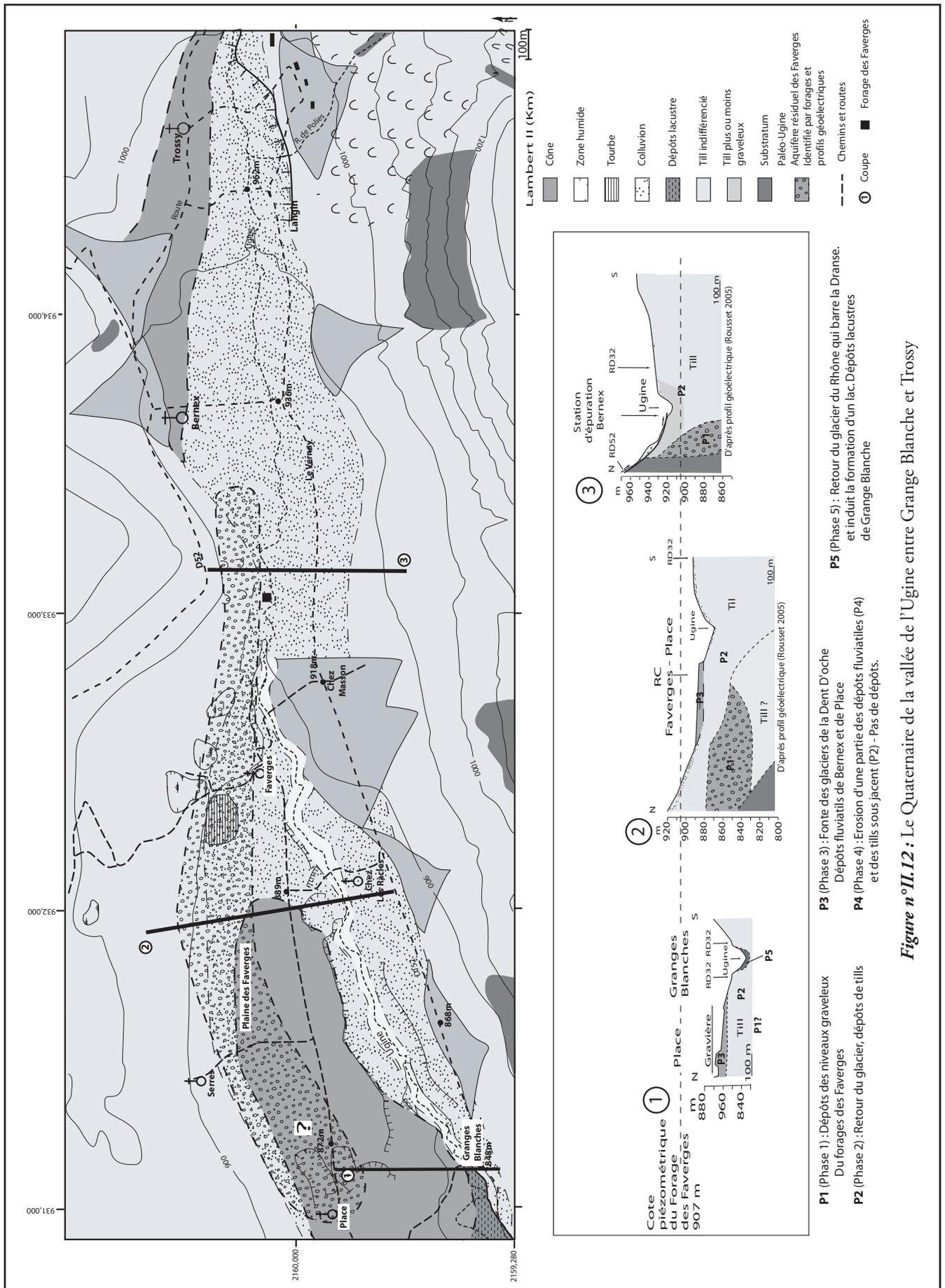
A la sortie nord des Faverges (altitude 905m), les coupes d'excavations nous ont montré 1m de tourbe superposée au till de fond partiellement colluvionné. Ces observations sont concordantes avec les données du forage d'alimentation en eau potable de la commune de St Paul. En effet celui-ci montre sous 2 mètres de graviers et blocs 19 m de till de fond

Donnée de géoélectrique

Au cours de l'année 2005, la commune de St Paul a fait réaliser une campagne de prospection géoélectrique [120] dans la plaine des Faverges. Neuf profils longs de 400 à 500m ont été réalisés. Nous avons ainsi 5 profils N-S (Figure n°II.11, A) et 4 profils E-W (Figure n°II.11, B).

La lecture de ces profils montre un contraste important entre les dépôts situés au Nord et ceux situés au Sud de l'Ugine :

- Au Nord, en rive droite, les résistivités sont comprises entre 100 et 300 $\Omega.m^{-1}$ (teintes bleues à vertes), caractéristiques de niveaux globalement graveleux et potentiellement aquifères.
- Au Sud, en rive gauche nous avons des résistivités inférieures à 100 $\Omega.m^{-1}$ (teintes grises) caractéristiques de niveaux à dominante argileuse.



De plus, associées à ces profils géoélectriques, des mesures de la piézométrie ont été réalisées. Ces mesures donnent une cote piézométrique moyenne de 907m au forage des Faverges.

Des Faverges à Grange Blanche (lieu dit Place)

Plusieurs types de dépôts ont pu être mis en évidence dans la plaine des Faverges et dans le lit actuel de l'Ugine :

- A la sortie nord du hameau, nous avons pu observer jusqu'à 1m de tourbe sur des colluvions de tills.
- Au lieu dit Les Racles, l'Ugine entaille le till de fond qui se présente sous forme d'un escarpement d'environ 5m de hauteur.
- A Grange Blanche (altitude de 848m) à l'aval du pont, nous pouvons observer des dépôts lacustres bien laminés et de teintes sombres.
- A l'amont du pont, nous avons noté la présence du till de fond, et au lieu dit Place (altitude de 860 à 870m), des dépôts fluviaux ont été observés.

Les résultats des études antérieures

Pour Burri [48] les dépôts de graviers correspondent à « une sorte de cône surbaissé » et ils appartiennent au même système que celui des argiles stratifiées. Bien qu'il n'y ait pas trace de plages permettant de fixer le niveau du lac dans notre secteur, en s'appuyant sur les terrasses les plus en amont (Plan Drouzin – Village de Cercle – vallée d'Abondance), l'auteur considère que le lac devait atteindre la cote 900m. Ce lac se serait formé lors de la récurrence rhodanienne qui barrait la vallée de la paléo-Dranse entre -25000 et -17000 BP [48].

Par la suite, divers travaux [1, 3, 50, 52-55, 107] ont permis de préciser la cote du lac à 840-850m, et l'âge de la récurrence glaciaire (30000 à 27650 ans BP), conduisant à sa formation.

Se repose alors la question du lien entre les dépôts graveleux et ce lac. En effet, les dépôts graveleux et lacustres sont déconnectés (Figure n°II.12).

De même nous savons que la cote piézométrique du forage des Faverges est de 907m [120] et que les dépôts fluviaux des Places sont entre 860 et 870m d'altitude. Nous ne pouvons donc pas connecter les dépôts de Place avec le niveau aquifère identifié dans le forage des Faverges (cote 860-880m). Nous sommes obligés d'envisager un niveau imperméable entre les dépôts de Place et ceux du forage des Faverges.

Conclusion, Vallée de l'Ugine de Trossy à Grange Blanche

L'ensemble des observations et des données bibliographiques nous conduisent à proposer une chronologie en 5 phases pour la mise en place des dépôts de la vallée de l'Ugine

- 1ère phase : Sédimentation des dépôts graveleux observés en forages et sur les profils électriques des Faverges. (probablement d'un interglaciaire antérieur à la glaciation « würmienne ») et qui seraient analogues aux conglomérats des Dranses (ici vallée de l'Ugine).
- 2ème phase : Retour du glacier rhodanien (maximum du « Würm » : environ 60 000 BP, cote maximale 1200m [2, 3, 56, 121]), avec dépôts des tills de fond des Faverges sur une paléosurface largement érodée, principalement en rive gauche de la paléo-vallée de l'Ugine.
- 3ème phase : Dépôts des niveaux graveleux des terrasses de Bernex-Trossy et de Place, au cours de la déglaciation en une seule étape. En effet, si nous connectons ces niveaux, nous avons une pente pour la base de ces dépôts de l'ordre de 2,5% ce qui est cohérent avec des systèmes de sédimentation en tresses [122] caractéristiques des zones de dépôts fluviaux accompagnant le retrait des glaciers (fluvio-glaciaires) du maximum glaciaire du « Würm » (vers 40 000 BP [1, 56]).
- 4ème phase : Erosion de ces terrasses et d'une partie des tills sous-jacents par l'Ugine qui s'encaisse.
- 5ème phase : Formation du lac [48] associé à la récurrence glaciaire datée de 30000 à 27650 BP, lac de barrage glaciaire vers la cote 850m

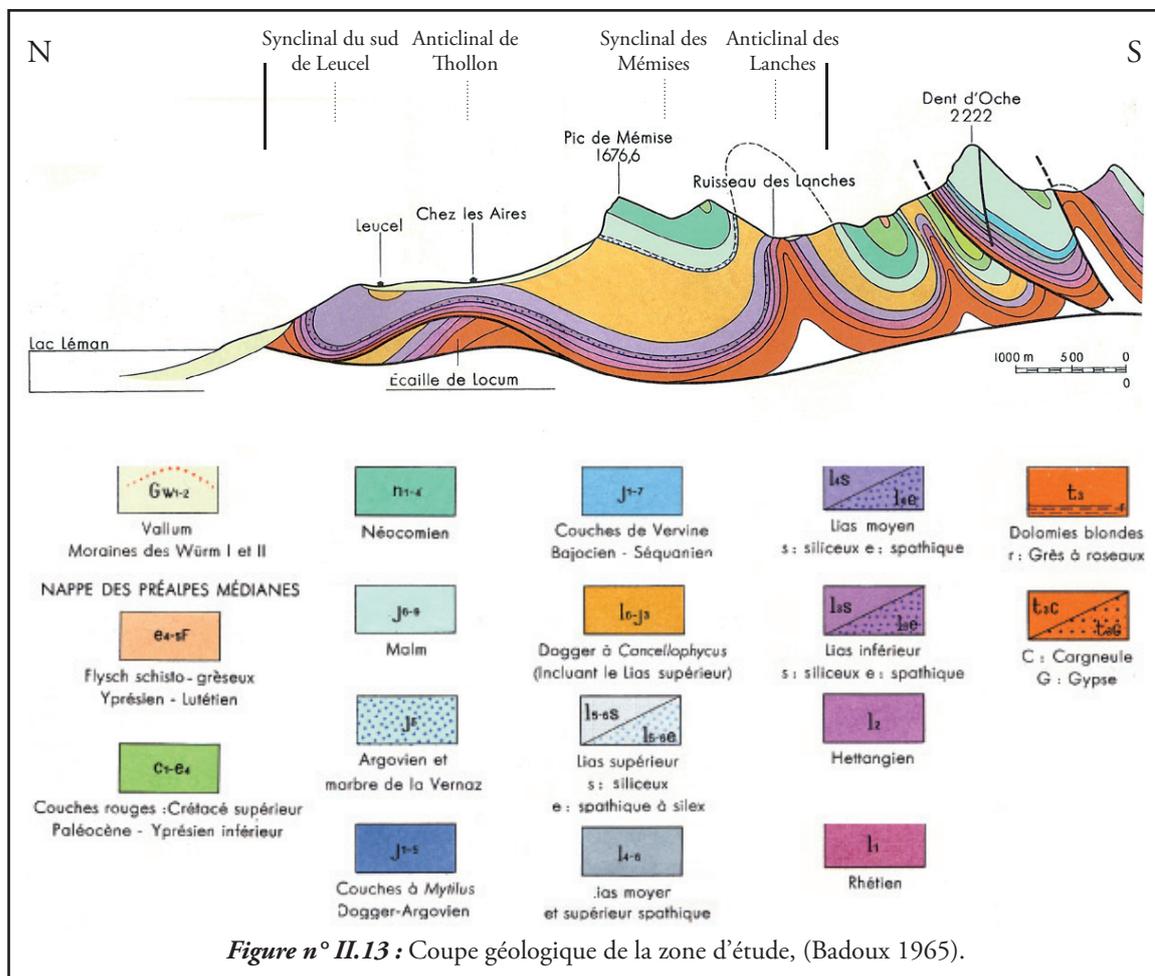
Chapitre II. L'évolution Structurale du secteur étudié

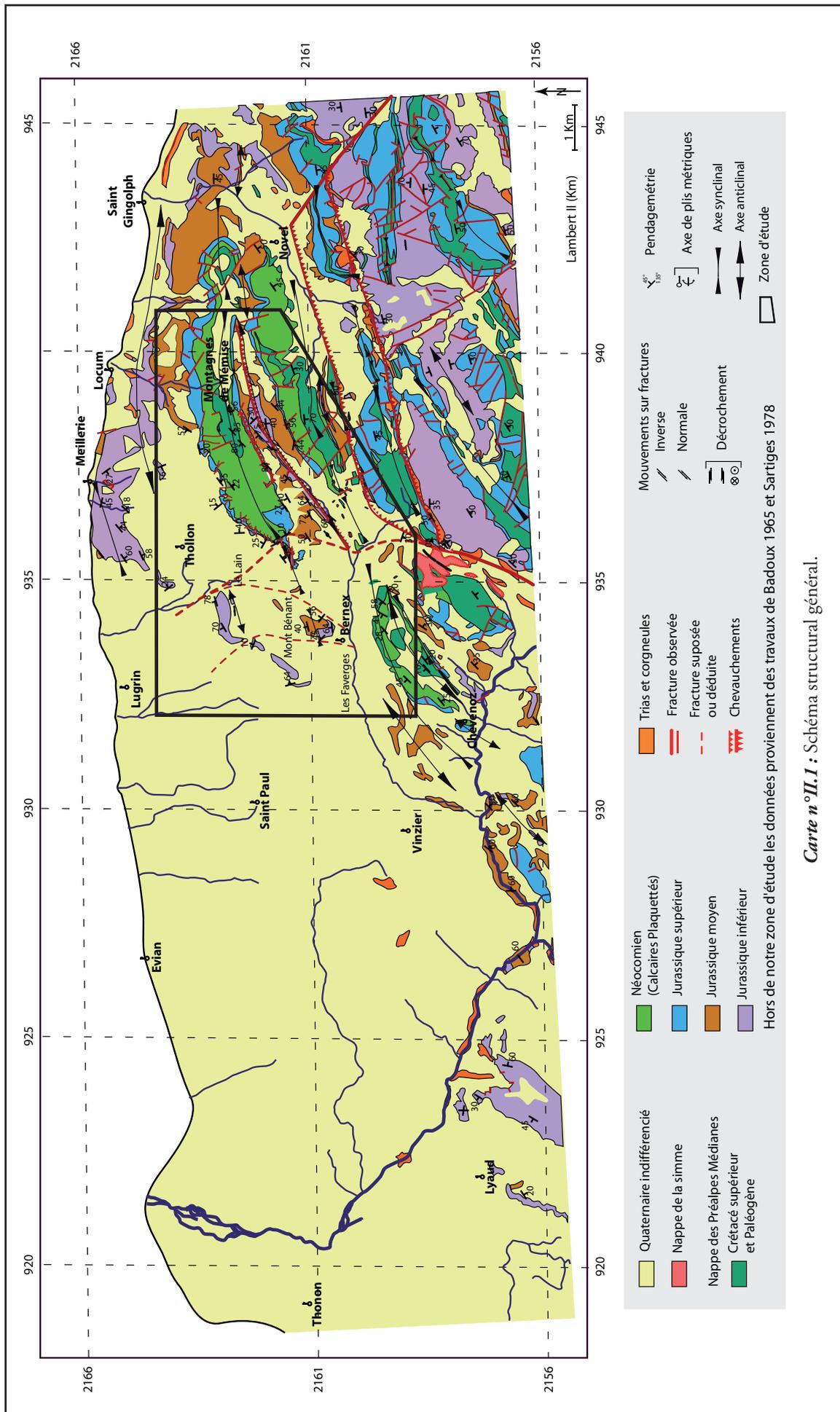
II.1 Introduction

Au premier regard la structure de notre zone d'étude semble relativement simple (figure n° II.13). Ainsi se succèdent du Sud au Nord : l'anticlinal des Lanches pointe de l'Aritte, le synclinal des Mémises et l'anticlinal de Thollon masqué par le Quaternaire. Cet ensemble de structures se superpose tectoniquement à des unités de flyschs allochtones et au domaine molassique par l'intermédiaire d'écailles dont celle dite de Locum. Cependant si nous regardons plus en détail ces structures, elles se révèlent beaucoup plus complexes.

En effet, aussi bien l'analyse des structures superficielles que celle des structures profondes, définies notamment par une nouvelle étude des profils géophysiques (Partie II, Chapitre 3) révèlent l'édifice suivant (Carte II.1), de la base au sommet :

- Une ou des unités à matériel molassique. Elles forment le soubassement général de notre secteur. Elles n'affleurent pas dans notre zone mais ont été reconnues en forage.





Carte n°II.1 : Schéma structural général.

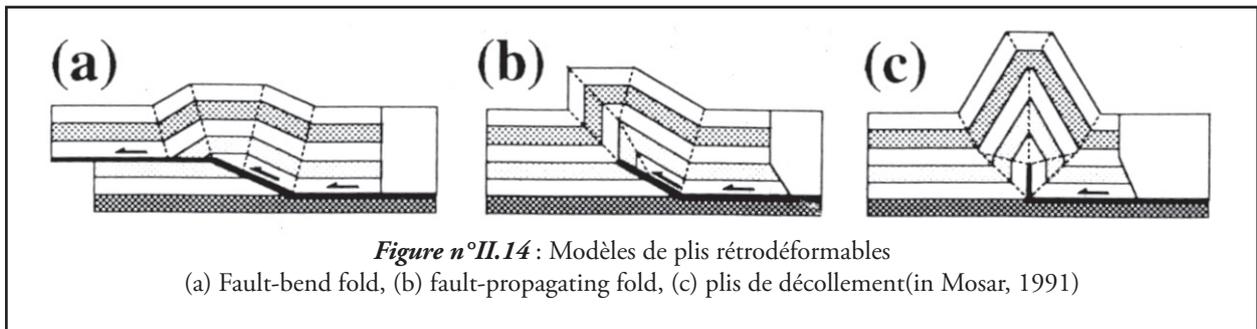


Figure n°II.14 : Modèles de plis rétrodéformables

(a) Fault-bend fold, (b) fault-propagating fold, (c) plis de décollement (in Mosar, 1991)

- Des unités de flyschs dites Flysch du Gurnigel, jamais très épaisses les données cartographiques de la vallée de la Dranse et les données géophysiques concernant la géométrie et la profondeur du plan de chevauchement de ces unités, accréditent cette hypothèse.

- Les unités des Médiannes découpées en écaillés à la base, dont celle dite de Locum ss. La géométrie du plan de chevauchement principal est marqué par une variabilité de son pendage. En effet dans la carrière de Meillerie le chevauchement de l'unité principale sur son écaillé est faiblement penté vers le sud (Cf. carte géologique [34]) tandis qu' à l'ouest du Mont-Bénant, l'analyse sismique montre des surfaces de chevauchement très redressées.

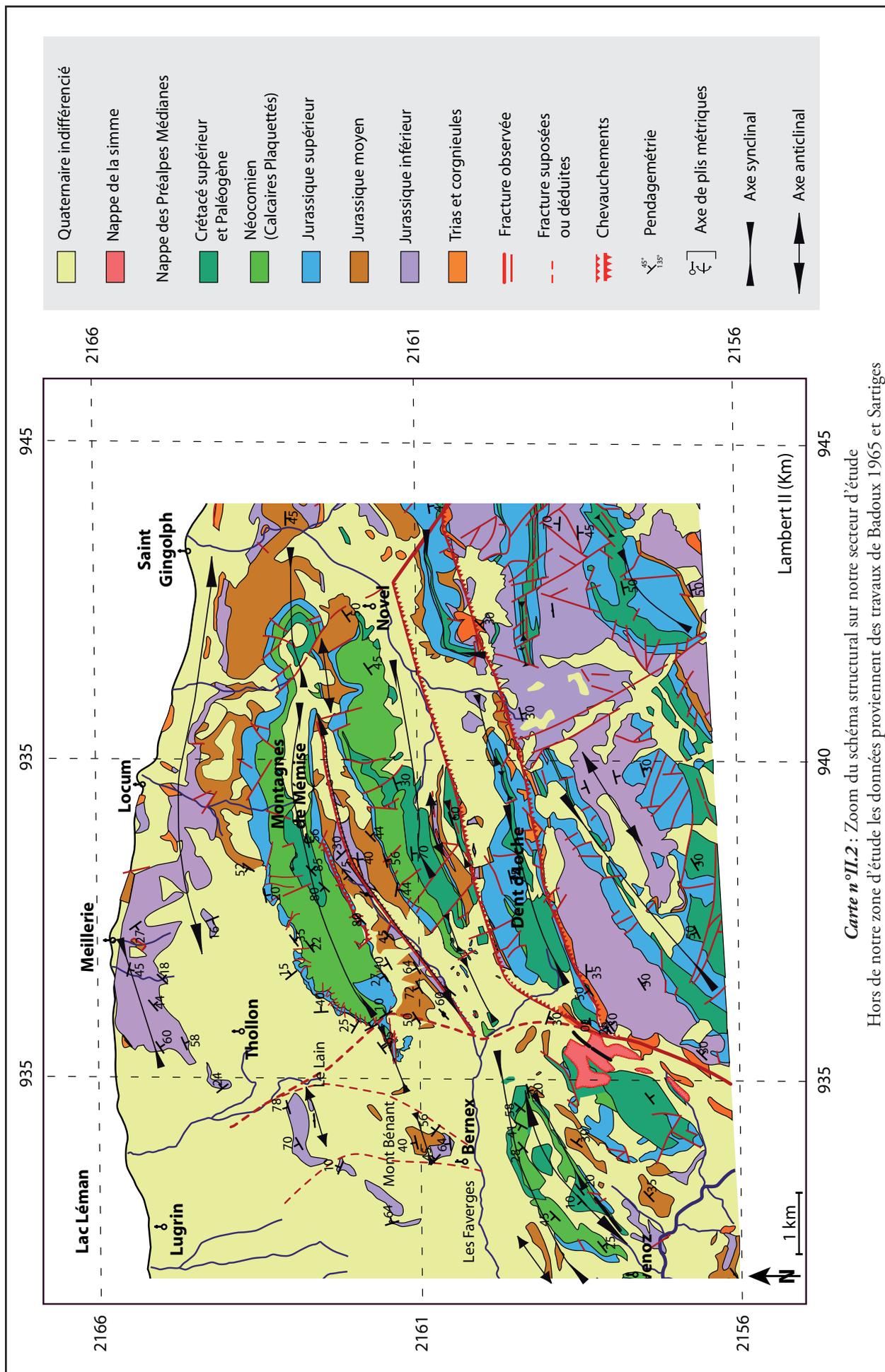
En ce qui concerne plus précisément les Médiannes, les analyses de détails révèlent :

- Que l'anticlinal le mieux identifié sur notre secteur, celui des Lanches, est du type « Fault Propagating Fold » [12] (figure n°II.14).
- Que le flanc inverse de ce pli, c'est-à-dire le passage au synclinal des Médiannes connaît un amincissement conséquent, par jeu de

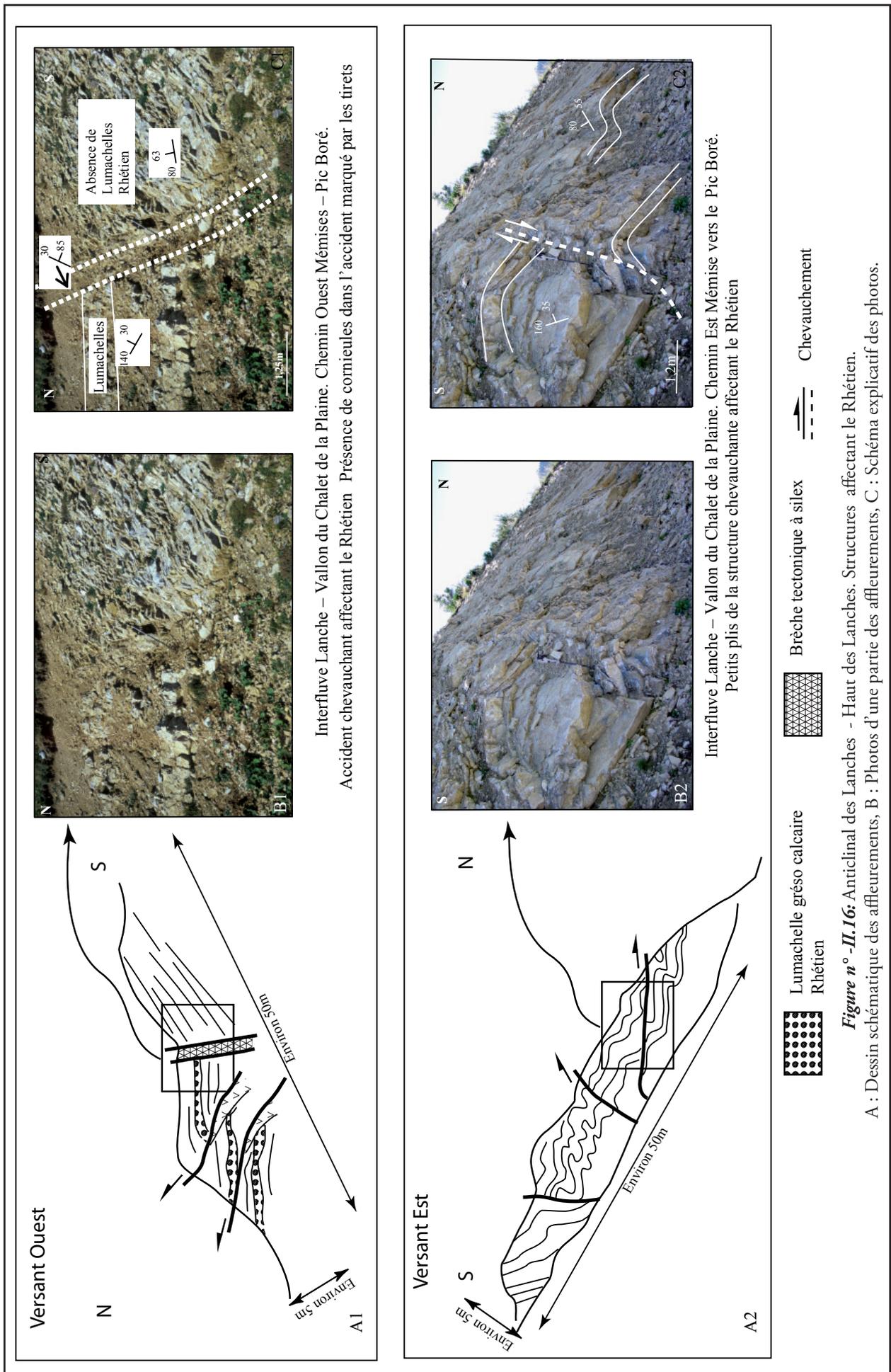
petits cisaillements qui se superposent, de la base des pentes vers le sommet. La structure de détail bien observable dans le flanc sud des Médiannes, entre le Grand-Mottay et les Chalets de Médiannes mime les structures de type S/C classiques des déformations des roches endogènes. Elle conduit en définitive à une réduction d'épaisseur de la série et tout particulièrement de la partie la plus massive du Malm.

- Que des structures extensives découpent le massif des Médiannes, structures particulièrement remarquables au NW et affectant en général la partie de la série comprise entre le Malm inclus et le Tertiaire inclus.

- Que les structures observées, caractéristiques d'une extension NE-SW, d'une compression N160°E ainsi que les accidents décrochants sénestres N10°E, sont contemporains et résultent d'une même phase de déformation d'une part et qu'ils sont des adaptations au plissement-décrochement des Préalpes (Paragraphe II.III.c) d'autre part.



Carte n°II.2 : Zoom du schéma structural sur notre secteur d'étude
 Hors de notre zone d'étude les données proviennent des travaux de Badoux 1965 et Sarriège



II.II Les données macrostructurales : Les structures remarquables dans le massif des Mémises

II.II.a Les structures plicatives, chevauchantes et décrochantes

II.II.a1 L'anticlinal des Lanches, cornieules

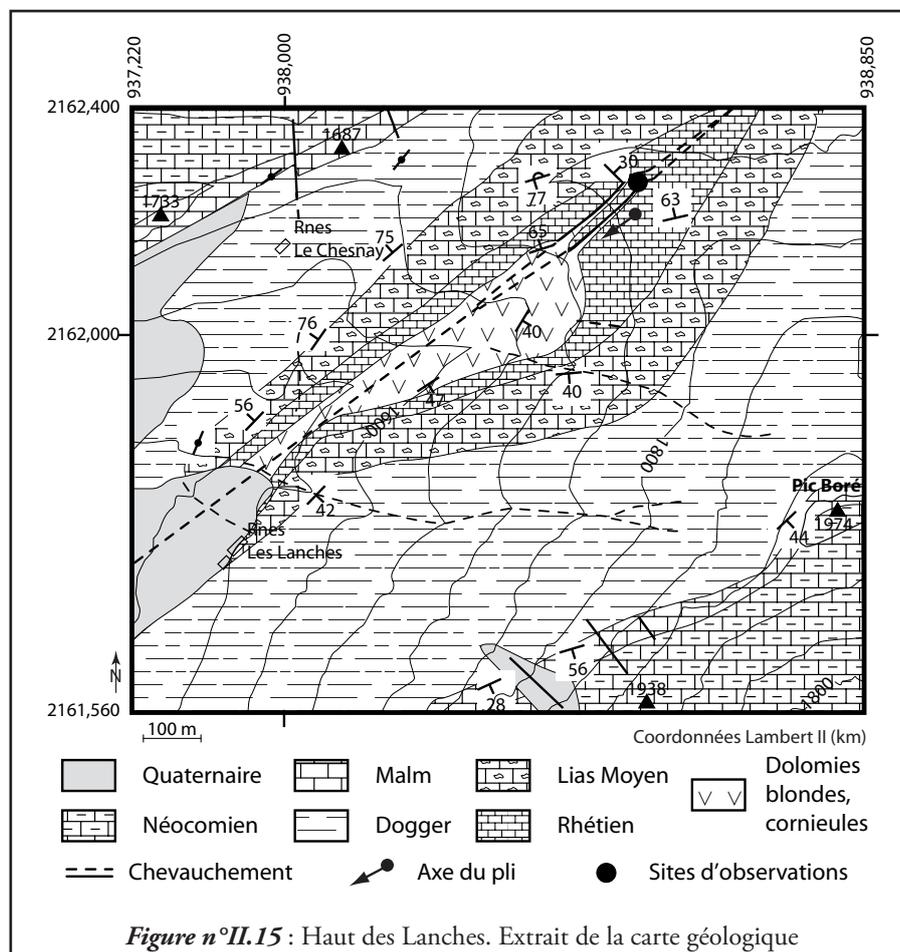
L'anticlinal des Lanches – Pointes de l'Aritte est un anticlinal pincé déversé vers le Nord et dont l'axe plonge vers le NE au sommet du vallon des Lanches (au niveau du Chesnay), mais également semble-t-il vers le SW dans la partie aval (Carte géologique - hors texte et figure n°II.15). Il affecte une série allant du Trias cornieulé au Dogger à zoophycos.

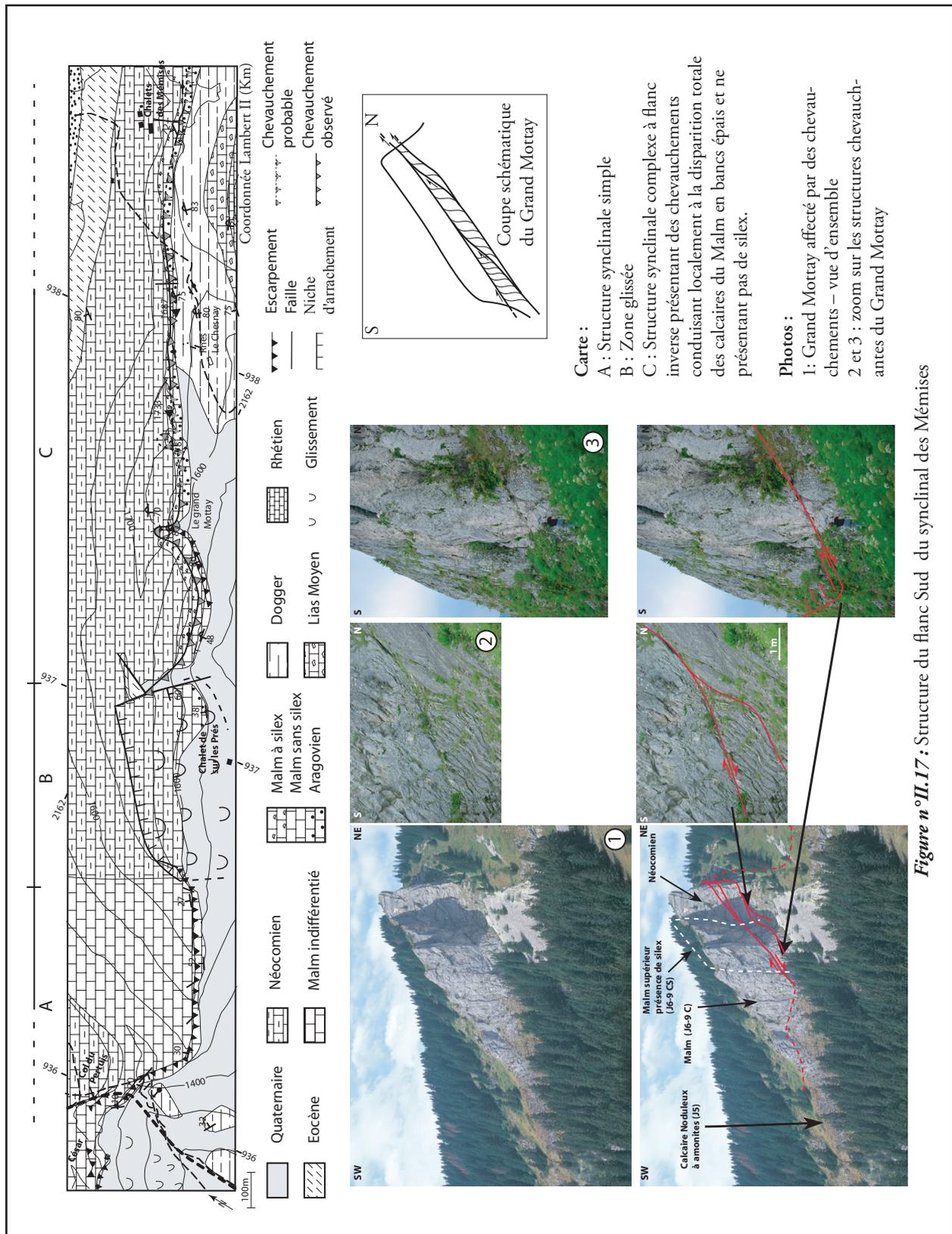
Le secteur qui nous intéresse particulièrement est celui du haut des Lanches.

Le chemin allant des Mémises au Pic Boré se divise en deux et enserme une petite butte constituée de Rhétien (Figure n°II.16). L'observation des deux talus d'érosion permet ainsi d'avoir une

partie de l'image du cœur de l'anticlinal.

Ainsi, sur le flanc Ouest de cette petite butte, nous pouvons observer des structures chevauchantes affectant le Rhétien et une zone broyée injectée de cornieules. Tandis que sur le flanc Est de cette même butte nous remarquons de petits plis asymétriques (axe N55°, plongent de 34°E) qui sont affectés par de petites failles chevauchantes. La qualité des affleurements plus en aval dans le Vallon des Lanches ne nous a pas donné la possibilité d'identifier des structures comparables mais nous permet d'envisager que le cœur de l'anticlinal des Lanches soit en partie chevauchant. Nous avons ici un pli du type « fault-propagation fold ». De telles structures ont déjà été décrites dans les Préalpes médianes plastiques romandes par Mosar [12, 123].





II.II.a2 Le flanc Sud du synclinal des Mémises dans le secteur du grand Mottay.

Il se décompose en trois parties (figure n°II.17):

- Au SW, secteur A de la carte, nous avons une structure synclinale simple avec S_0 faiblement penté (de 15° à 45° N)
- En revenant vers le NE, secteur B, La structure n'est pas conservée car l'ensemble du versant est glissé
- Au SE enfin, secteur C, la structure est complexe et contrôlée par la présence d'accidents chevauchants au sein du Malm. C'est cette partie que nous allons détailler.

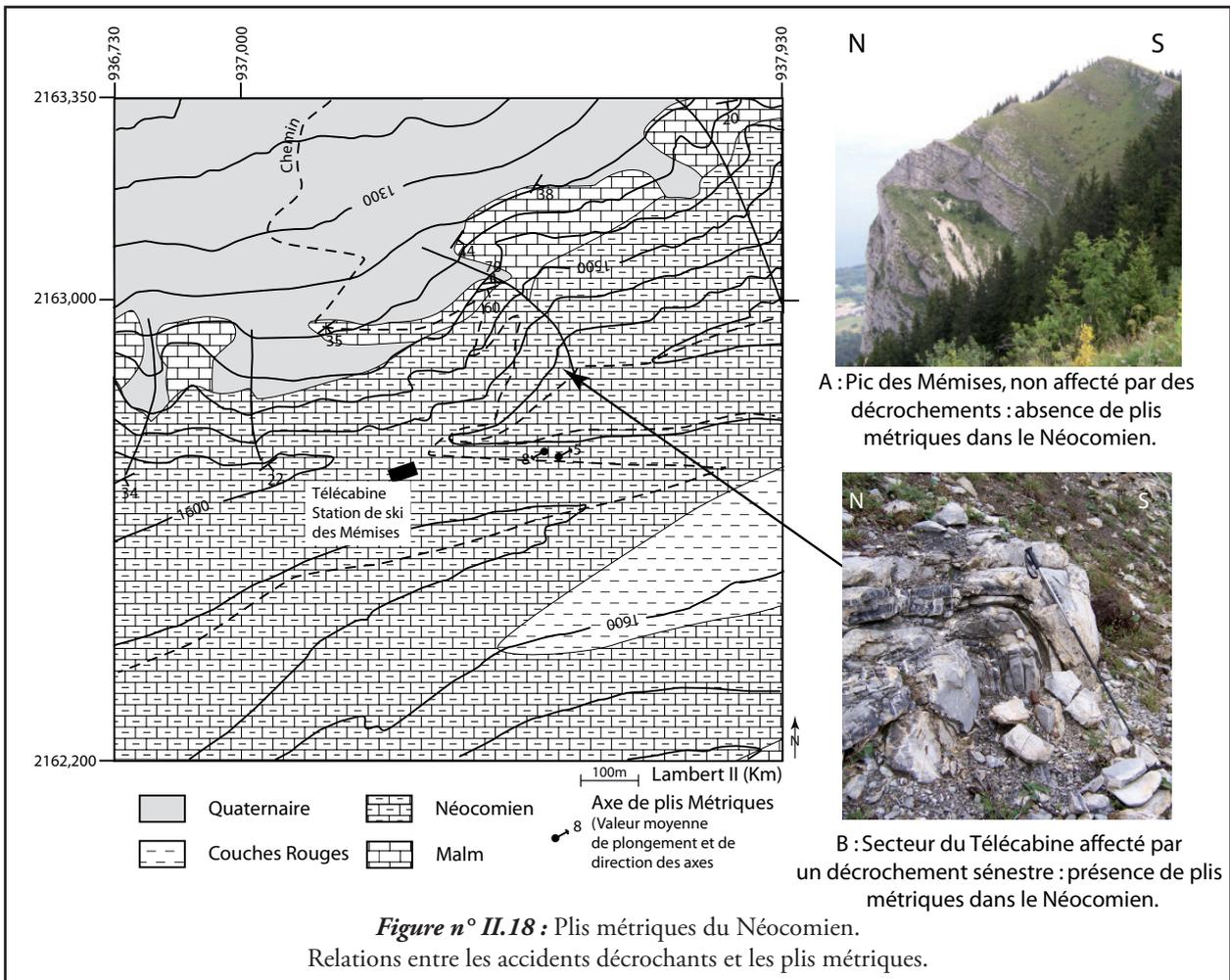
Les photos de la figure n°II.17 montrent bien la série d'accidents chevauchants qui affectent les formations à pendages inverses (flanc sud du synclinal avec des pendages verticaux vers le Sud).

Ces accidents prennent naissance dans le secteur de la faille décrochante sénestre de « Sur les

Prés » et se propagent vers l'Est. Si sur la carte, pour des raisons de lisibilité, nous avons simplement représenté un seul plan de chevauchement, dans les faits nous pouvons observer une série de petits chevauchements.

Ces chevauchements sont à l'origine de l'amincissement des dépôts observé par Badoux [34] et Sartiges [91] et peuvent conduire, comme à l'interfluve entre le vallon des Lanches et le cœur du synclinal (cote 1680), à la disparition totale du Malm à bancs métriques. Dans ce cas, la partie supérieure du Malm à silex vient directement au contact des niveaux noduleux à ammonites de l'Argovien. A ce point d'observation les dépôts jurassiques notés J_5 et J_{6-9} ne dépassent pas, dans leur globalité, 35m d'épaisseur et nous n'observons plus qu'un seul plan de chevauchement.

Nous avons pu suivre ce chevauchement jusqu'au Sud des chalets de Mémises. A ce point l'amincissement est moindre et nous pouvons de nouveau observer une partie du Malm à bancs métriques.



II.II.a3 Les plis métriques des calcaires plaquettés du Néocomien sur l'arête nord des Mémises

De façon classique, d'après la bibliographie, le Néocomien des Préalpes Médiannes est affecté par des plis métriques disharmoniques du type « en échelon » [12, 36, 46, 123].

L'observation des escarpements de l'arête nord des Mémises (Figure n°II.18) montre que le Néocomien est affecté de plis métriques simplement au passage d'accidents décrochants comme, par exemple, à la terminaison ouest des Mémises ou au niveau de la tête de télécabine de la station de ski de Thollon.

De plus ces petits plis asymétriques conformes à la structure synclinale (ici flanc nord du synclinal des Mémises) sont coniques et à axes courbes. Ils sont compatibles avec une mise en place associée à un système décrochant. Nous

pouvons en déduire que les phases plicatives et décrochantes sont contemporaines (Voir figure n°II.33, Partie n°2 - paragraphe II.III.C1).

Tout se passe comme si les accidents cassants décrochants du Malm étaient accomodées dans le Néocomien par ces structures métriques et par de petites fractures discontinues.

II.II.a4 L'anticlinal du Mont Bénant

Nous confirmons que la partie nord du Mont Bénant correspond à une voussure anticlinale. La pente topographique de la grande forêt où affleure ponctuellement le Lias siliceux est une surface structurale calée sur le flanc NW du pli et si nous regardons de plus près la charnière du pli (Figure n°II.19), nous notons que le Lias inférieur y est affecté de plis métriques à axe N60° et de plongement nul.

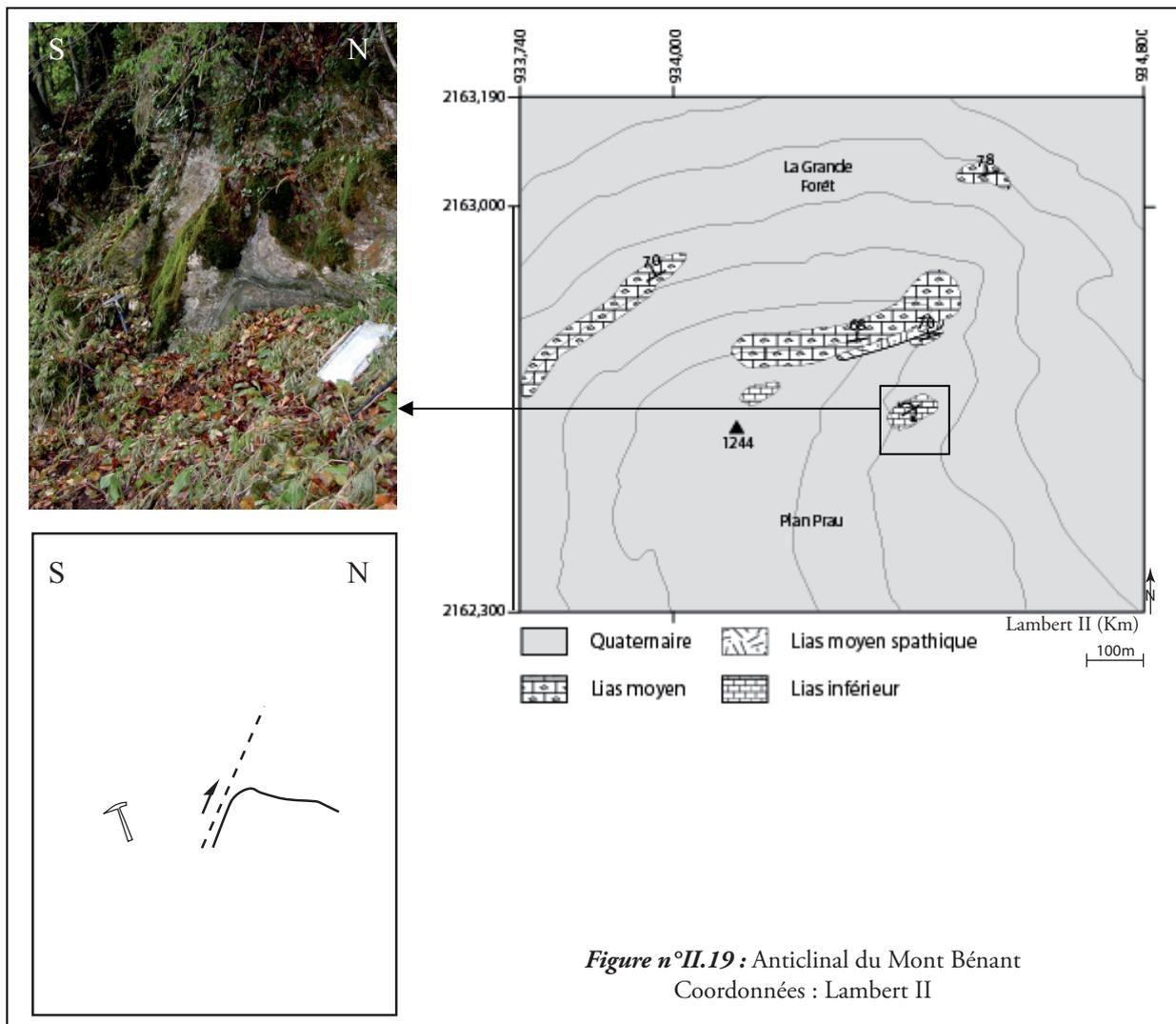


Figure n°II.19 : Anticlinal du Mont Bénant
Coordonnées : Lambert II

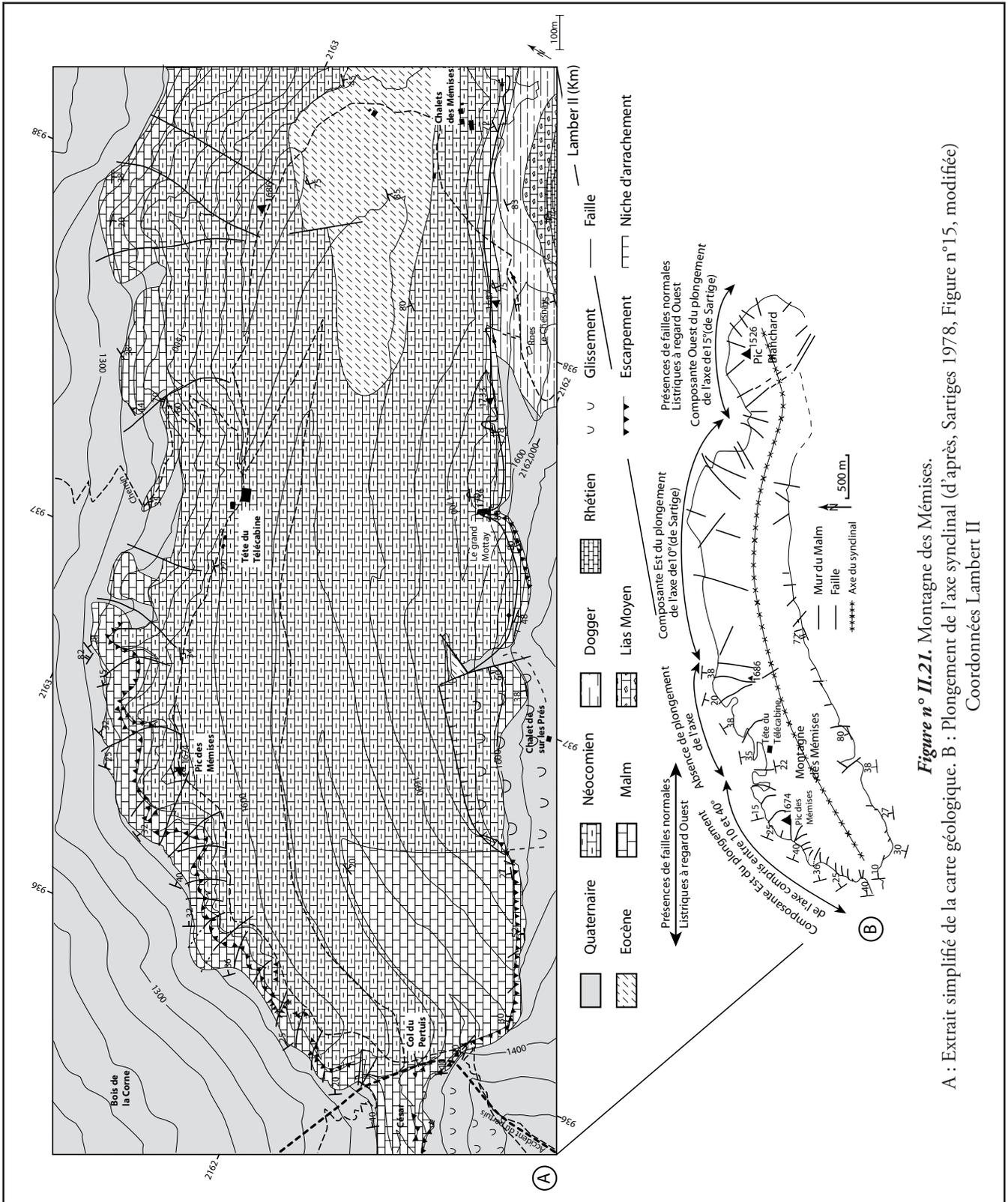


Figure n° II.21. Montagne des Mémises.
 A : Extrait simplifié de la carte géologique. B : Plongement de l'axe synclinal (d'après, Sartiges 1978, Figure n°15, modifiée)
 Coordonnées Lambert II

II.II.b Les structures extensives

II.II.b1 Sur le flanc nord des Mémises

Là, le Malm et le Néocomien sont affectés par des failles listriques à regard ouest s'enracinant dans les marno-calcaires du Dogger (Figure n°II.20 et n°II.21).

La particularité de ces structures extensives perpendiculaires à l'axe synclinal est d'être bien exprimée sur le flanc nord du pli. Ces structures listriques ont pour conséquence de découper la terminaison occidentale du massif en une série de blocs tiltés et d'induire un pendage général vers l'Est de la succession stratigraphique (Figure n°II.21).

Ce même type de structure extensive à regard Ouest a pu être observé dans le flanc Nord du

Pic Blanchard depuis le Plan de Bret (Commune de St Gingolph). Elle montre que l'ensemble du synclinal est affecté par cette extension.

Nous pensons que cette asymétrie de comportement est à mettre en lien avec la mise en place du pli et que les structures extensives sont des systèmes adaptatifs au plissement – décrochement, c'est-à-dire qu'elles se développent uniquement sur « l'extrados » de la structure (Figure n°II.20 et II.21).

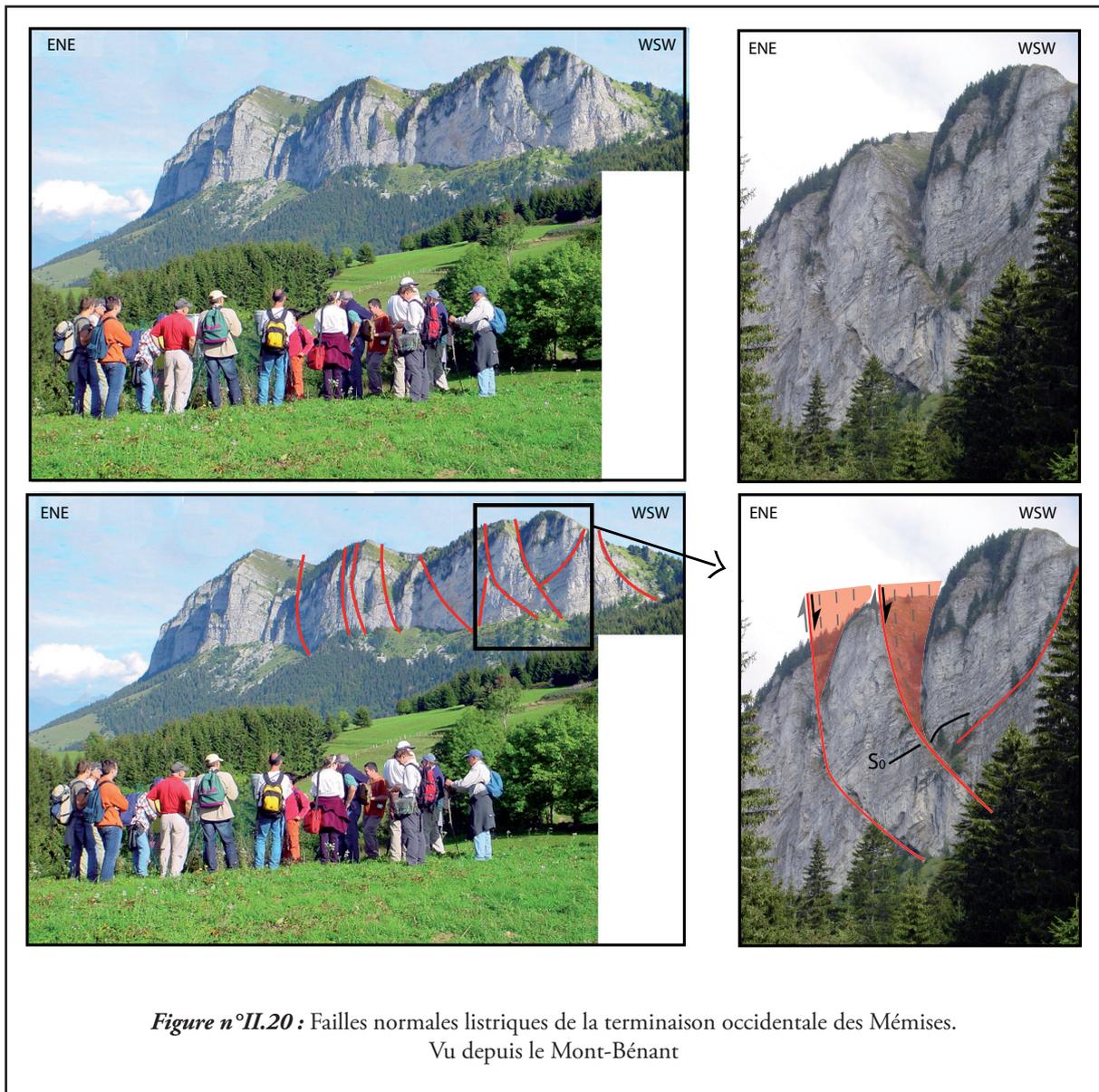
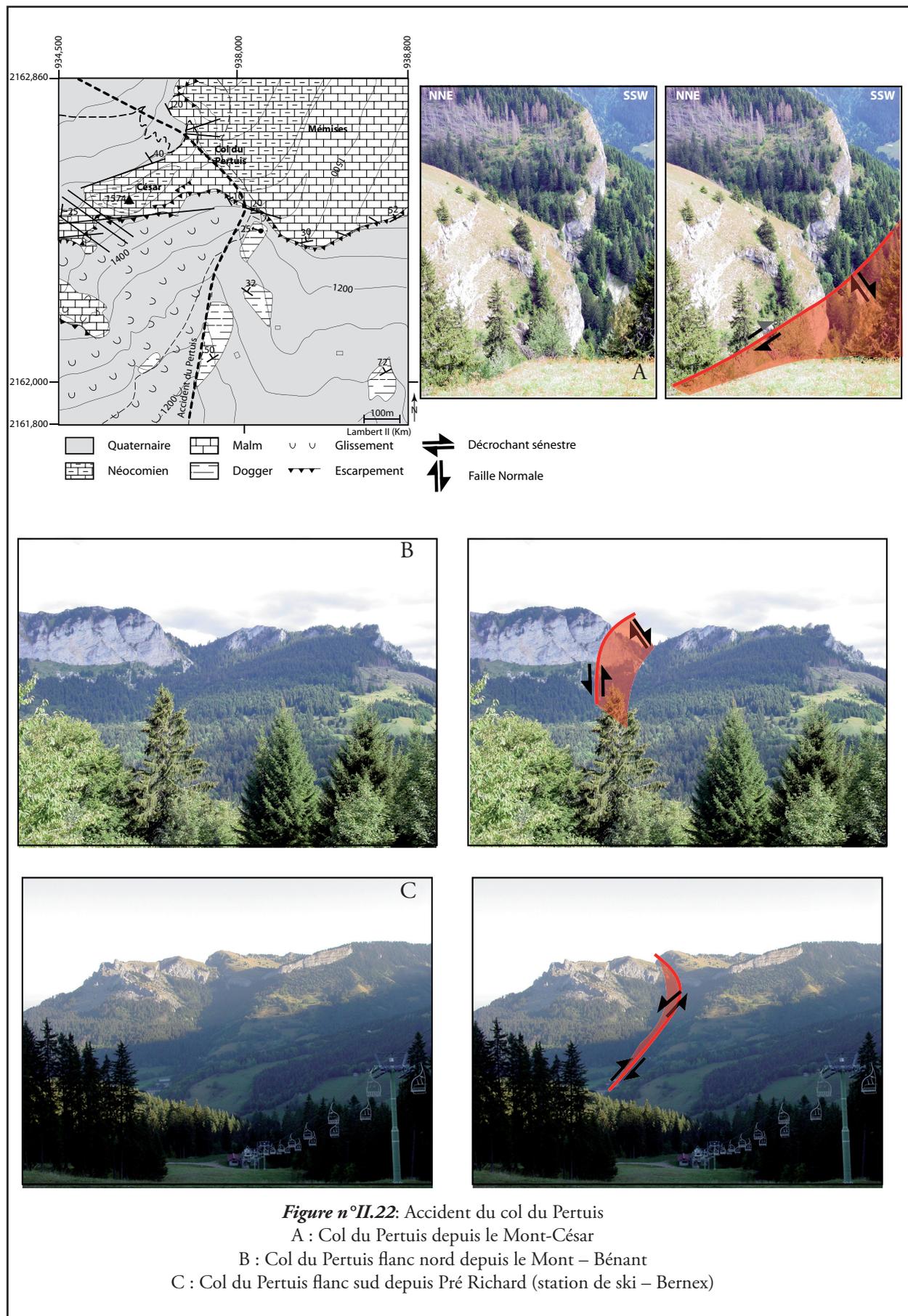


Figure n°II.20 : Failles normales listriques de la terminaison occidentale des Mémises.
Vu depuis le Mont-Bénant



II.II.b2 Au mont Bénant

D'autres structures extensives listriques à regard ouest ont pu être identifiées. Ces structures métriques affectent le Dogger du Mont Bénant et sont visibles le long de la route qui conduit au Col de Creusaz (Bernex).

Ces structures bien que de moindres dimensions que celles affectant le Malm du synclinal

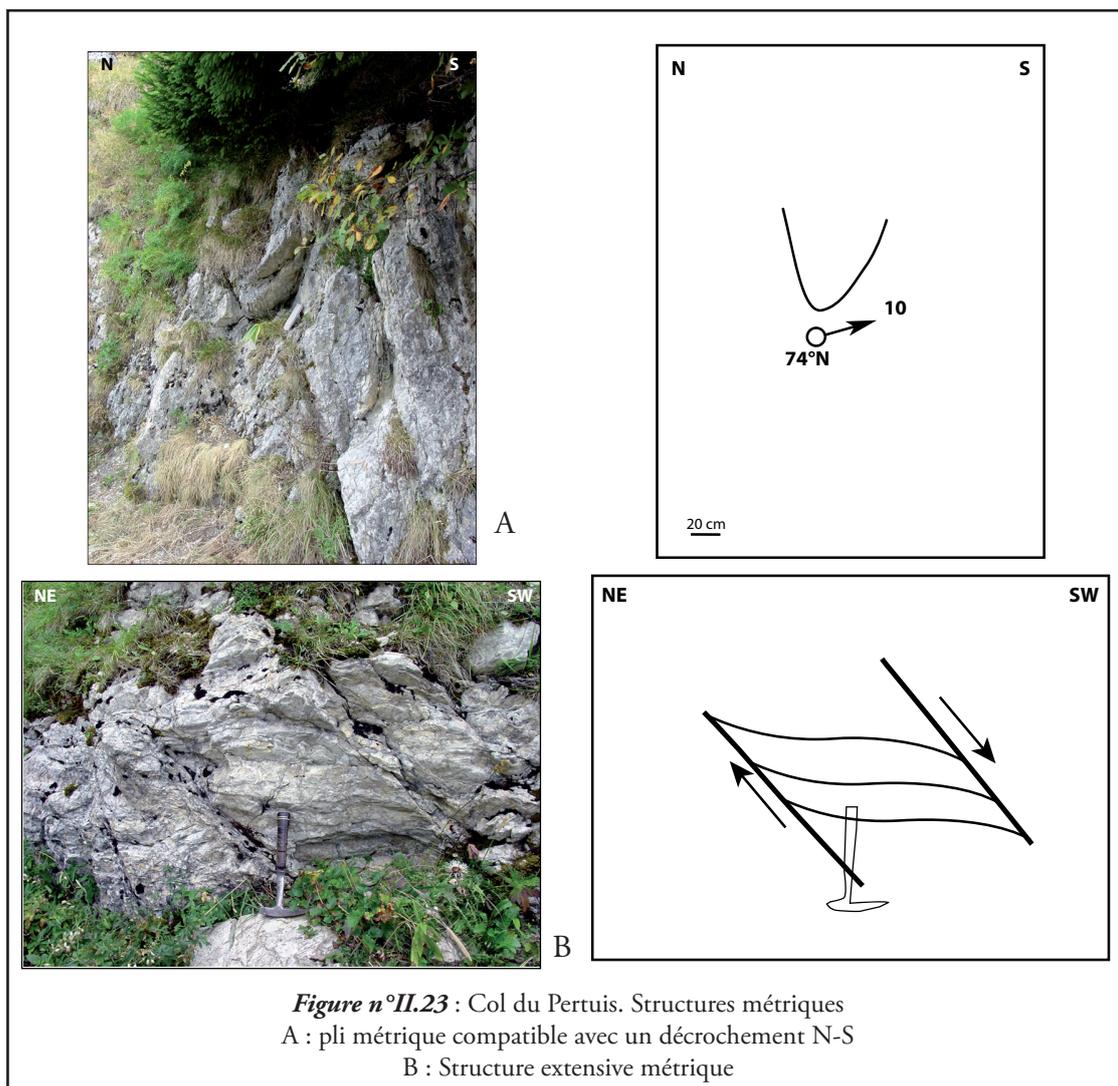
des Mémises sont concordantes avec celles-ci. Elles indiquent une extension Est-Ouest.

Les données de structures associées aux données de stratigraphie et de pendagemétrie nous conduisent à faire passer un accident listrique au Col de Creusaz et un second aux Granges de Bénant (Cf. carte géologique en hors texte)

II.II.b3 les structures associées du col du Pertuis et leurs prolongations

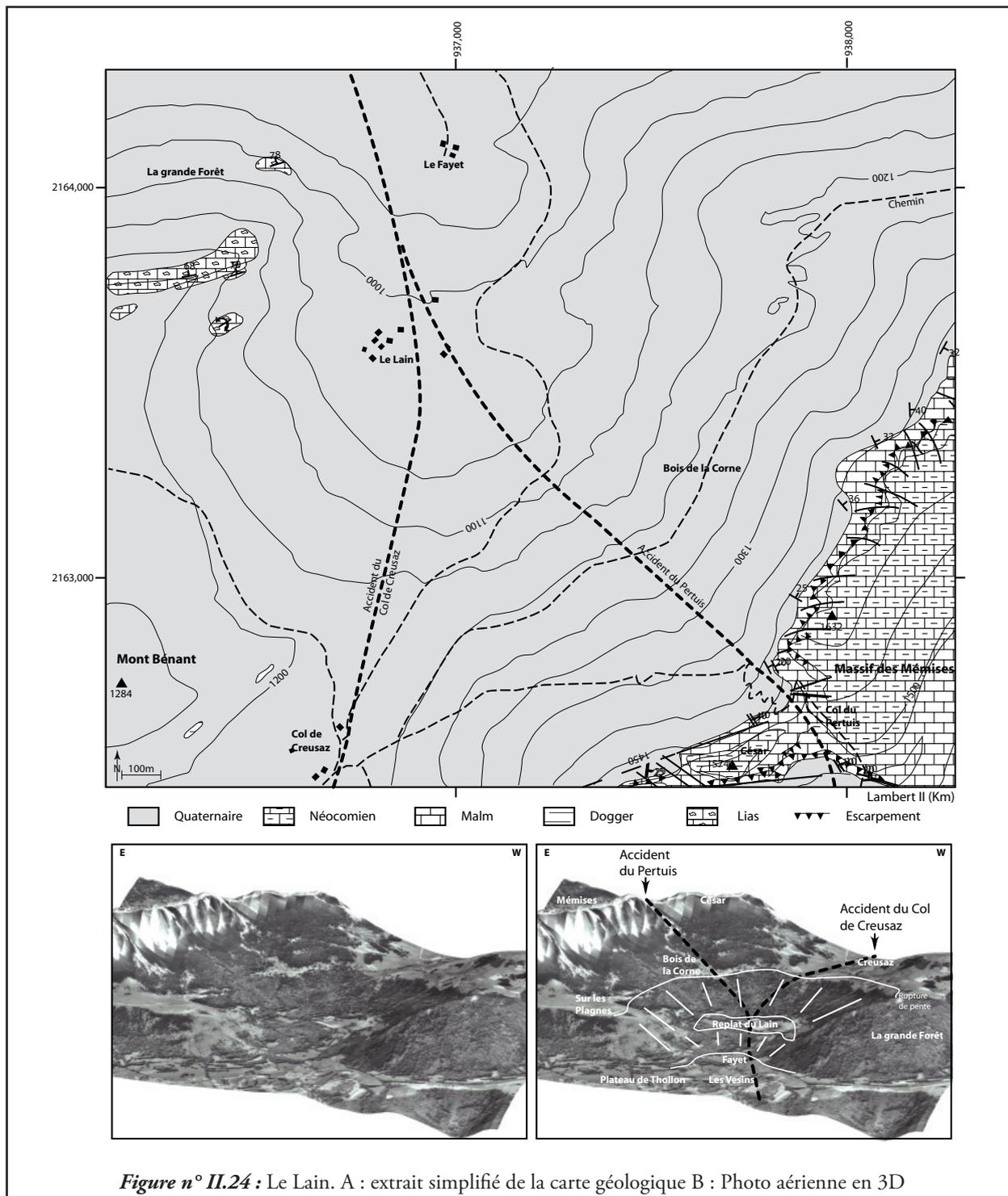
Le Col du Pertuis fait la transition entre le Massif des Mémises au Nord et le Mont César au Sud. Un accident décrochant sénestre à pendage ouest est bien visible dans le paysage (Figure n°II.22). Cet accident normal-décrochant senestre s'exprime sur la totalité de la pile sédimentaire, et génère au sein du Néocomien des plis métriques asymétriques conformes au décrochement (Figure n°II.23), des petites structures ex-

tensives. Cependant en raison d'incertitudes sur le caractère en place des affleurements pris dans l'accident, nous n'avons pas pu effectuer d'analyses précises. Les analyses microstructurales effectuées par la suite, au niveau du col du Pertuis, proviennent de la terminaison occidentale des Mémises et non du col lui-même



Vers le Nord, nous pensons que la géométrie du secteur du cirque du Lain est à mettre en lien avec la présence des accidents décro-normaux du Col du Pertuis et du Col de Creusaz. Ces deux accidents ont pris le secteur Mont César – Lain dans une zone cisailante. Cela s'est tra-

duit par une forte fracturation, celle du Mont César par exemple, et une fragilisation rendant ce secteur plus sensible à l'érosion que les zones alentour (La Grande Forêt et Bois de la Corne). (Figure n°II.24)



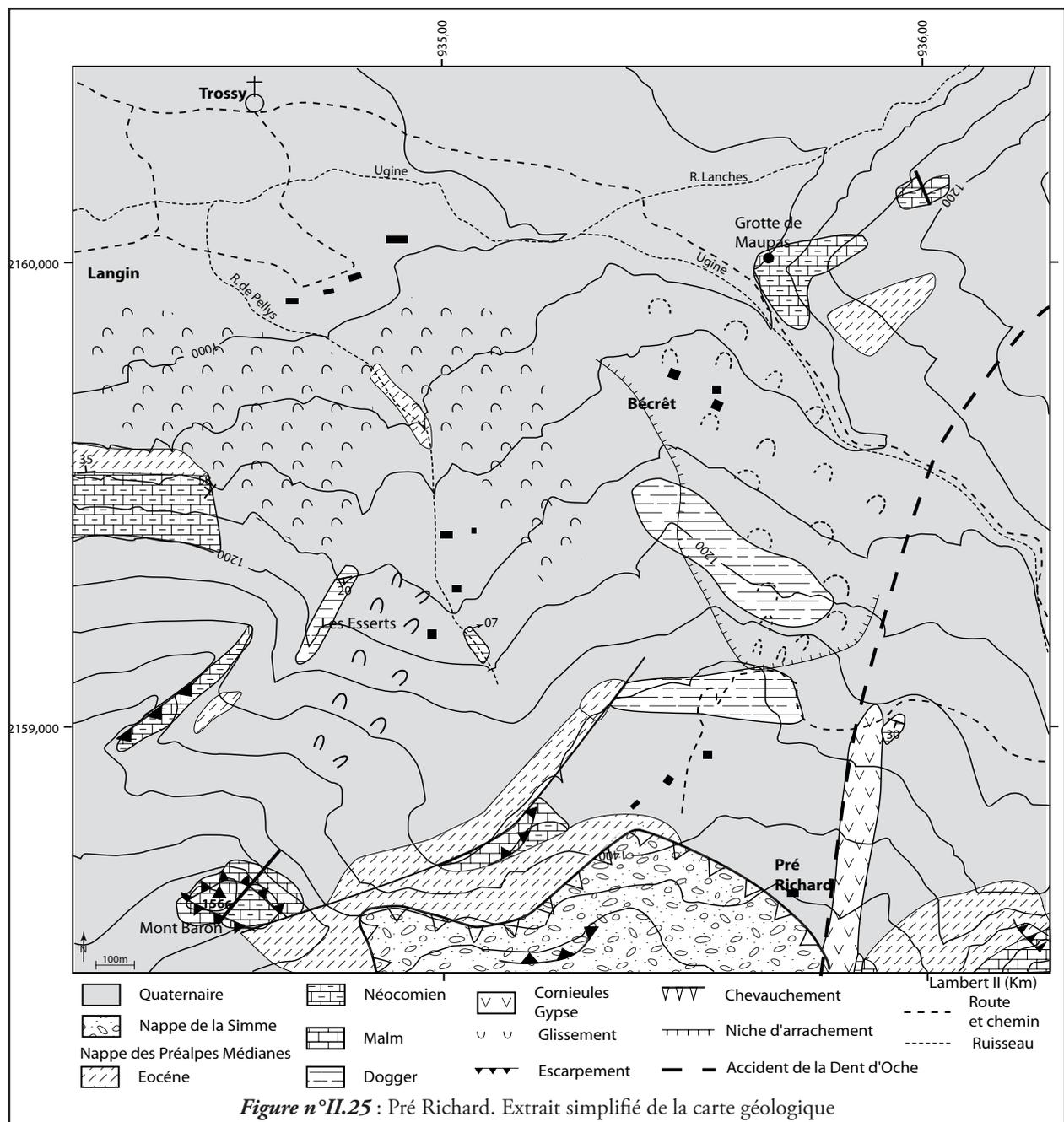
Vers le Sud, nous n'avons pas pu prolonger directement l'accident du Col du Pertuis dans le flanc nord du Mont Baron – Dent D'Oche car ce versant du massif est, en grande partie, glissé. Nous nous posons cependant la question de savoir si cet accident ne vient pas se greffer sur le système décrochant de l'écaille de la Dent d'Oche.

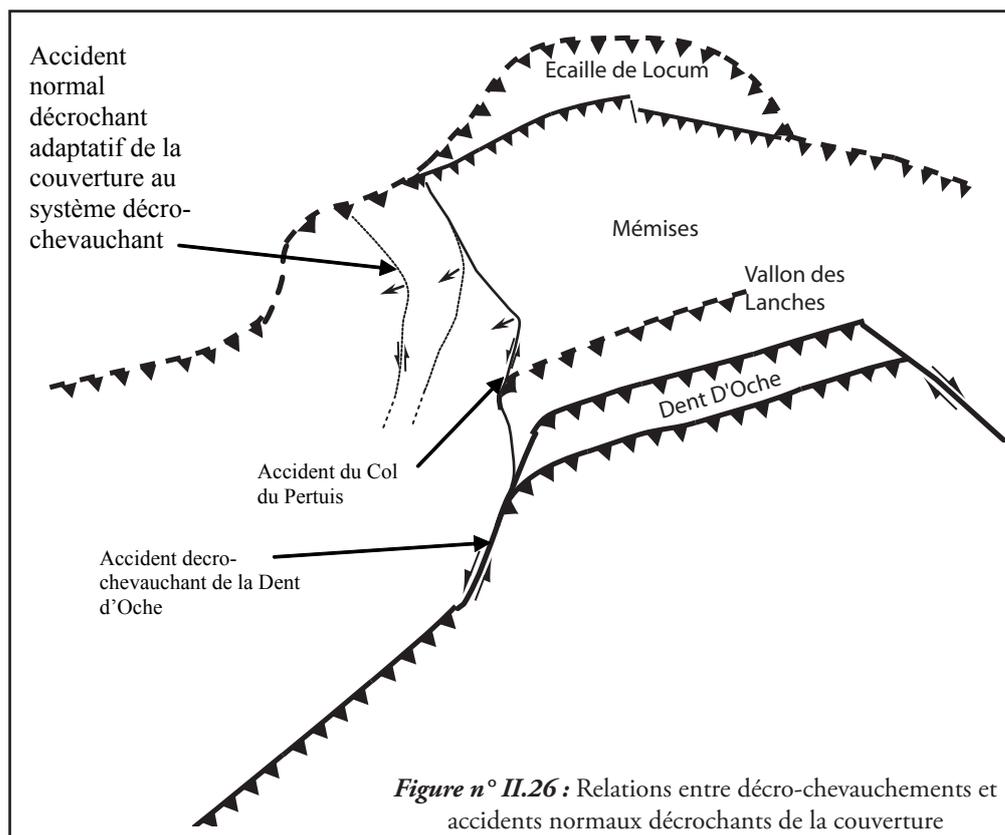
La cartographie détaillée des pentes, à l'aval du Mont Baron et de Pré Richard ne permet pas en effet d'être affirmatif (figure n°II.25). Cependant, si l'accident du Col du Pertuis est en relation ou mieux est lié à l'accident décro-

chevauchant de la dent d'Oche alors les structures des Mémises et du Mont Bénant ne sont que des systèmes d'adaptation de la couverture triaso-tertiaire aux déplacements profonds (figure n°II.26).

Remarque :

Concernant la nappe de la Simme, il nous apparaît, au vu des descriptions litho-stratigraphiques, que l'extension de cette nappe a probablement été sous estimée sur la carte géologique actuelle [34]. Nous proposons donc de redéfinir ses limites. Cette nouvelle extension proposée mériterait d'être confirmée par des analyses micropaléontologiques.





II.II.c La structure du Mont César.

Le Mont César se situe entre l'accident du Col de Creusaz et la terminaison occidentale du massif des Mémises dont il est séparé par l'accident normal décrochant sénestre du Col du Pertuis.

Ce secteur se caractérise par de nombreux décrochements orientés N70° à N90° qui génèrent des zones broyées pouvant avoir jusqu'à un mètre d'épaisseur (photo C, figure n°II.29). Des décrochements plus ou moins N160°E sont associés à ces fractures globalement E-W. Une direction précise de ces décrochements ne peut être donnée. En effet, le Mont César est en cours de déstructuration gravitaire. L'ensemble de l'édifice constitué de Malm et de Néocomien pour sa partie sommitale (pendage de 0° à 15°S), est en phase de tassement et de glissement vers le Sud. Les marno-calcaires du Dogger constituent l'assise du massif, avoisinant les 400m d'épaisseur à cet endroit, et glissent en entraînant la masse calcaire sus-jacente. Cela se traduit par un démantèlement du massif avec rejeu des anciens accidents en ouverture (figure n°II.28 et n°II.29). Un extensomètre placé par Sésiano [124] dans une des fractures N-S a permis de

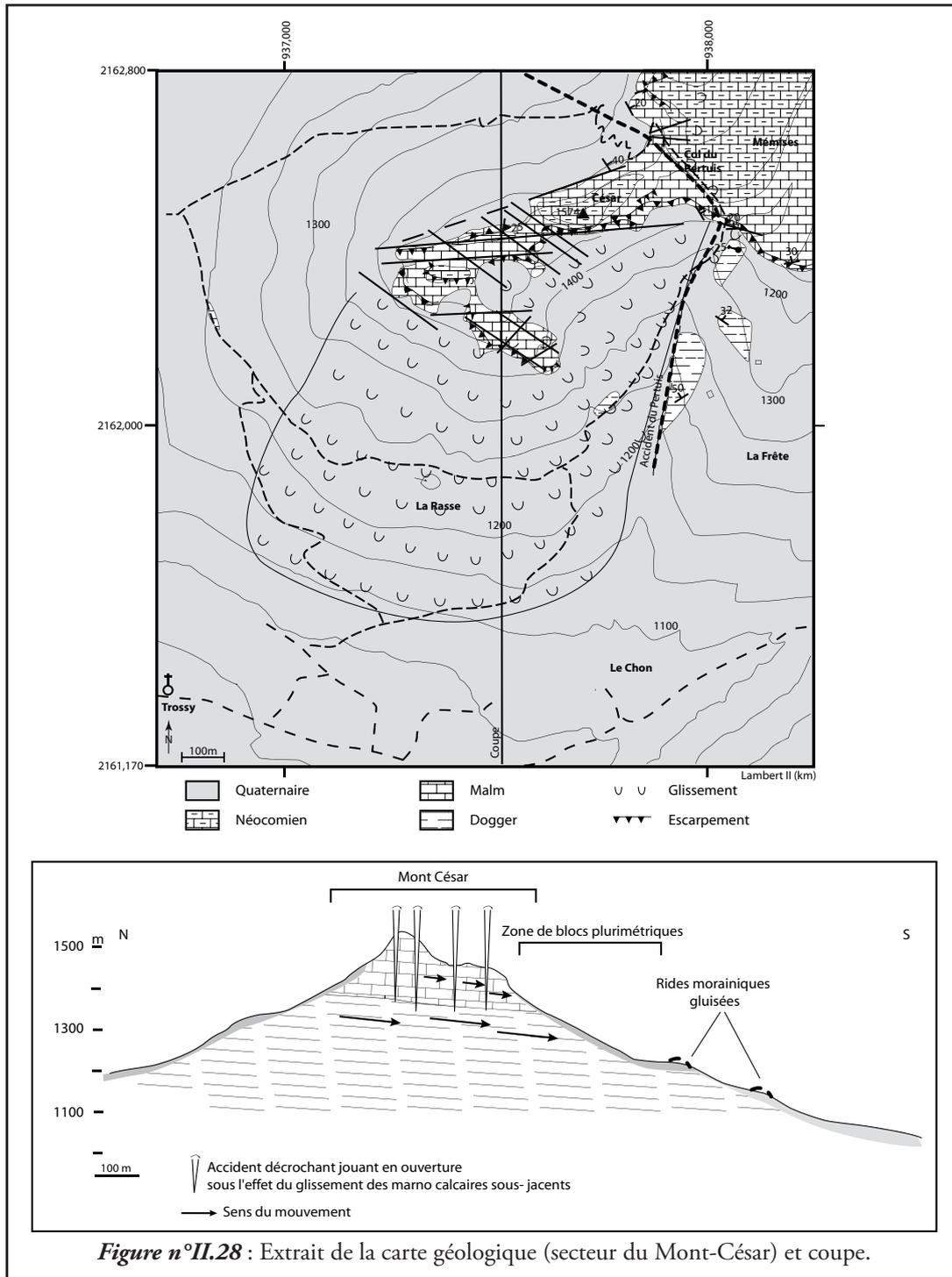
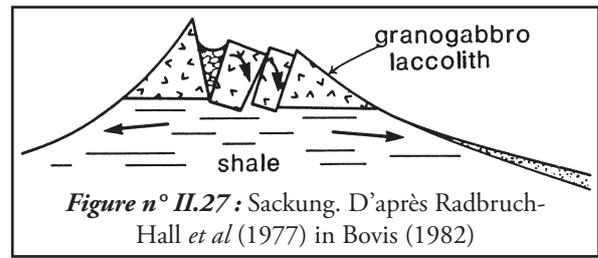
mesurer un taux d'ouverture annuel constant de 7,5 mm/an (chronique de 1980 à 2004 soit sur plus de 20 ans) qui ne semble pas sensible aux alternances annuel de gel / dégel.

La structure du Mont- César nous conduit à penser que nous avons affaire à ce que l'on appelle un sackung [125, 126] (figure n°II.27). Les sackungs sont en effet des structures extensives particulières à l'échelle d'un massif qui se caractérisent par des mouvements de pentes de faible déplacement, en comparaison de la zone affectée, se produisant sur des versants à haut relief. Ces mouvements gravitaires se traduisent par la présence de structures extensives (ouverture de fentes de tensions...) et de contre-pentes. Nous pouvons nous poser la question de savoir si la structure actuelle du Mont César répond à cette définition et plus précisément au fonctionnement proposé par Radbruch-Hall *et al* ([127] in [126])

En effet, selon Radbruch-Hall *et al* ([128], [127] in [126]) les sackungs peuvent résulter d'un étalement gravitaire de niveaux schisteux. Le glissement induit des fentes de tension, une

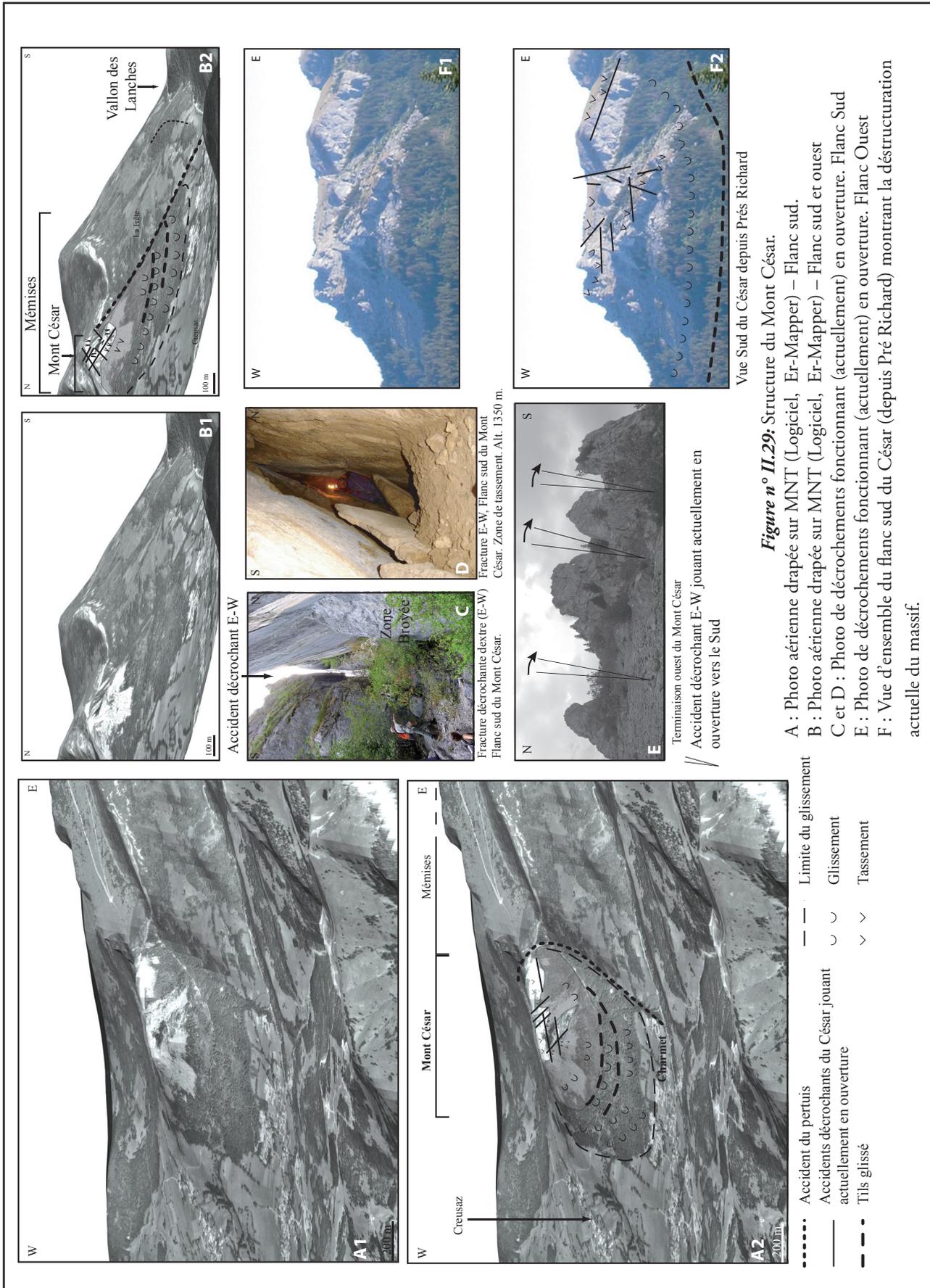
déstructuration dans les niveaux sus-jacents avec formation de dépressions au sommet et de contre pente (figure n°II.28).

Le Mont-César présente bien ces caractéristiques, plus précisément le niveau d'étalement gravitaire est constitué par les marno-calcaires du Dogger et le niveau sus-jacent en déstructuration est constitué par les calcaires du Malm.



Remarque : Des structures décrochantes orienté N70°E à N90°E ont également été observés dans le Dogger du Mont-Bénant. Ces observations se sont faites à la faveur d'excavations (lotissement de Chalets de Bénant).

Les affleurements étant de petites tailles nous pouvons simplement dire que le Mont-Bénant est lui aussi comme le Mont César est affecté d'accident globalement Est-Ouest.



II.III Les données Microstructurales

Dans ce paragraphe nous nous intéressons à l'analyse de failles métriques. Sur chacune des failles observées, par site, nous avons mesuré son plan et identifié les critères de mouvements.

Un rappel sur les notions de mécanique des roches est donné dans l'annexe n°2.

II.III.a Comparaison et description des méthodes d'analyse

Les méthodes d'analyse des données par inversion que nous avons utilisées, sont basées sur le principe de Bott ([129] cf. annexe n°2) et respectent les hypothèses suivantes :

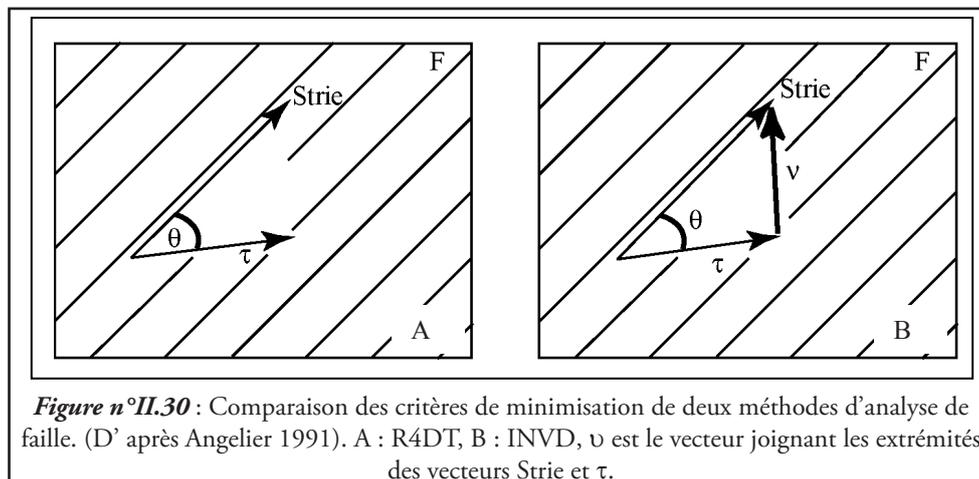
- les roches sont considérées comme homogènes et isotropes,
- les blocs entre les failles sont considérés comme indéformables et n'ayant pas subi de rotations,
- les glissements sur chaque plan de faille sont indépendants les uns des autres et les déplacements faibles.
- le tenseur des contraintes est estimé moyen et homogène dans l'espace et le temps (toutes les failles ont joué en même temps).

Il existe, cependant, quelques différences d'approches (figure n°II.30). En effet certaines méthodes, comme l'INVD d'Angelier [130] vont prendre en compte la magnitude relative du cisaillement (ν). Ce qui n'est pas le cas des méthodes numériques uniquement basées sur des critères angulaires comme la R4DT d'Angelier [131, 132] et celle d'Etchecopar [133] (figure n°II.30). Nous trouverons ci-dessous

une brève analyse de ces méthodes. Cependant pour une comparaison détaillée des méthodes d'Angelier se rapporter à Angelier 1991 [134] et Choi *et al* [135]).

II.III.a1 Principe du logiciel de Etchecopar A. et Vasseur G. (1981 modifié 1992)

Le logiciel d'Etchecopar utilise une méthode stochastique pour calculer le tenseur des contraintes. Il teste différents tenseurs de contraintes sur la population de failles et retient celui qui minimise le plus les écarts angulaires pour une famille donnée (θ proche de zéro). Comme dans une population de failles toutes ne sont pas forcément cogénétiques, le logiciel utilise trois pas de calculs successifs pour minimiser la fonction, c'est-à-dire qu'il retient à chacun des pas les failles les plus pertinentes et corrige, pour celles-ci, le tenseur. Au final, le tenseur obtenu explique un pourcentage de la population. L'opération peut alors être reprise sur les failles non retenues pour savoir si elles correspondent à un second tenseur.



Lors du paramétrage du logiciel, plusieurs paramètres sont au libre choix de l'utilisateur dont le pourcentage de minimisation. Celui-ci détermine le pourcentage de données explicitées par le tenseur obtenu. Ce paramètre est le seul qui a été modifié dans cette étude d'une population à l'autre. Il est important car les failles retenues lors de la minimisation servent à déterminer ϕ pour σ_1 , σ_2 , σ_3 donnés. Il a donc une influence directe sur celui-ci.

II.III.a2 Principe de la méthode numérique R4DT d'Angelier.

La méthode R4DT d'Angelier ne diffère pas ou peu de celle d'Etchecopar et est construite sur le même mode, c'est-à-dire que la cohérence de chaque plan de glissement avec le tenseur réduit moyen calculé est contrôlée par la valeur de l'angle θ (figure n°II.30). La faille est alors considérée en accord avec le tenseur si $\theta < 45^\circ$. Les failles exclues servent alors « à calculer un nouveau tenseur et ce jusqu'à ne garder que les failles présentant un bon accord. » α (1) définit alors la qualité de précision du tenseur réduit moyen obtenu [136]. De façon générale dans l'ensemble des résultats présentés par la suite, nous avons pris en compte les tenseurs réduits moyens où le paramètre α était inférieur à 10° .

$$(1) \alpha = 1/N \sum_{k=1}^{k=N} \alpha_k$$

α représente l'écart moyen pour l'ensemble de la population de failles (k = nombre de failles) entre la strie réelle et la strie calculée.

II.III.b Le traitement et les représentations des données

II.III.b1 Le traitement des données.

Le traitement des données a été effectué en deux phases.

La première phase a généralement été réalisée sur le terrain et a consisté en un tri manuel, et un contrôle de la qualité des mesures afin :

- de s'assurer de travailler sur des systèmes conjugués.
- de mieux différencier les failles néoformées des failles paléoformées.

La deuxième a consisté au traitement des données, en parallèle, avec les logiciels développés par Angelier et Etchecopar. Pourquoi ce

Cette méthode est adaptée à des failles héritées dépourvues de frictions [134].

II.III.a3 Principe de la méthode analytique INVD d'Angelier.

La méthode analytique INVD (méthode d'inversion directe) reprend le principe de base des précédentes méthodes mais introduit les paramètres de rupture et de friction. Elle utilise des critères basés sur une combinaison de l'angle entre la strie et la direction de la contrainte tangentielle d'une part et la valeur de la contrainte tangentielle d'autre part [134] (figure n°II.31). Elle est plus adaptée à des failles néoformées : dans le cas de failles héritées elle privilégie les fortes contraintes tangentielles (prise en compte de la friction) et convient au traitement de paléofailles pourvues de frictions.

Dans la méthode INVD le critère de vraisemblance de chaque jeu de faille est double. Nous avons :

- L'angle de rupture θ .
- Le rapport upsilon RUP, $RUP_k = v_k/\lambda$ avec k le nombre de faille et λ la valeur maximale de la contrainte tangentielle calculée.

Les failles prises en compte ont globalement des $RUP < 50\%$ et $\theta < 23\%$, cependant dans le cas de failles héritées nous avons pu considérer des $RUP < 75\%$ et $\theta < 45\%$ ($RUP = 0\%$: Contrainte tangentielle maximale parallèle à la strie réelle et de même sens ; $RUP = 200\%$ Contrainte tangentielle maximale parallèle à la strie réelle et de sens opposé) [136].

choix d'une double méthode de traitement ?

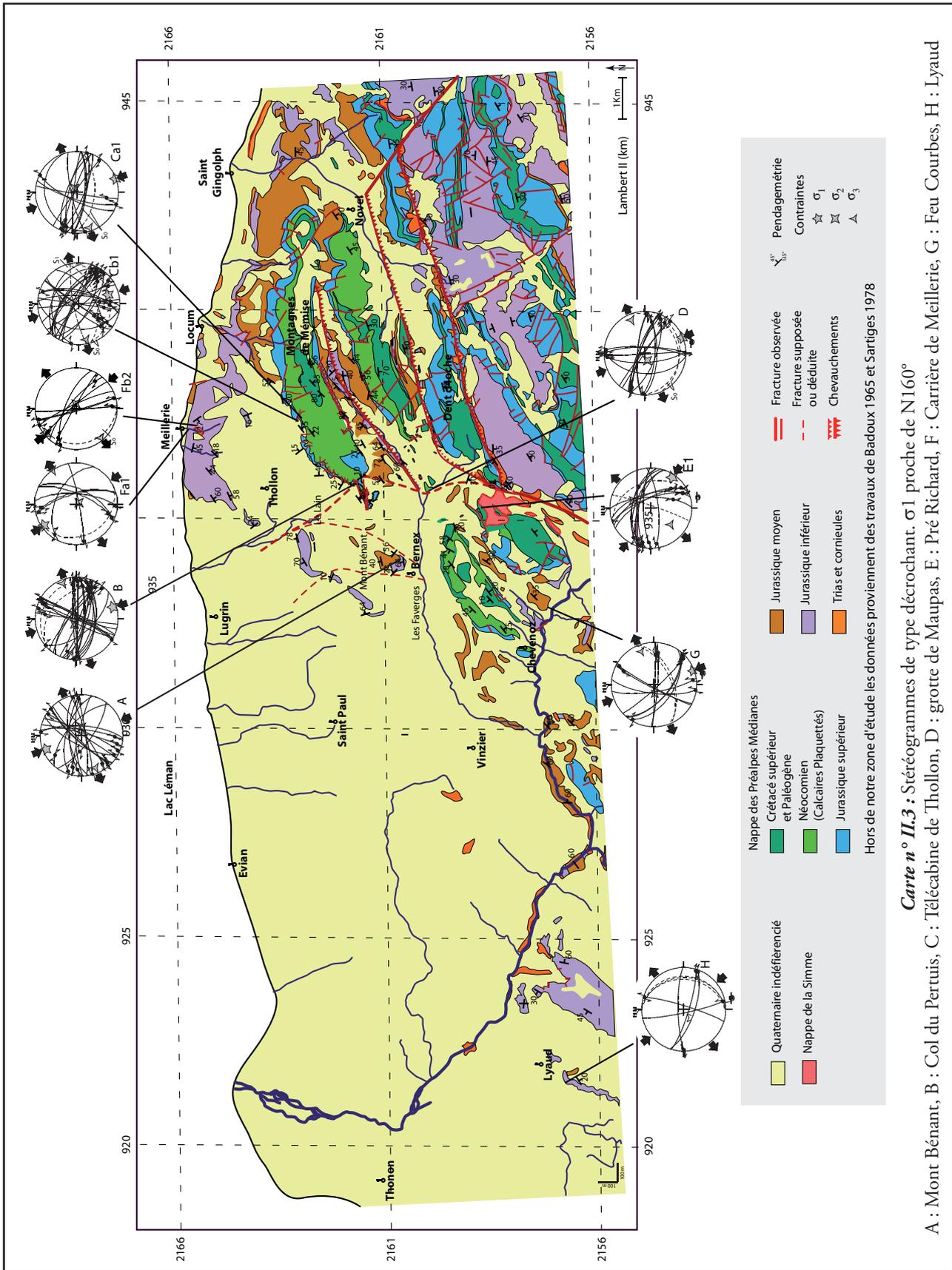
- Le logiciel d'Etchecopar a l'avantage de calculer des erreurs en degré sur chaque contrainte et sur le rapport θ . Ce que ne fait pas celui développé par Angelier et cela quelle que soit la méthode (INVD ou R4DT).
- Le logiciel d'Angelier dans son analyse INVD prend en compte les paramètres de rupture et de friction. Le tenseur ainsi obtenu est mieux contraint. Cependant, comme cela a été signalé ci-dessus, ce type d'analyse est moins bien adapté aux failles paléoformées où les frictions sont faibles.

- Le va et vient entre ces deux types d'analyse et de logiciel nous a permis au final d'optimiser le choix les failles retenues (i) sur une population initiale (n) et ainsi de mieux contraindre nos tenseurs.

II.III.b2 Les données et leurs représentations.

Les mesures proviennent de 8 sites différents dont 6 appartiennent à notre zone d'étude et 2 autres hors zone sont à l'Ouest de celle-ci. Ces deux derniers sites sont distants d'environ 15 et 25 km de notre secteur.

Pour plus de lisibilité et de clarté du texte, les résultats sont donnés ici sous forme de cartes synthétisant l'ensemble des sites ayant enregistré une même phase de déformation. Cependant, chaque site est décrit par une fiche signalétique en Annexe n°2. Cette fiche comprend la localisation précise, le contexte géologique, le nombre de mesures de plans de failles effectuées et les résultats obtenus. De plus, par population, sont présentés un stéréogramme des stries, une représentation de type dièdre droit, un cercle de Mohr, et un diagramme des angles θ .



Carte n° II.3 : Stéréogrammes de type décrochant. σ_1 proche de N160°
 A : Mont Bénant, B : Col du Pertuis, C : Télécabine de Thollon, D : grotte de Maupas, E : Pré Richard, F : Carrière de Meillerie, G : Feu Courbes, H : Lyaud

II.III.c Les résultats

II.III.c1 Direction de compression N150E à N160E (Carte n°II.3)

La déformation la plus couramment enregistrée dans ce secteur des Préalpes médianes est une déformation décrochante avec une contrainte de compression σ_1 proche de N160E. Cette déformation a pu en effet être mise en évidence dans les 8 sites. Dans la carrière de Meillerie et à Pré Richard, σ_1 est plus proche de N150E que de N160E. Le premier site appartient à l'écaille de Locum et nous pensons que cette petite variation de la direction de la contrainte régionale est due à cette particularité¹. Quant au deuxième il se situe au proche contact de la nappe de la Simme, dans un secteur où les macro-structures voient leurs axes s'orienter plus NE-SW que N-S. C'est pourquoi nous avons fait le choix d'analyser ici, les stéréogrammes E1, Fa1 et Fb1 qui correspondent à ces sites.

Si nous regardons d'un peu plus près ces stéréogrammes (carte n°II.3), certains points sont à noter.

Regardons en premier lieu les stéréogrammes A (Mont Bénant) et Cb1 (Mémises montée sous le télécabine) :

- Sur ces deux stéréogrammes de types décrochant, les pitchs des stries se répartissent 1. Plancherelle suggère une autre interprétation qui ne modifie pas nos conclusions. Pour lui le Lias de la carrière de Meillerie appartient à la « masse principale » des Préalpes et non à l'écaille de Locum

entre l'horizontale et le pendage du plan de stratification

- Sur Cb1 la schistosité de plan axial, notée S_1 est compatible avec une direction de compression N160E.

De ces observations nous pouvons déduire que la phase de plissement et la phase décrochante sont synchrones. Le plissement étant lié au décrochement.

Cet aspect se confirme si nous regardons les petits plis (Site Ca) des calcaires plaquettés du Néocomien (Figure n°31). En effet nous nous apercevons :

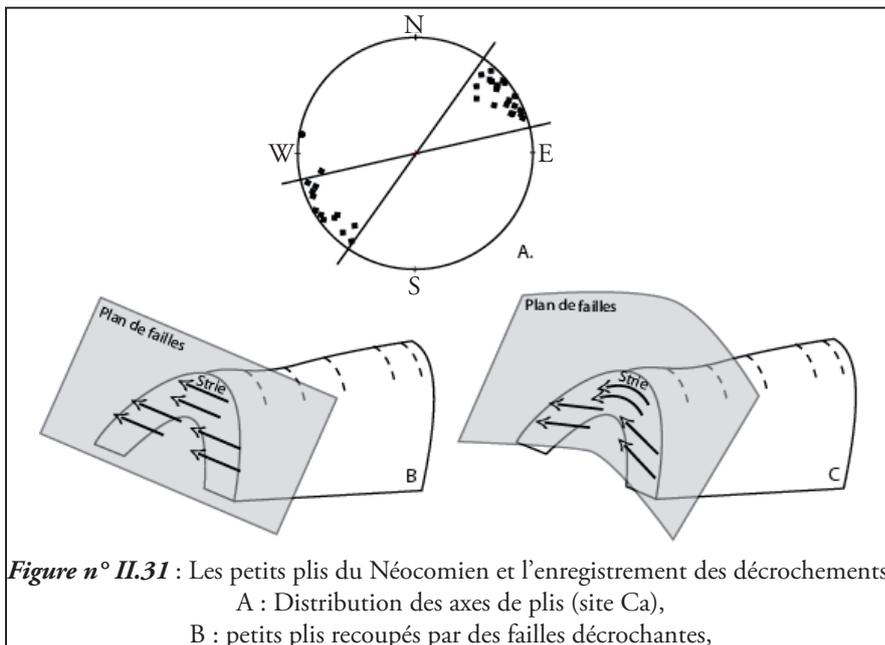
- que certains de ces petits plis sont recoupés par des failles décrochantes et à l'inverse que certaines failles décrochantes sont déformées (Figure n°II.31).
- que ces petits plis ont une asymétrie conforme à la structure synclinale [137] (ici flanc nord du synclinal des Mémises). Mais, ils sont également coniques à axes courbes [137], ce qui est compatible avec une mise en place associée à un système décrochant ayant une contrainte σ_1 proche de N160E. (Figure n°II.32).

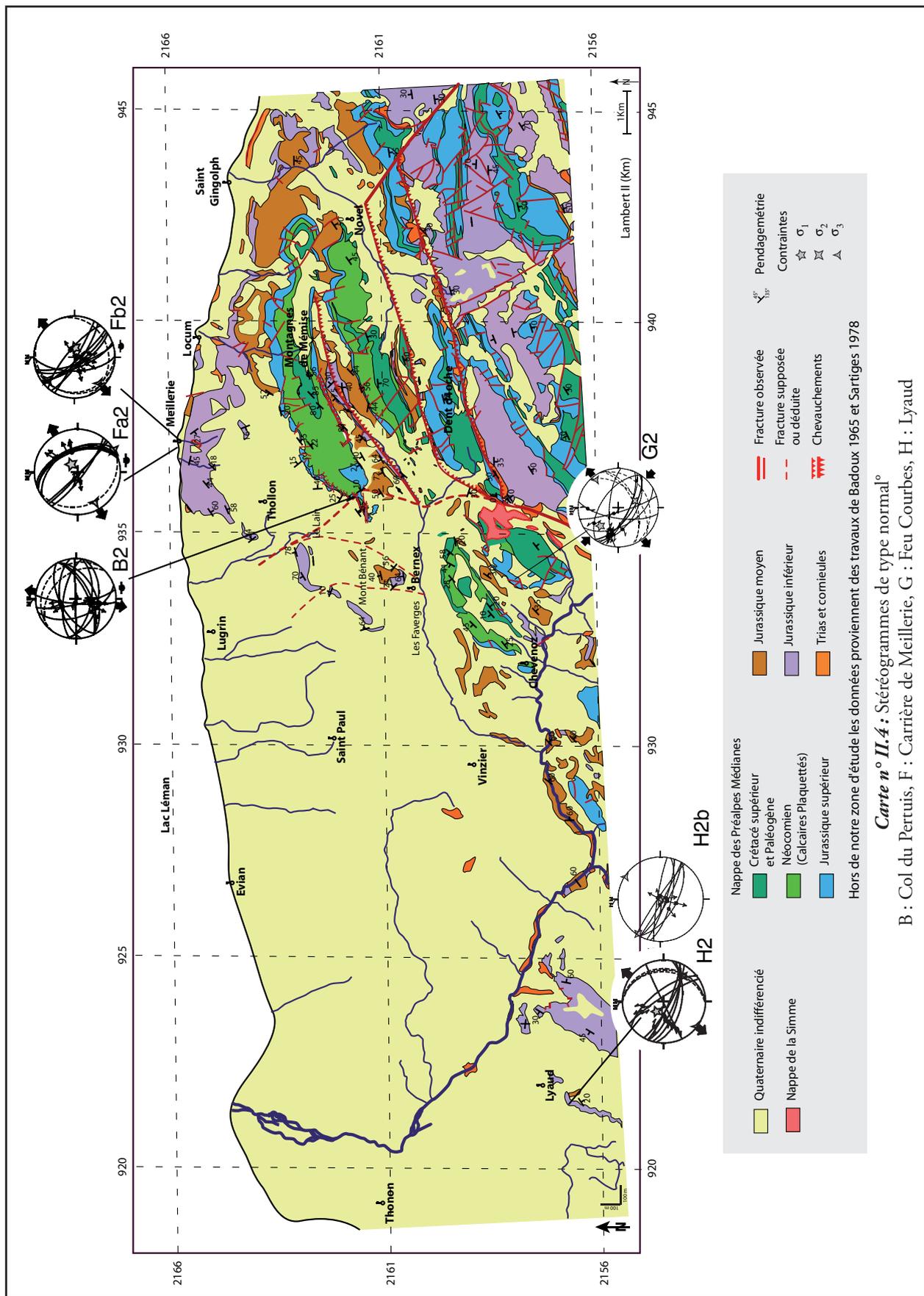
Concernant les autres sites ayant enregistré cette phase de déformation, la variabilité du pitch des stries est beaucoup moins évidente à voir car :

- Pour les site B (Col du Pertuis), D

(Grotte de Maupas) F (carrière de Meillerie) et H (Lyaud) nous avons une stratification (S_0) à faible pendage.

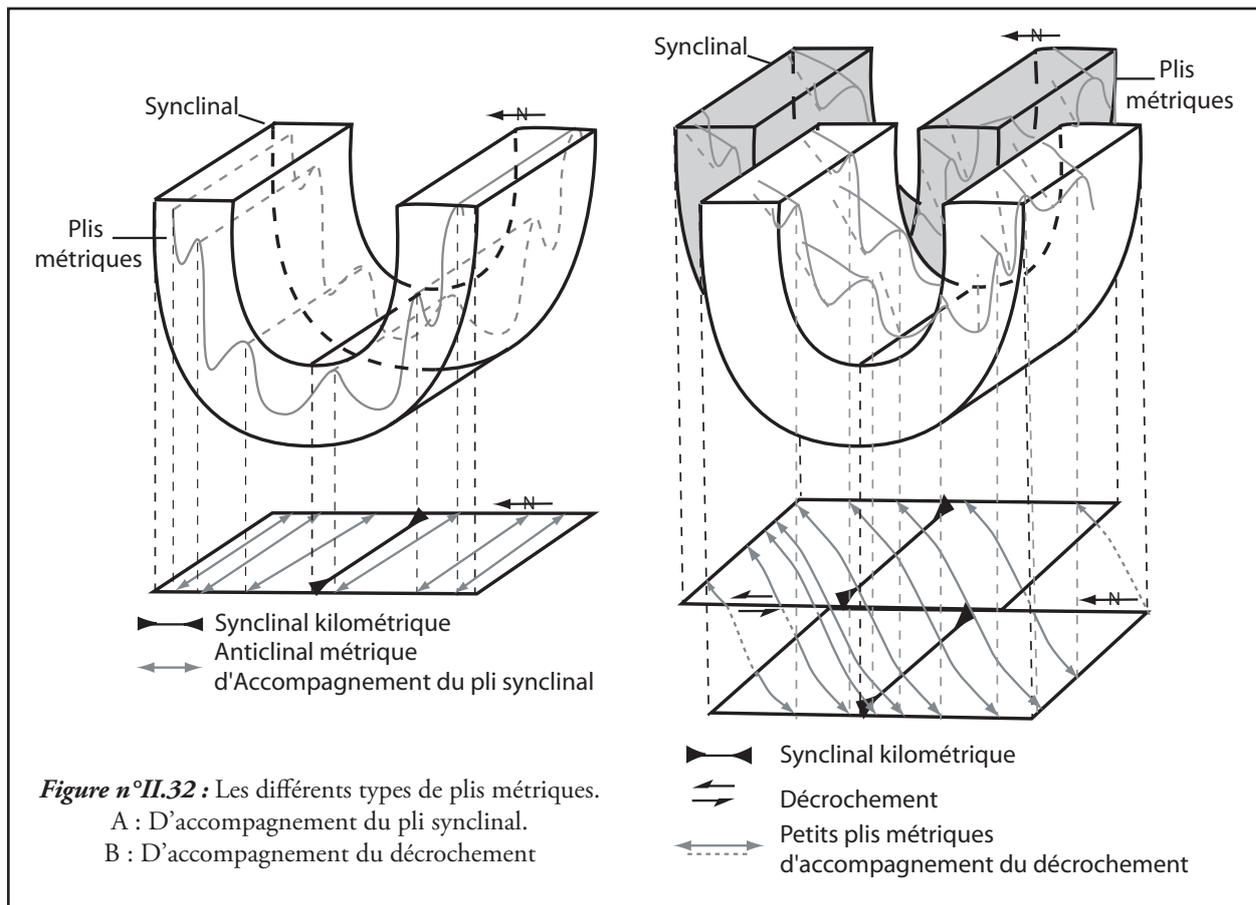
- Pour le site Ca1 (Télécabine de Thollon), compte tenu de la présence des petits plis et donc de la grande variabilité de S_0 nous n'avons retenu dans notre analyse que les stries à pitchs faibles. Cependant, au niveau de ce site, nous avons également pu observer des stries syn-plissement.





Carte n° II.4 : Stéréogrammes de type normal^b

B : Col du Pertuis, F : Carrière de Meillerie, G : Feu Courbes, H : Lyraud



II.III.c2 Enregistrement d'une extension globalement perpendiculaire aux structures (Carte n°II.4)

Comme nous l'avons vu dans le chapitre sur les macro-structures notre zone d'étude est affectée par une phase extensive. Phase que nous avons également pu mettre en évidence par l'analyse microstructurale, cela dans 4 sites sur 8 c'est-à-dire au Col du Pertuis (B2), à la carrière de Meillerie (Fa2 et Fb2), à Feu Courbe (G2) et à Lyaud (H2 et H3).

De l'analyse de ces stéréogrammes nous re-tenons :

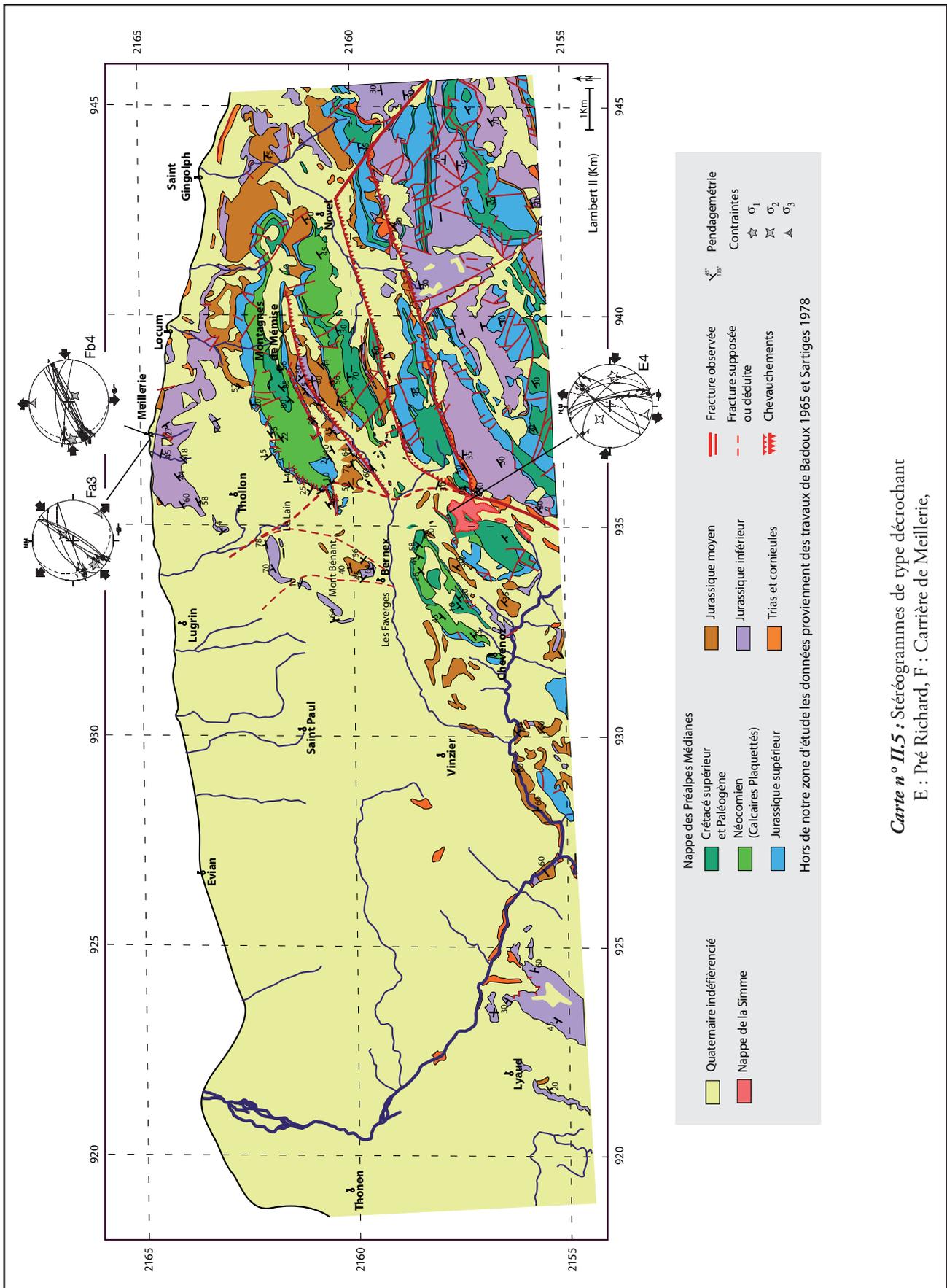
- Que pour les sites F, G et H (stéréogrammes H2) les tenseurs sont basculés et qu'il nous faut ramener le plan de stratification à l'horizontale afin d'obtenir un σ_1 proche de la verticale. Que les pitches des stries indiquées comme décrochantes sur les stéréogrammes apparaissent bien comme normaux après remise à l'horizontale de S0.
- Que si nous regardons plus précisément les plans de fractures et les stries qu'ils portent, nous voyons, comme dans le cas du décroche-

ment N160E, une distribution des pitches en liaison avec le basculement de la stratification, basculement de S0 lié au plissement. Cela est particulièrement visible sur le site de Feu Courbe (G) et de Lyaud (H).

- Que l'association des stéréogrammes H2 et H2b (Lyaud) montre que l'extension dans ce secteur s'est poursuivie post plissement. En effet, comme nous l'avons dit, H2 est basculé tandis que H3 ne l'est pas.
- Que la comparaison des stéréogrammes extensifs (Fa2, Fb2, G2, H2, H2b) et des stéréogrammes décrochantes montre que le passage du fonctionnement en régime décrochant à un régime extensif peut se faire par simple permutation des contraintes σ_1 et σ_2 .

L'ensemble de ces observations nous conduit à envisager que la phase extensive n'est pas une phase indépendante du décrochement et du plissement mais est une adaptation de celle-ci.

Remarque : Concernant le site B (Col du Pertuis) la même remarque que précédemment est à faire, nous sommes dans le cœur du synclinal des Mémises avec S0 faible d'où l'impossibilité d'identifier la concomitance de la phase de plissement et de la phase extensive.



Carte n° II.5 : Stéréogrammes de type décrochant
E : Pré Richard, F : Carrière de Meillerie,

II.III.c3 Autres enregistrements de déformations mis en évidence (Carte n°II.5).

Deux autres phases décrochantes ont pu être mises en évidence :

- la première à la carrière de Meillerie (Fa3) avec σ_1 proche de N25E. Elle ne se traduit pas par des macrostructures.
- La deuxième à la carrière de Meillerie (Fb4) et à Pré Richard (E4). Elle se caractérise par une contrainte principale, σ_1 horizontale proche de N90E.

II.III.d Discussions et conclusions

A ce jour, les Préalpes Médiannes chablaisiennes n'ont pas fait l'objet d'une analyse microstructurale détaillée. Nous discuterons donc nos résultats au regard des travaux effectués dans les Préalpes Médiannes Romandes et plus largement dans les Alpes occidentales.

II.III.d1 Plis à grande échelle

Comme dans notre zone, des plis métriques ont pu être mis en évidence dans le Crétacé supérieur des Romandes [12, 41, 138]. Dans la partie occidentale des Romandes, ces plis ont des directions NE-SW et sont également affectés de plongements axiaux. Ils ont alors été qualifiés par les auteurs de « plis disharmoniques de deuxième ordre par rapport à la structure majeure » et refléteraient à grande échelle, la structure en échelon des grands plis.

Dans notre secteur, nous pensons que ces petits plis sont à relier aux structures plicatives mais également avec les accidents décrochants. (Cf. Partie n°2. paragraphe II.II.a3). Il faut alors se poser la question de savoir si les plis à grande échelle des Romandes n'ont pas la même origine.

II.III.d2 Plissement, décrochement et extension principale.

Un champ de contraintes déjà connu

Si nous comparons nos stéréogrammes (composante décrochante et composante normale principale) à ceux obtenus par Mettraux &

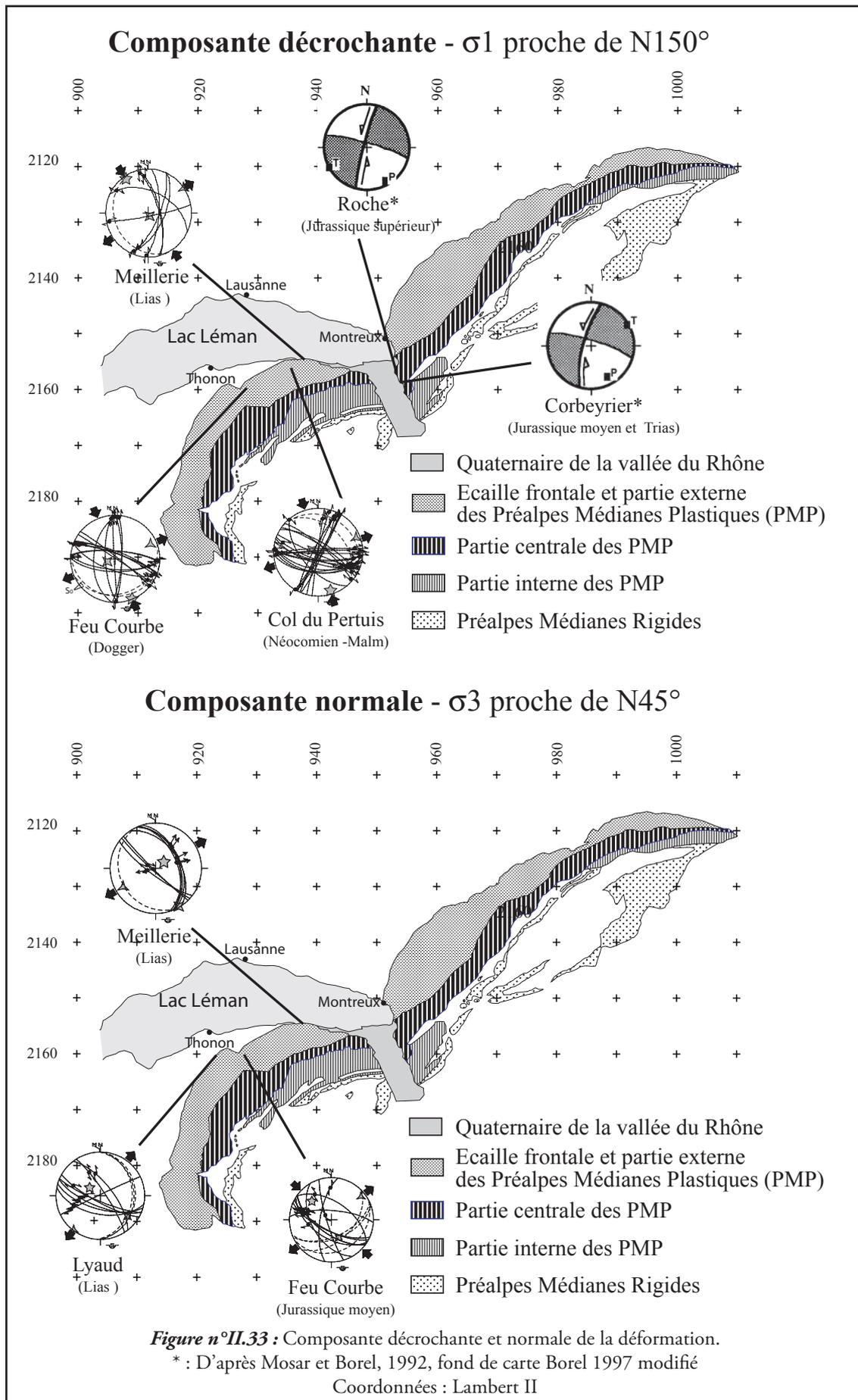
Cette phase se traduit à la carrière de Meillerie par une structure plissée décamétrique visible dans le front de taille. A Pré Richard cette direction de compression est en accord avec la rotation des axes de plis dans ce secteur qui passe globalement de N70E-N80E à N10E-N20E. Nous devons nous poser la question de savoir si cette compression N90E n'est pas simplement due à la rotation de la compression N160E à la limite d'un système décrochant majeur type faille de transfert.

Mosar [41] et Mosar & Borel [139] sur la rive Est de la vallée du Rhône nous avons des résultats équivalents et cela indépendamment de l'âge des formations dans lesquelles les mesures ont été faites. Nous nous trouvons dans un système où :

- la composante décrochante principale sénestre est orientée N à NNE avec σ_1 compris entre N150E et N160E (Figure n°II.33).
- La composante normale principale est perpendiculaire aux structures plicatives avec σ_3 entre N40E et N60E

Concernant la composante normale de la déformation, comme nous l'avons montrée ci-dessus, elle correspond à une adaptation de la phase de décrochement – plissement. Il est donc illusoire de vouloir relier l'extension mise en évidence ici, au démantèlement actuel des massifs alpins comme cela a pu être envisagé [104, 140-142], ou encore à une phase propre de la structuration des Préalpes.

Remarque : Nous pouvons cependant noter que l'existence de failles normales listriques syn-décro-plissement a aussi été identifiée par analyse microstructurale dans le massif subalpin des Aravis [143]. De même, dans les Alpes internes nous avons de l'extension syn-orogénique perpendiculaire à l'axe de la chaîne [144-148]. Par exemple Champagnac *et al* [144] voit dans les Alpes occidentales hors Chablais deux phases extensives une première courte et d'âge oligo-miocène et une seconde plio-pléistocène.



Des décrochements d'importance moyenne à l'échelle régionale

L'association plissements, décrochements, extension a également été largement documentée dans les Préalpes Romandes, cela principalement par Plancherel et Mosar. Ainsi, Plancherel [46, 149] s'appuyant entre autre sur le modèle de Wilcox *et al* [150] a montré, au niveau macrostructural, que les grands décrochements ont été contemporains du plissement de la nappe.

Nous retrouvons en effet dans notre secteur, certains points caractéristiques des plissements associés aux décrochements :

- Les failles normales observées sont perpendiculaires aux axes des plis.
- Les décrochements sénestres (failles synthétiques) sont proches de la direction principale de décrochement N à NNE identifiée dans les Romandes [7, 12, 46, 123, 139, 149, 151, 152]. L'accident décrochant majeur le plus proche de notre zone d'étude mis en évidence, à ce jour, étant celui de la vallée du Rhône par Mosar [139].
- Les axes synclinaux et anticlinaux sont courbes.

Cependant nous n'observons pas d'indépendance des structures de part et d'autre des accidents décrochants (Col du Pertuis, Col de Creusaz). Exprimées différemment, les structures anticlinales et synclinales affectées par ces décrochements se retrouvent de part et d'autre de ces accidents. *Nous sommes en présence de décrochements sénestres N à NNE d'importance moyenne à l'échelle régionale.*

Une structure plissée, en échelon entre des décrochements majeurs

En définitive, notre structure d'étude apparaît bien comme formée par un ensemble de structures, plissées et chevauchantes, limitées latéralement par des fractures décro-normales, contemporaines.

La figure n°II.34 résume pour partie notre vision de l'organisation générale du secteur.

On peut tenter d'être plus précis et de rechercher les fractures décro-normales qui limitent et conditionnent notre secteur d'étude.

- Vers l'Est, c'est sans doute l'accident de

la vallée du Rhône qui forme le bord majeur de notre édifice.

- Vers l'Ouest, c'est sans doute l'accident du col du Pertuis qui représente vraisemblablement une autre limite majeure mais il nous faut cependant discuter la position et l'importance des accidents envisagés par Sartiges [91], Raymond [104] et Badoux & Mercanton [36].

Le premier Sartiges [91] individualise, à partir de déductions cartographiques, deux accidents décrochants, l'accident du Col du Pertuis et celui des Faverges. Mais les accidents envisagés par cet auteur sont dextres et orientés N140E à N150E. Par exemple il voit dans l'accident du Col du Pertuis un décrochement dextre sub-vertical de direction N140E là où nous voyons un accident sénestre orienté N à NNE avec une composante normale orientée Ouest. De même il considère que l'axe anticlinal du Nord Bénant est décalé vers le Nord par l'accident du Col de Creusaz tandis que nos observations de terrain nous conduisent à considérer l'inverse.

Plus récemment Raymond *et al* [104], à partir d'analyse d'images satellitales et de photographies aériennes, voit un accident important à l'Ouest du Bénant orienté N140E. Cependant, il faut noter une ambiguïté entre le texte et la figure n°10 p.970 de cet article. En effet, dans cette figure les auteurs donnent à l'accident de la Beunaz une orientation plus proche de N10E que de N140E !

Ces travaux demeurent donc difficilement exploitables.

Nos recherches nous conduisent alors vers un autre accident en lieu et place de l'accident envisagé à l'Ouest du Mont-Bénant. Cet accident est plus interne aux Préalpes, c'est l'accident de Bonnevaux, déjà décrit par Badoux & Mercanton [36], Sartiges [91], Raymond *et al* [104], Plancherel *et al* [95]. Ces auteurs associent généralement cet accident au chevauchement de la Dent d'Oche. Il peut alors être qualifié de rampe oblique au chevauchement.

En ce qui nous concerne, comme nous l'avons déjà envisagé (Figure n°II.26), c'est sur cet accident que vient se « greffer » l'accident

décro-normal du col du Pertuis (Figure n°II.34). Cette réflexion nous conduit à l'hypothèse que l'accident décrochant de Bonnevaux s'amortit essentiellement dans sa composante chevauchante de la Dent d'Oche, et secondairement dans celui du vallon des Lanches, d'où la continuité du synclinal des Mémises de part et d'autre de l'accident du col du Pertuis.

Finalement l'accident Bonnevaux - Col du Pertuis suffit sans doute à expliquer l'organisation structurale de notre secteur.

Un accident majeur existe-t-il plus à l'Ouest, masqué sous le Quaternaire du plateau Gavot ? C'est possible mais son existence reste à démontrer.

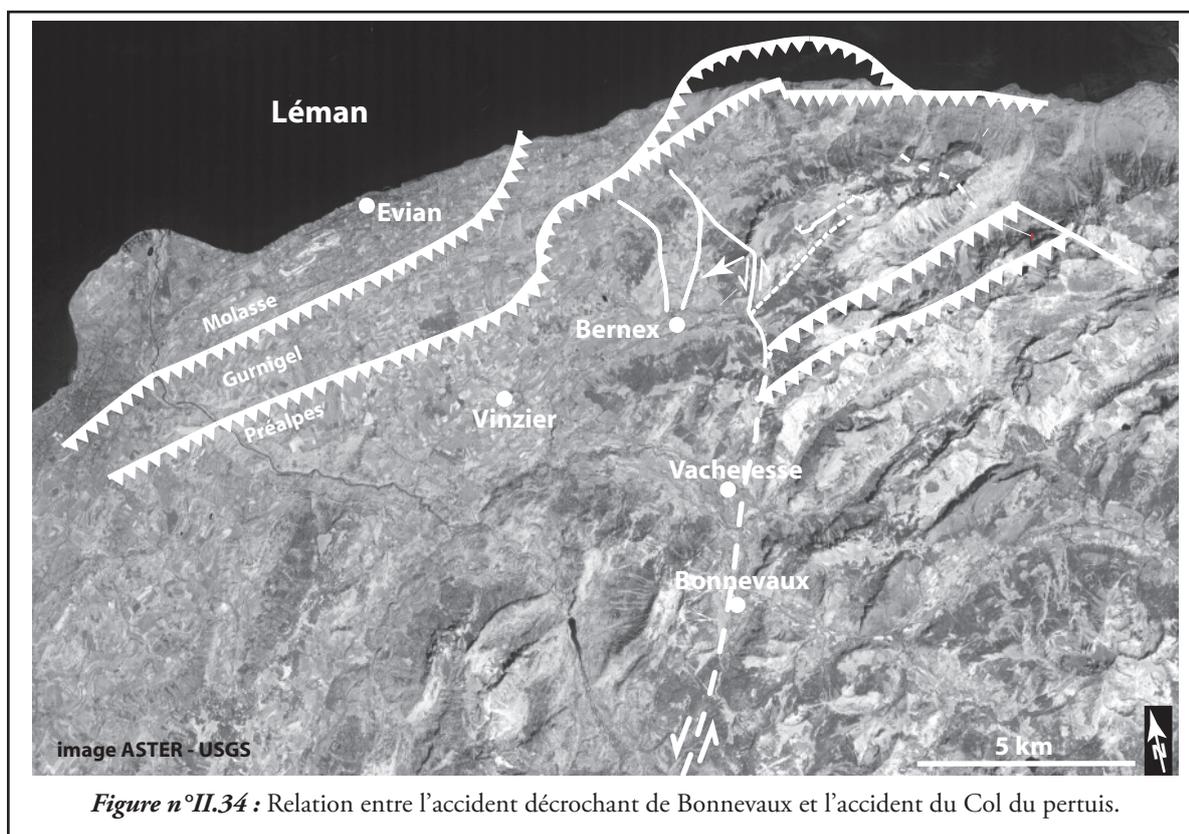


Figure n°II.34 : Relation entre l'accident décrochant de Bonnevaux et l'accident du Col du pertuis.

II.III.d3 Proposition de coupes géologiques.

L'ensemble des données macrostructurales collectées sont synthétisées sur les coupes géologiques qui figurent en planche hors texte. Ces coupes permettent de visualiser :

1. Des structures plicatives et chevauchantes d'amplitude kilométrique : anticlinal chevauchant des Lanches, systèmes chevauchant du flanc Sud des Mémises, synclinal des Mémises et anticlinal du Mont-Bénant (Coupe 1 à 4), chevauchement des Préalpes Médianes Plastiques. L'anticlinal du Mont-Bénant correspondant alors à un anticlinal de rampe.

L'anticlinal chevauchant des Lanches et le système chevauchant du flanc Sud des Mémises ne forment probablement qu'un seul et même

accident, lequel se ramifie et conduit à l'amincissement du Malm du flanc Sud des Mémises. Nous n'avons pas pu représenter la complexité de cette zone chevauchante sur la coupe N°4. Nous l'avons simplifiée pour la lisibilité du dessin.

2. Des structures extensives. Des accidents normaux décrochant listriques dûs à la structure en échelon, engendrent une fracturation de la pile sédimentaire et une extension vers l'Ouest (perpendiculairement à la direction de compression). Cette extension se traduit différemment selon le comportement rhéologique des formations : étirements dans les marnes du Dogger et fractures dans les calcaires du Malm et du Lias.

De plus, l'extension enregistrée est pour partie amortie par :

- o Les gypses du Trias et les cornieules, moins compétents que les dépôts du Lias ;
- o Les petites structures plissées observées (Coupe W-E) à l'Ouest du Mont-Bénant et à l'Est de l'oratoire du Montanet.

Ces failles listriques impliquent de petits décollements au niveau des zones de contact entre Le Malm et le Dogger ainsi qu'entre le Lias et le Trias gypseux. Cela se traduit par des plis métriques asymétriques dans les formations du Dogger et du Trias.

Ces décollements sont plus importants aux passages des accidents de Bénant et Creusaz. Ils affectent la totalité des Préalpes médianes plastiques et s'enracinent dans les gypses et cornieules (Coupe A, 1 et 2). Ainsi, ils donnent naissance à des blocs basculés (bien visibles sur le modèle numérique de terrain à 10m de la Suisse d'ailleurs) qui peuvent mettre en contact le Dogger et le Lias inférieur ainsi que le Lias supérieur et les dolomies blondes du Trias (Coupe n°A).

Dans ce chapitre nous rappellerons brièvement les données existantes, à partir de la synthèse de Triganon [2], puis nous étudierons et corrèlerons quatre profils sismiques mis à notre disposition et intéressant le passage des Préalpes au plateau Gavot

III.I La synthèse bibliographique

III.I.a En ce qui concerne la sismique réflexion

Les données de sismique réflexion existantes se rapportent :

- Au lac Léman, où Vernet [153] propose une carte structurale (figure n°II.35) basée sur l'analyse de profils sismiques. Il considère que l'accident de Lutrive vient s'amortir dans le secteur d'Evian et qu'il constitue alors la limite entre la molasse para-autochtone (à l'Est) et la molasse autochtone (à l'Ouest). Cependant des travaux récents remettent en cause certains de ces accidents ou du moins leur situation géographique sous le lac. Ainsi, l'étude sismique de la rive Nord du Léman (Est de Lausanne), associée aux données cartographiques de surface, a permis de redéfinir les géométries des accidents de Lutrive et de Paudèze [154-156]. Cela a conduit Proietti [157] et Dupuy¹ [158] à envisager qu'en rive Sud du Léman, les acci-

dents chevauchants de Lutrive et de Paudèze se rejoignent sous le lac et passent à l'ouest du Delta de la Dranse et non à l'Est

- Au Genevois, avec les travaux de Gorin *et al* [159] et Signer & Gorin [160]. Ces auteurs pensent que les limites entre les molasses charriées et les molasses autochtones coïncident avec d'importants linéaments orientés SW-NE. Ces linéaments sont à rattacher, d'après les mêmes auteurs, à d'anciennes structures paléozoïques. La direction des linéaments correspond également à celle du front des massifs subalpins, du Salève et aux axes de plis plus ou moins masqués par le Quaternaire et qui présentent, comme dans notre zone d'étude, des ensembles.

1. Les résultats de Dupuy sont plus détaillés en conclusion de cette partie

III.I.b En ce qui concerne les méthodes géoélectriques

Les méthodes géoélectriques ont été les méthodes de prospection géophysique les plus utilisées sur le plateau de Vinzier (cf. [1]). Cependant Triganon indique que l'étude du substratum par cette technique pose problème :

- Les molasses, les flyschs et les argiles lacustres ont des résistivités proches, difficiles à différencier.
- Les cornieules et les tills de fond ont aussi des résistivités très similaires et posent donc les mêmes problèmes que précédemment.

De plus, les points de calage sur forages des profils électriques font défaut.

Elle en conclut qu'il est difficile d'interpréter les résultats sans « une idée relativement précise de la géologie ». Elle signale enfin que, généralement, l'altitude du substratum a été surestimée. Cette surestimation, liée aux problèmes de résistivités proches entre les diverses formations, a pu être mise en évidence par les forages réalisés ultérieurement. Il nous est donc difficile, dans la suite de ce travail, de nous appuyer sur les diverses campagnes (DDA, 1969 in [2], BRGM, 1971 in [2], [161], [162-164] de profils géoélectriques réalisés sur le plateau pour discuter la géométrie de la base du Quaternaire et nos résultats.

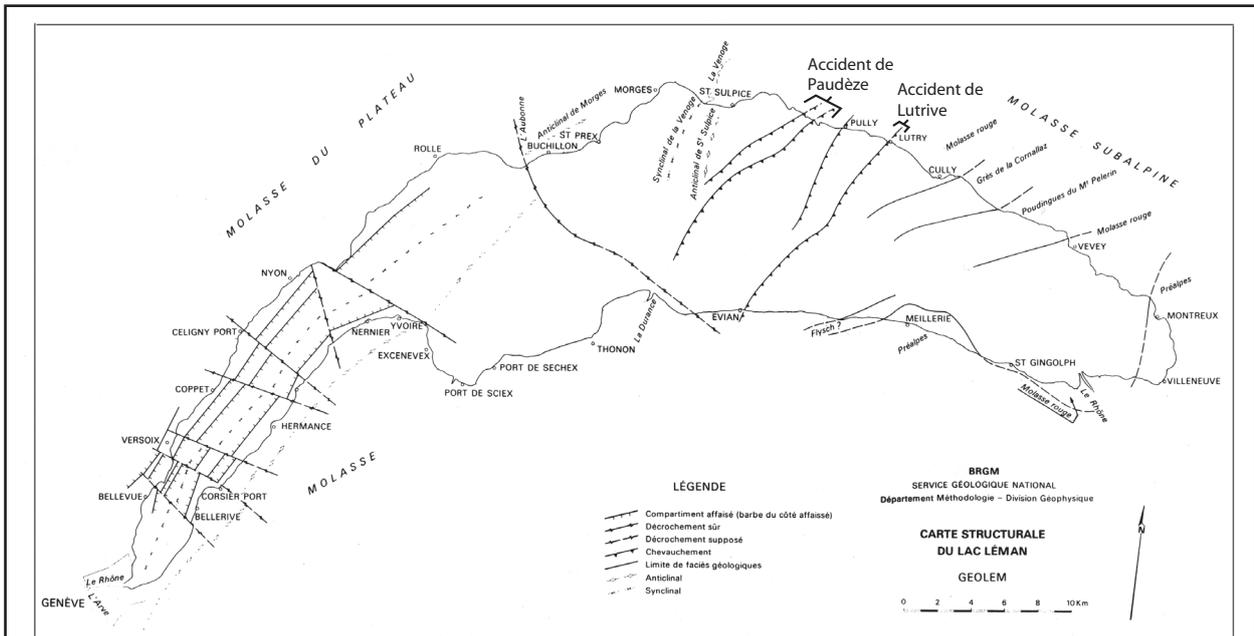


Figure n° II.35: Carte structurale du Léman d'après les données sismiques (Vernet *et al*, 1974, Planche VII)

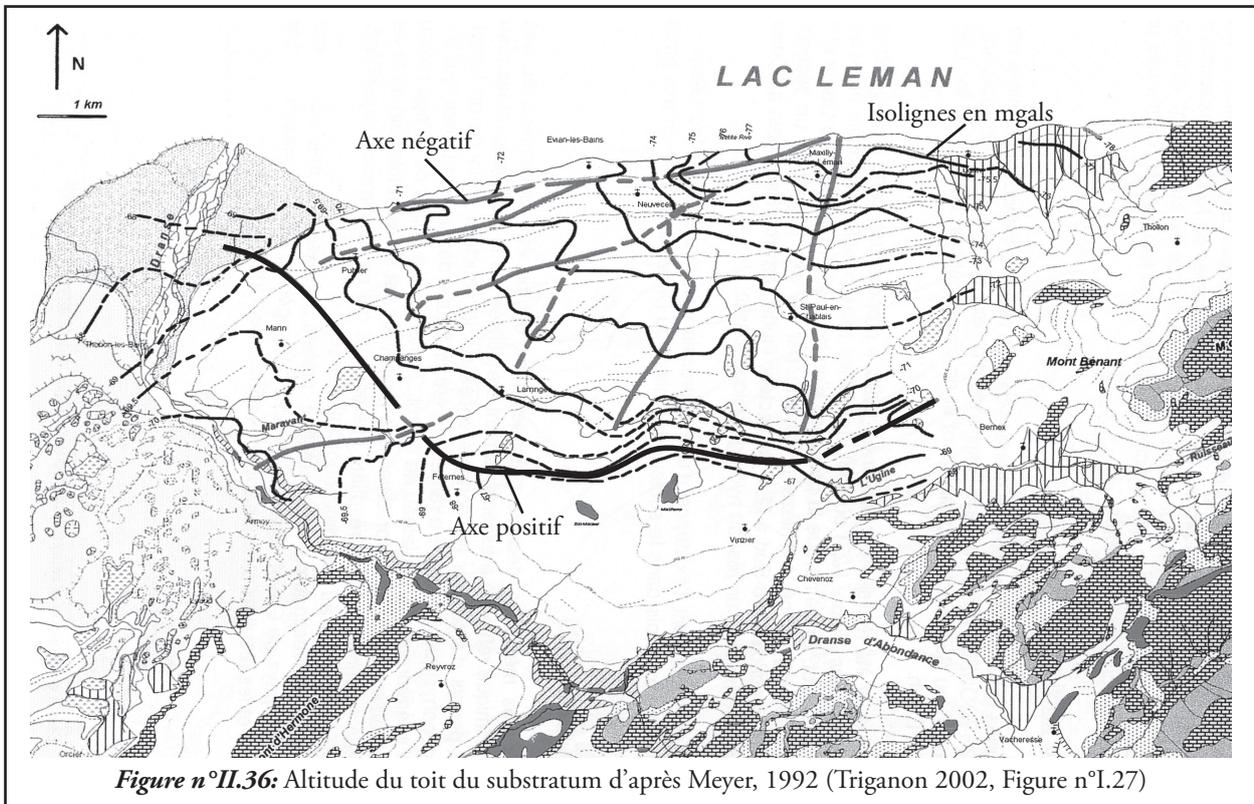


Figure n°II.36: Altitude du toit du substratum d'après Meyer, 1992 (Triganon 2002, Figure n°I.27)

III.I.c Gravimétrie

Les travaux de Donze [165] et de Meyer [162-164] (Figure n°II.36) montrent :

- Un axe positif au sud de Larringes. Nous pouvons nous poser la question de savoir si cet axe positif peut correspondre à l'anticlinal de rampe du chevauchement principal des Médiannes Plastiques ?
- Des axes négatifs à l'Ouest du plateau Gavot de signification bien différente. Selon Triganon [2] ces axes sont « assez semblable à un réseau hydrographique fossile ».

Actuellement, des travaux de retraitement des données gravimétriques sont en cours à l'université de Lausanne. Malheureusement ils ne nous sont pas encore parvenus. Compte tenu de cette remarque, nous avons fait le choix dans la suite de ce travail de ne pas discuter nos résultats sur la géométrie de la base du Quaternaire à partir des données gravimétriques que nous venons de citer.

III.II Les profils sismiques du plateau Gavot

Pour ce travail nous avons bénéficié d'un prêt de quatre profils sismiques sur papier, de la société Lundin International. Nous tenons à en remercier Monsieur Alain Buisson.

Pour des raisons de propriété industrielle nous

donnons simplement, ici, les «line drawings» des profils sismiques, que nous avons réalisés.

III .II.a Les données

Pour plus de lisibilité et pour alléger le texte, nous présentons simplement les résultats de l'analyse de la ligne n°1. Toutes les caractéristiques des autres profils sont données en annexe (n°3), soit :

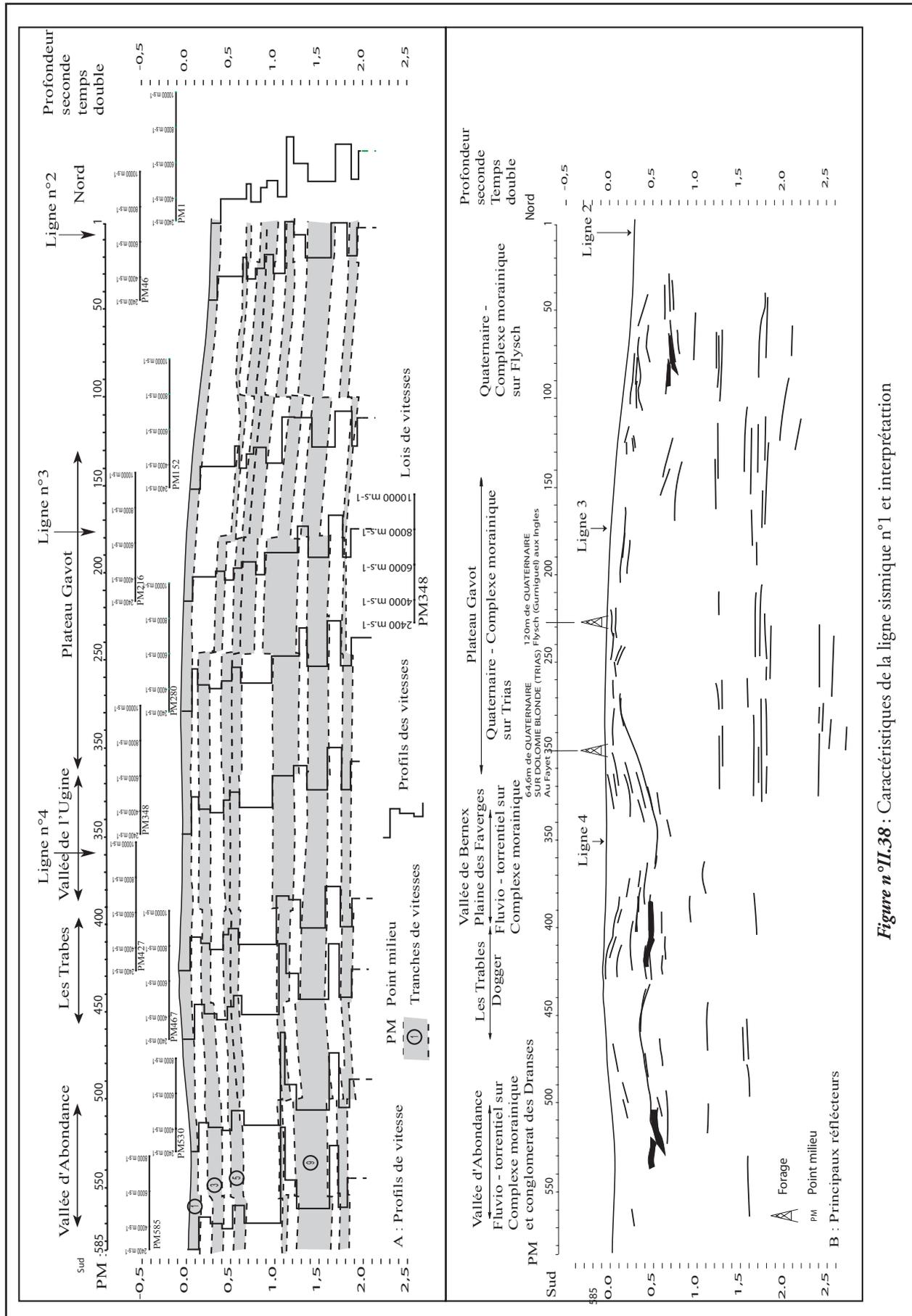
- Les paramètres d'acquisition et de traitement des données brutes,
- Les lois de vitesse utilisées,
- les descriptions et analyses des profils,

Les profils sismiques que nous avons étudiés ne sont pas migrés. Ils proviennent de la campagne prospective de 1988 réalisée par la société EURAFREP¹. L'enregistrement et le traitement (Annexe n°3) des données peuvent être

1. Nous remercions la société LUNDIN (qui a intégré EURAFREP) de nous avoir confié ces images sismiques

définis comme de première phase d'exploration pétrolière d'où une qualité d'image moyenne et des choix de lois de vitesse pouvant, par endroit, poser question. Par exemple, à l'Est du profil n°4 (figure n°II.37 et annexe n°3), nous avons des vitesses de plus de 8500m.s^{-1} à 500ms de profondeur temps double, de telles valeurs sont difficilement envisageables à cette profondeur.

De plus nous nous sommes aperçus que le choix de l'échelle verticale n'était pas des plus classiques : 10cm pour 1s temps double. Or, l'échelle verticale choisie généralement pour ce type de profil est de 5cm pour 1s temps double. Nous avons donc décidé de réduire de 50% l'échelle verticale sans toucher à l'échelle horizontale afin d'avoir une image temps double plus facilement interprétable.



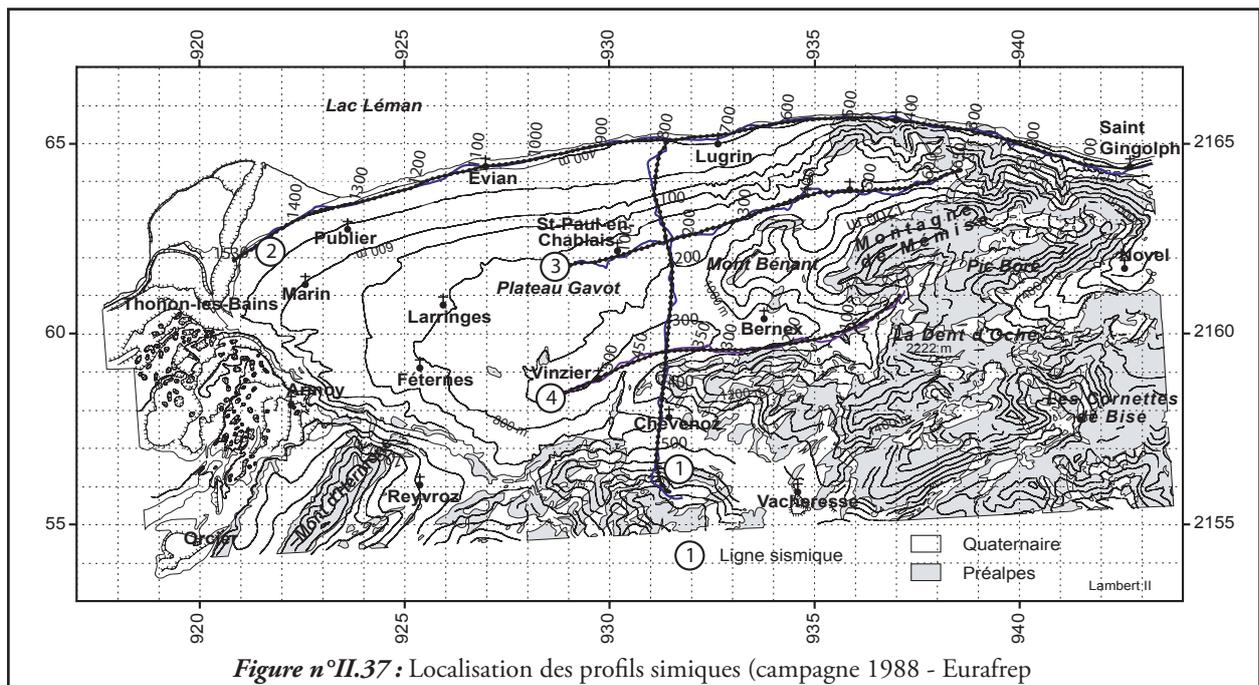


Figure n°II.37 : Localisation des profils sismiques (campagne 1988 - Eurafrep)

Description des réflecteurs

Pour des temps doubles inférieurs à 700-800 ms (figure n°II.38) nous pouvons observer :

- Entre les Trables et le plateau Gavot à des profondeurs inférieures à 600ms temps double, nous pouvons voir du Sud au Nord une structure anticlinale (au niveau des Trables), puis une structure synclinale au niveau de la vallée de l'Ugine et enfin une structure anticlinale dans la partie sud du plateau Gavot. Ces observations sont conformes aux données cartographiques [37, 93]
- Des structures chevauchantes, soit du Sud au Nord :
 - Dans la vallée d'Abondance (émergence d'un chevauchement) : point milieu n°500
 - Sur le plateau Gavot (émergence d'un chevauchement) : points milieux 230-240 et 120 et 130
 - En bordure du Léman (émergence du chevauchement) : point milieux 30 à 50 et plus au Nord de la ligne.

De plus, globalement, nous avons une zone «claire» comprise entre 600-700 et 1000ms temps double. Sous cette zone claire, nous pouvons noter un certain nombre de réflecteurs plus ou moins continus (entre 1s et 2s temps double). Ces réflecteurs sont particulièrement marqués dans la partie nord du profil. De même, il

convient de noter la bonne continuité des réflecteurs à la profondeur de 1,3s.

Corrélation des données et discussion : à la recherche du chevauchement des Préalpes et de la structure du front des Préalpes.

Les données cartographiques et de forages

Nous savons, d'après la carte géologique, que sur les Trables affleurent les formations du Dogger et que celles-ci ont une épaisseur d'environ 290m [91]. Concernant le reste du profil, le substratum rocheux est recouvert par les dépôts quaternaires.

De plus, d'après les données de forages [2]

- Au Fayet (930,9 – 2160,404 – Lambert II) nous avons de la surface vers le fond 86m de dépôts glaciaires puis de la dolomie blonde (Trias supérieur).
- Aux Ingels (930,256 – 2161,218 - Lambert II) nous avons 120m de dépôts glaciaires puis les Flyschs du Gurnigel
- Au Crêt (931,850 – 2164,750 - Lambert II) nous avons, toujours de la surface vers le fond, 86m de dépôts glaciaires puis des Flyschs du Gurnigel (Weidmann et Plancherel communication personnelle).

Enfin, selon Sartiges [91], le chevauchement des Préalpes Médiannes Plastiques devrait « émerger » entre les points milieux 200 et 250.

La profondeur de la surface principale de chevauchement

Dans la partie sud du profil, Il existe une zone évidente de plus faible vitesse ($3900\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) comprise entre 600-700ms et 1s (temps double) ayant un « rendu visuel clair ». A ce sujet, Gorin [159] et Signer & Gorin [160] attribuent les zones « claires » et de vitesses équivalentes (3600 à $4000\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) à de la molasse (données calées avec des forages profonds).

Nous pouvons alors nous poser la question de savoir si la tranche n°7, dont nous parlions plus haut, ne correspond pas pour partie à la Molasse. Si oui, nous devons envisager que les réflecteurs sus-jacents dessinant les structures anticlinales et synclinales sont constituées par les Préalpes Médiannes (Dogger au Lias). Nous sommes alors obligés de faire passer le chevauchement des Préalpes Médiannes Plastiques à une profondeur de 700 à 800ms environ soit entre -200 et -400m NGF. Cette profondeur est un peu supérieure à celle envisagée dans les coupes géologiques antérieures [34, 73, 91]. En effet, ces auteurs proposent une surface chevauchante comprise entre 0 et -200 NGF. Retenir une profondeur du chevauchement entre -200 et -400 NGF a une autre conséquence : elle implique une épaisseur forte des cornieules, du gypse et de l'anhydrite. En effet, si nous prenons les épaisseurs des dépôts allant du Dogger aux dolomies blondes du Trias Supérieur dans notre secteur [34, 91], nous sommes contraints d'attribuer une épaisseur de 500ms (temps double) au complexe cornieules, gypse, anhydrite, soit environ 1000m d'épaisseur. C'est probablement le choix des lois de vitesses fait ici qui explique les différences de profondeur du chevauchement des Préalpes Médiannes noté entre les coupes des auteurs et notre profil sismique ainsi que l'épaisseur cornieules, gypses, anhydrites que cela implique. Nous tenterons plus loin d'intégrer cette donnée particulière.

Concernant la profondeur et la géométrie de la surface principale de chevauchement un dernier point est à noter. Notre ligne sismique montre une surface chevauchante horizontale. Cette caractéristique de la surface de chevauchement a déjà été envisagée par Borel & Mosar

[73] lors de la réalisation de coupes à travers les Préalpes Romandes et du Chablais.

Le front de chevauchement des Préalpes

Le Chevauchement des Préalpes sur les Flyschs

L'étude des chevauchements du plateau Gavot nous offre deux possibilités d'émergence du front de chevauchement des Préalpes sur les Flyschs :

- Soit le chevauchement des Préalpes Médiannes émerge au point milieu compris entre 230 et 240, et dans ce cas le chevauchement des points milieux compris entre 120 et 130 est un chevauchement intra Flysch (ce qui correspondrait aux données du forage GAVSP3 Les Ingels, mais il est à remarquer que ce dernier est situé à environ 1km à l'W du profil sismique).
- Soit le chevauchement des Préalpes Médiannes émerge au point milieu compris entre 120 et 130 et dans ce cas le chevauchement des points milieux compris entre 230 et 240 est un chevauchement intra Préalpes Médiannes.

L'observation des réflecteurs de part et d'autre du chevauchement (230-240) ne nous permet pas d'opter pour une hypothèse plus qu'une autre. Il nous faut croiser l'étude de la ligne n°1 avec celle de la ligne n°3 (Pour l'analyse de la ligne n°3, Cf. annexe n°3). Cela nous conduit alors, à proposer l'émergence du front des Préalpes Médiannes au point milieu 120 à 130.

Si maintenant nous intégrons les données du forage des Ingels, qui indiquent les flyschs du Gurnigel sous 120m de dépôts glaciaires, cela nous conduit à considérer que le front du chevauchement a une géométrie plus ou moins courbe (en carte) entre sa position au niveau du Fayet - Les Ingels et Chez Trinçat. Dans ce cas, trois hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer cette courbure apparente :

- soit nous avons affaire à une paléo-limite topographique due à l'érosion glaciaire,
- soit l'écaïlle dite de Locum est présente plus à l'Ouest qu'envisagée par Sartiges [91]

et les deux chevauchements observés seraient à imputer à celle-ci.

- soit nous envisageons un accident sénestre plus ou moins Nord-Sud passant entre les Ingels – le Fayet et notre profil sismique.

Les hypothèses les plus vraisemblables pour cette géométrie courbe sont les deux dernières, car :

- L'érosion des Préalpes Médiannes en bordure du Léman est essentiellement due aux glaciers du Rhône et compte tenu des directions d'écoulement de ceux-ci (Est-Ouest), il apparaît difficile qu'ils soient responsables de ce « décrochement » de la Nappe des Préalpes.
- Nous savons [118] que l'écaille de Locum n'est pas la seule et qu'il serait plus judicieux de parler des écailles.
- L'existence d'un accident passant à l'Ouest du Bénant est déjà envisagée par Sartiges [91] et Raymond [104].

Cependant, si cet accident existe, nous n'avons pu l'identifier sur notre profil (Cf. chapitre II.III.d.1)

Le Chevauchement des Flyschs sur la molasse para-autochtone

La simple analyse de la ligne sismique n°1 ne nous permet pas de définir la position du chevauchement des Flyschs sur la Molasse para-autochtone. En effet nous avons deux possibilités : soit l'émergence du chevauchement se fait aux points milieux 30 à 50, soit plus au Nord de la ligne, dans le lac. Il nous faut donc corréler l'analyse que nous pouvons faire de cette ligne avec celle de la ligne n°2 (bord du lac) et avec les résultats du forage du Crêt où le Gurnigel a été identifié à 86m sous la surface (Weidmann, communication personnelle). L'intégration de l'ensemble de ces paramètres nous conduit à proposer que le front de chevauchement des Flyschs sur la molasse para-autochtone se fasse légèrement au Nord de notre profil sismique n°1.

Remarque : Nous avons utilisé ici le terme de « les Flyschs » au lieu de celui de « Flysch du Gurnigel » à des fins de simplification dans la définition des matériaux présents au front et en partie sous les Préalpes. La raison en est simple, les flyschs du Gurnigel mais aussi d'autres flyschs, notamment le flysch ultrahelvétique, sont connus à l'af-

fluencement dans les principales entailles d'érosion des Préalpes. Mais l'échelle de notre travail ne nous permet pas d'établir de telles distinctions et les données précises se rapportant à ces matériaux en forages font défaut.

La ligne n°1 autorise aussi l'analyse des relations Molasse / Formations jurassiennes d'une part et du Quaternaire d'autre part

La molasse et les Formations Jurassiennes

Si nous repartons de l'hypothèse que la tranche de vitesse n°7 correspond pour partie à la molasse entre les points milieux 240 et 580, il nous faut nous poser la question de la présence de la molasse entre les points milieux 1 et 240. En effet, les lois de vitesse montrent une tranche 7 marquée par des vitesses beaucoup plus faibles et une organisation des lois de vitesse différente. De plus nous avons un saut dans ces lois au point milieu 100. Cette modification des lois de vitesse et d'épaisseur de tranches est peut-être à mettre en lien avec la présence de Flysch entre le Quaternaire et la molasse et à l'écaillage de celle-ci.

Maintenant si nous regardons notre profil à des profondeurs comprises entre 1s et 2s temps double nous pouvons noter une série de réflecteurs plus ou moins horizontaux. Si nous nous référons à Gorin [159] et Signer & Gorin [160] nous pouvons penser que ces réflecteurs correspondent au toit du mésozoïque jurassien. Cela implique que les successions jurassiennes aient conservé leur aspect tabulaire malgré l'arrivée des nappes.

Le Quaternaire

Avant toute chose et pour mémoire nous rappelons que les données de géoélectrique [120] nous font envisager, à la hauteur des Faverges, au moins 80 à 100m de dépôts d'origine quaternaire.

Nous ne pouvons pas considérer la première tranche de vitesse comme étant exclusivement constituée de Quaternaire. En effet si nous nous référons aux épaisseurs de Quaternaire mesurées par forage sur le plateau Gavot [2] et que nous leur appliquons la loi de vitesse proposée pour cette tranche soit $2400\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ nous n'obtenons

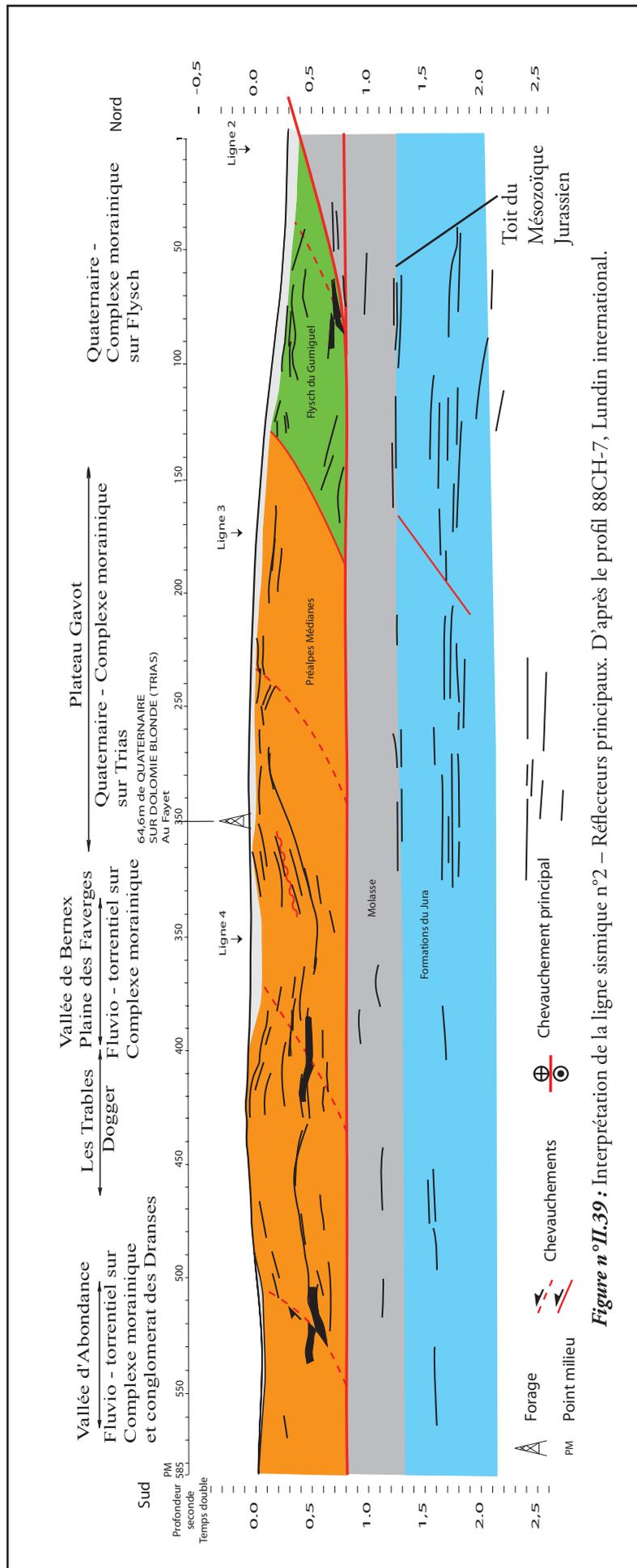


Figure n°II.39 : Interprétation de la ligne sismique n°2 – Reflecteurs principaux. D'après le profil 88CH-7, Lundin international.

pas l'épaisseur en temps double de cette première couche. Sans doute la vitesse de $2400\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ est-elle excessive pour des tills.

Ainsi si nous considérons la vallée de l'Ugine et attribuons à cette première tranche un quaternaire avec une vitesse de $2400\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, nous obtenons une épaisseur d'environ 130 à 150m ce qui nous semble un peu beaucoup compte tenu des données concernant les formations quaternaires dans le secteur (les épaisseurs de Quaternaire reconnues dans le sud du plateau Gavot vont de 180m environ à zéro) Une épaisseur de 100 à 120m nous semblerait plus raisonnable et impliquerait pour cette première tranche des vitesses comprises entre 1500 et $1800\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ce qui, là aussi est plus vraisemblable.

Conclusions de l'étude de la ligne n°1

Au final nous retenons (figure n°II.39) que :

- La surface de chevauchement principale est à environ 800ms et apparaît relativement

horizontale. Cette profondeur est cohérente, aux erreurs des lois de vitesse appliquées près, avec les coupes réalisées préalablement [34, 73, 91].

- L'émergence du front de chevauchement des Flyschs du Gurnigel sur la molasse est proche de la limite Nord du profil (conclusion obtenue en corrélant ce profil avec le profil n°2 –annexe n°3)
- Le front de chevauchement des Préalpes Médiannes sur le Gurnigel est dans notre secteur redressé et il émerge sous le Quaternaire entre les points milieux 100 et 150 (conclusion obtenue en corrélant ce profil (le n°1) avec le profil n°3 (annexe n°3)
- Les Préalpes Médiannes sont affectées d'accidents chevauchants.
- Enfin, comme dans la région du Mont Salève [70, 159, 166], le toit du mésozoïque jurassien est sub-horizontale.

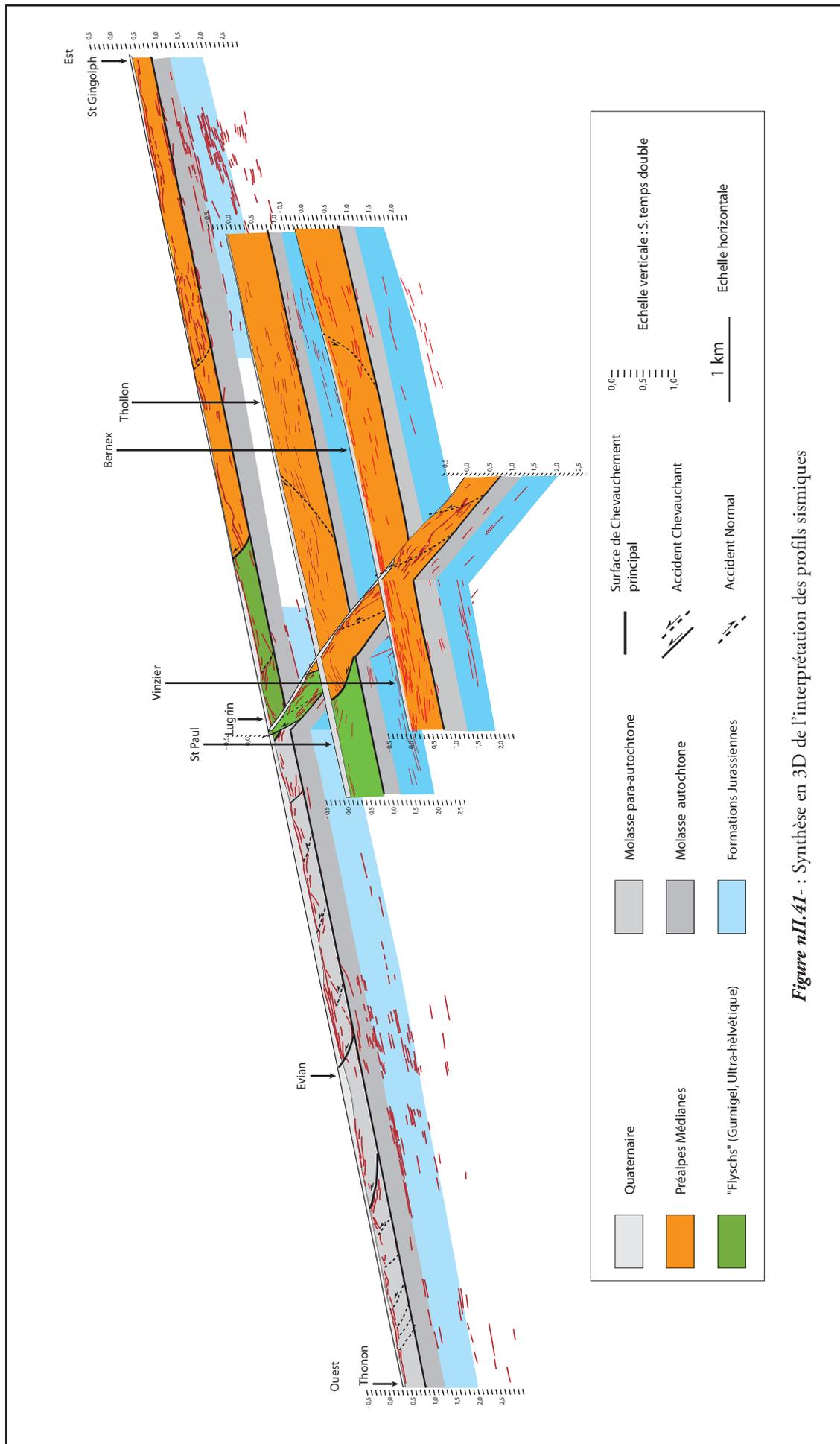


Figure nII.41- : Synthèse en 3D de l'interprétation des profils sismiques

III.II.c Résultats de l'imagerie sismique

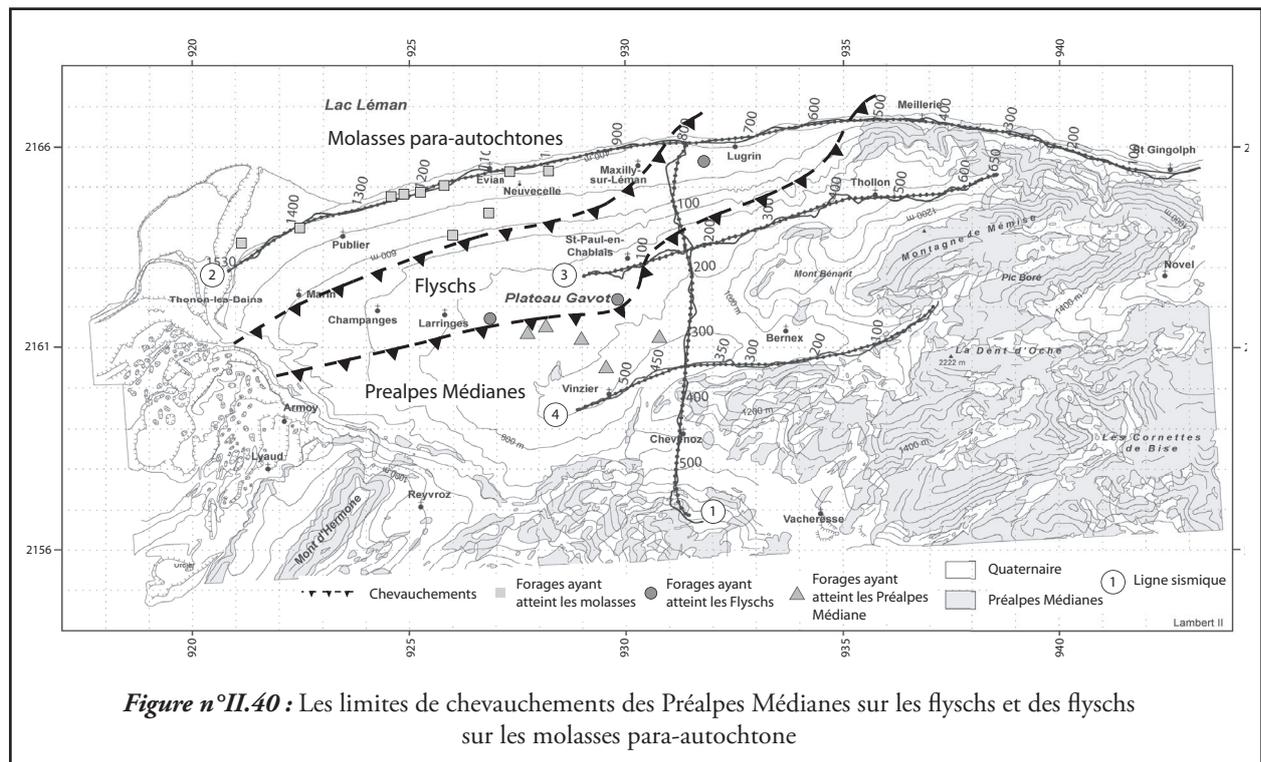
L'analyse des quatre lignes sismiques à notre disposition en corrélation avec les données de cartographie et de forage nous conduit à proposer une synthèse, d'une part en plan (2D) à l'aide de la carte structurale (Figure n°II.40A), sur laquelle sont positionnés les fronts de chevauchements (Préalpes sur Gurnigel, Gurnigel sur Molasse), d'autre part en 3D à l'aide du bloc diagramme de la figure n°II.41.

Ainsi nous retenons que :

- La surface de chevauchement principale est à environ 800ms. Cette profondeur est cohérente, aux erreurs des lois de vitesse appliquées près, avec les coupes réalisées préalablement [34, 73, 91].
- Le front de chevauchement des Préalpes Médiannes sur les Flyschs du Gurnigel est redressé. De plus, d'un point de vue cartographique il est affecté d'un «décrochement». Ce décrochement peut avoir comme nous l'avons

dit plusieurs origines qui ne s'excluent pas mutuellement :

- soit les écaïlles dites de Locum sont présentes plus à l'Ouest qu'envisagées par Sartiges [91] et les deux chevauchements observés seraient à imputer à celles-ci. Nous n'aurions donc pas affaire à un vrai décrochement.
- soit nous envisageons un vrai accident décrochant sénestre plus ou moins Nord-Sud passant entre les Ingels – le Fayet et notre profil sismique.
- Le toit du mésozoïque jurassien est sub-horizontale et cela comme dans la région du Mont Salève [70, 159, 166].
- La molasse présente directement sous les dépôts quaternaires est uniquement la molasse para-autochtone et cette molasse est affectée d'un fort écaillage.



Si nous reprenons les résultats des travaux de Dupuy [158] (qui nous sont parvenus après nos analyses des profils sismiques) nous voyons sur sa carte synthétique des accidents du substratum du Léman (Figure n°II.42A), des accidents orientés globalement N40-50°E à N80°E.

La corrélation de ses données de sismiques lacustres avec les données de sismiques pétrolière nous conduit à proposer la carte de la figure n°II.42B. Il existe une bonne concordance entre les principaux accidents identifiés

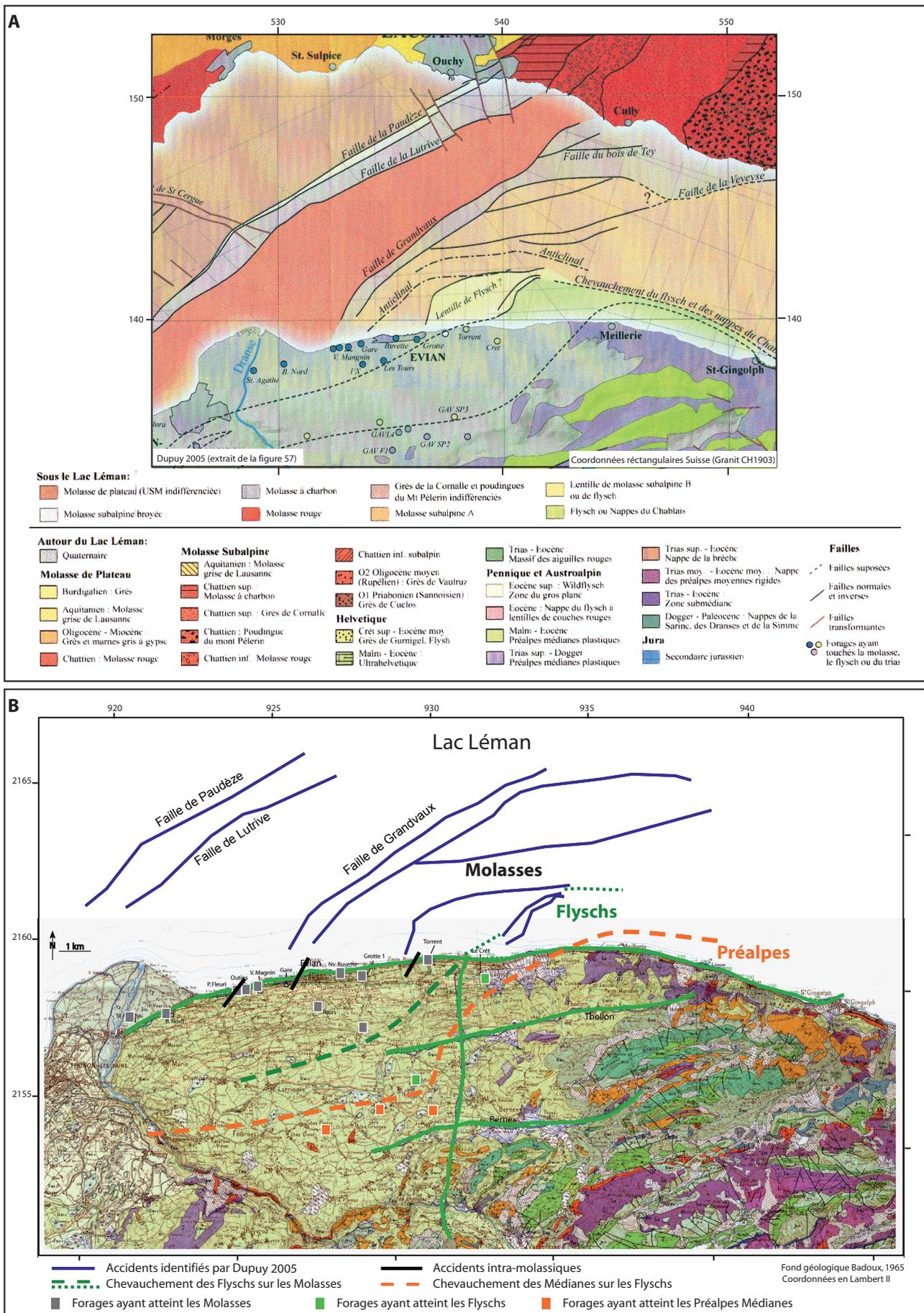


Figure n°II.42 : Corrélation entre les données de Dupuy 2006 et ce travail sur les limites de chevauchements des Préalpes Médianes sur les flyschs et des flyschs sur les molasses para-autochtone
 A : Extrait de la carte des accidents mis en évidence dans le substratum du Lac Léman - Dupuy 2006
 B : Synthèse entre les résultats obtenu par Dupuy (2006) et ce travail

IV.I Proposition d'une coupe géologique du plateau Gavot

Le croisement des données de cartographie géologique, de forages et de l'imagerie sismique nous conduit à proposer deux coupes possibles du plateau Gavot (figure n°II.43).

En effet, les forages réalisés depuis 2002 nous ont permis de mieux appréhender la géométrie de la base du Quaternaire tandis que l'imagerie sismique nous a permis de préciser la position des fronts de chevauchement (Préalpes sur Flyschs et Flyschs sur molasses para-autochtones). Faute de données de qualité suffisante nous ne discutons pas, dans ces coupes, la géométrie de la Molasse autochtone ni des formations jurassiennes, nous les représentons plus de façon schématique que réaliste.

La première coupe (figure n°II.43, coupe 1), est le résultat de l'intégration brute des données de l'imagerie sismique. Elle comporte une épaisseur considérable de formations triasiques

de nature cornieulique et gypseuse et les nappes de flyschs restent cantonnées au front des Préalpes. Une telle coupe demeure pour nous peu réaliste.

Dans la seconde coupe (figure n°II.43, coupe 2), nous proposons que l'épaisseur apparente des Préalpes Médiannes soit due à la présence d'écailles à matériel « Préalpes » en semelle des médianes, comme on peut l'observer dans le secteur de Meillerie (écailles de Locum, du Maupas...). De plus nous avons considéré, du fait de la qualité moyenne de l'imagerie sismique et du forage de Chessel où les des terrains attribués à l'Ultraschelvétique ont été mis en évidence sous les Préalpes, que nous pouvions avoir présence de Flysch ultraschelvétique entre les écailles des Médiannes et les Molasses. Cette seconde coupe est beaucoup plus en accord avec l'ensemble des données connues.

IV.II La structure de la terminaison Sud-Ouest des Mémises, Mont César, Mont Bénant

La terminaison Sud-Ouest des Mémises, du Mont César et du Mont Bénant est une structure plissée en échelon entre deux décrochements sénestres majeurs : l'accident sénestre de la vallée du Rhône et l'accident sénestre de Bonnevaux qui vient s'amortir dans notre secteur. Concrètement cela se traduit par une rotation des axes des structures, la présence d'accidents listriques orientés N10E et inclinés vers l'Ouest et des accidents décrochants de deuxième importance.

Les accidents listriques sont présents à des échelles diverses. En effet, nous pouvons les ob-

server à l'échelle d'une formation ou de la nappe des Préalpes. Ainsi, les failles listriques qui affectent le Malm de la terminaison Sud-Ouest des Mémises et du Mont-César viennent s'enraciner dans le Dogger et elles sont plus marquées sur le flanc Nord du synclinal que sur son flanc Sud, tandis que les accidents du Col du Pertuis, du Col de Creusaz et du Mont Bénant, en sus de leur composante normale, ont une composante décrochante sénestre. De plus ils affectent la totalité de la pile sédimentaire des Préalpes et viennent s'enraciner dans les niveaux des cornieules et gypses.

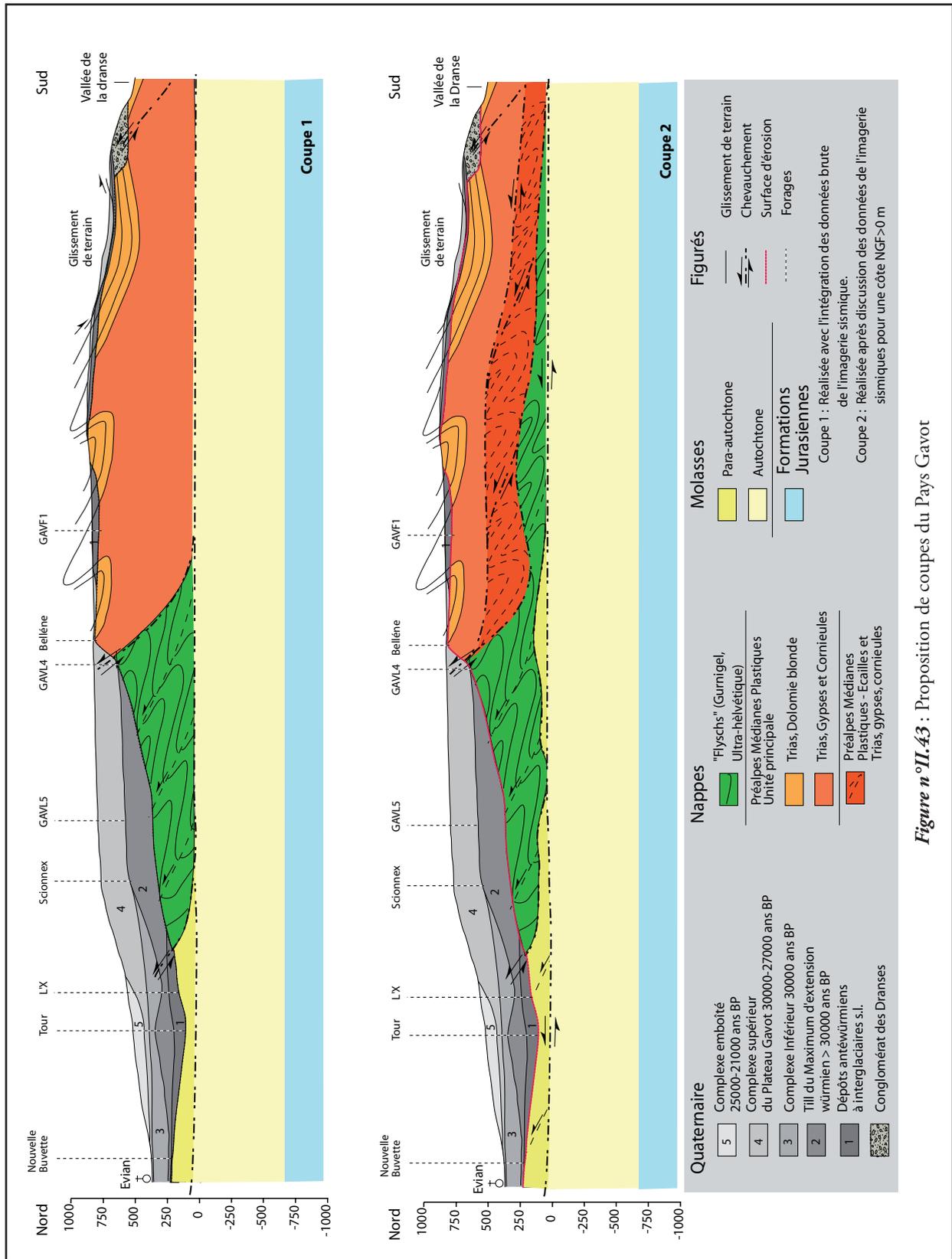


Figure n°II.43 : Proposition de coupes du Pays Gavot

En plus de ces accidents proches de N10E nous avons des failles décrochantes de deuxième importance, plus ou moins verticales dextres, orientées N70E à N90E. Ainsi, par exemple nous avons les failles ouvertes du Mont-César

qui affectent le Malm et s'enracinent sur le Dogger. De plus, les observations des affleurements du substratum du Mont-Bénant ont montré que des failles équivalentes affectaient même les dépôts liasiques.

IV.1 Proposition d'un schéma de circulation des eaux

L'infiltration

Le meilleur candidat à l'infiltration dans notre secteur est le Mont Bénant. En effet, comme nous l'avons vu plus haut (Partie n°2, paragraphe I.II) il est recouvert essentiellement par des dépôts de tills latéraux frontaux à perméabilité de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-5} m.s^{-1} (pour mémoire la perméabilité du till de fond et de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-9}). De plus ses pentes sont relativement faibles.

Pour sa part Le Mont-César est fortement fracturé. Il présente à la base des escarpements du Malm, d'importants éboulis et blocs écroulés permettant ainsi l'infiltration. De plus, son fonctionnement actuel en sackung favorise l'ouverture des accidents et donc l'infiltration de l'eau.

Enfin, dans le synclinal des Mémises nous n'avons pour ainsi dire pas de formations quaternaires et les sols sont peu développés. Dans la partie Est de celui-ci affleurent les Couches rouges qui sont imperméables et dans la partie Ouest les calcaires plaquettés du Néocomien dont les plaquettes ont tendance, à l'approche de la surface, à se décoller. Nous avons donc là des possibilités d'infiltrations très restreintes.

Les écoulements

Les données structurales nous amènent à proposer des hypothèses sur l'organisation des écoulements souterrains (Figure n°II.44), ainsi :

- Les données de pendagemétrie indiquent un plongement de l'axe synclinal Mont Bénant - Mont-César - Mémises vers l'Est et de l'axe

anticlinal des Lanches – Pointe de l'Aritte vers l'Ouest. Ces observations nous amènent à envisager un premier écoulement, des eaux souterraines : Ouest – Est dans la structure synclinale et Est - Ouest dans la structure anticlinale.

- Les accidents listriques, orientés N10E et inclinés vers l'Ouest, qui affectent le Malm des Mémises et du Mont César peuvent réorienter les écoulements vers le Nord et/ou le Sud. Cependant, ces failles s'enracinent dans le Dogger marno-calcaire et donc si ces écoulements existent, ils concernent simplement les eaux de surface. Ils peuvent être à l'origine, avec les éboulis de pied de pentes, des petites sources observées au contact éboulis / Dogger à la base des escarpements du Mont César et des Mémises.

- Les accidents du Col du Pertuis, du Col de Creusaz et du Mont-Bénant peuvent :

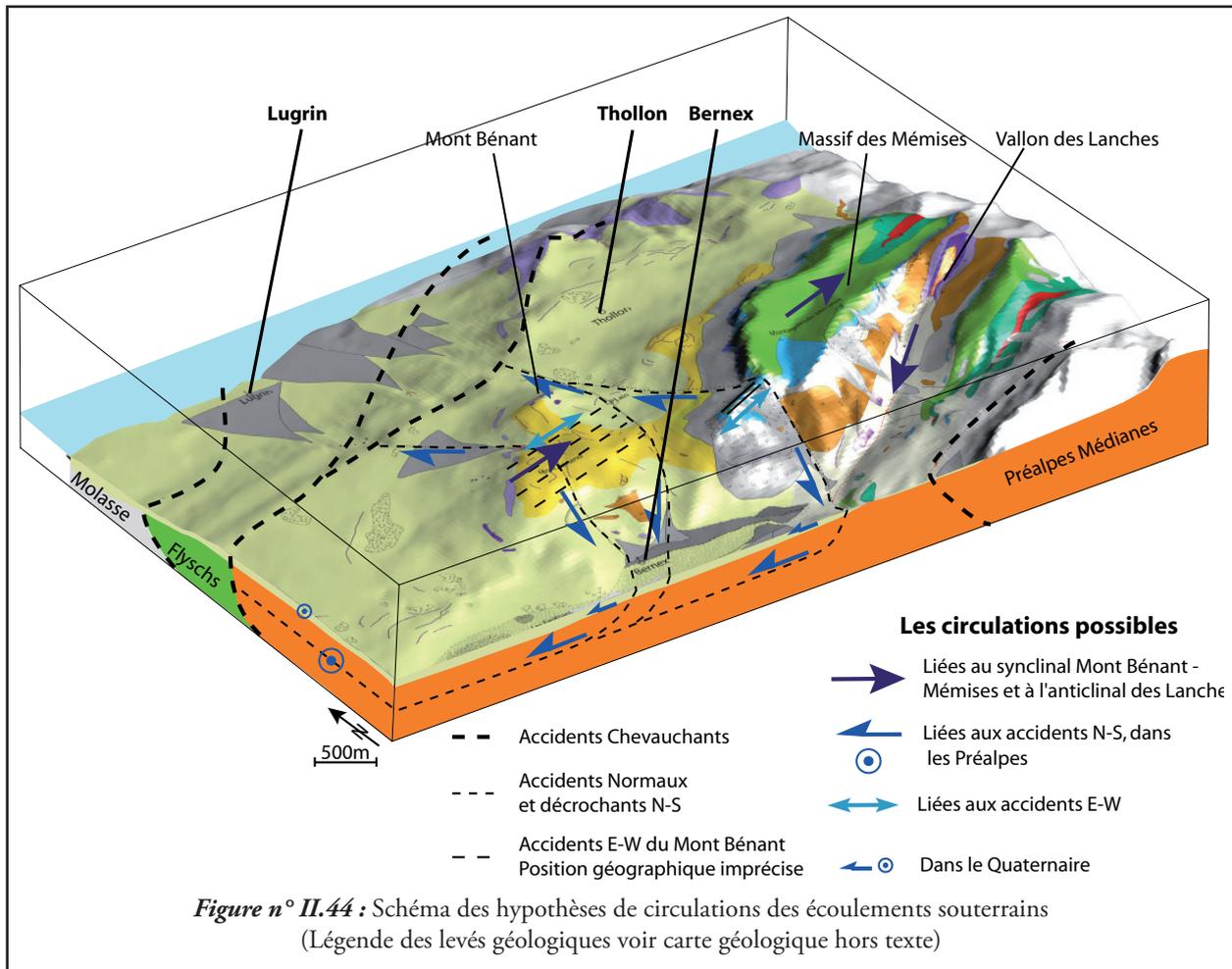
- Premièrement ramener les écoulements vers le Nord-Ouest et vers les dépôts quaternaires de la vallée de Bernex et du Plateau de Thollon

- Deuxièmement conduire les eaux souterraines vers les cornieules constituant la base des Préalpes Médiannes puis de ces cornieules vers le quaternaire du plateau Gavot.

- Les failles ouvertes Est-Ouest du Mont César et Est-Ouest du Mont Bénant vont pouvoir être de bons drains. Cependant, il ne nous est pas possible, en nous appuyant simplement sur la géologie, de définir les sens d'écoulement sur ces fractures, c'est-à-dire que nous ne pouvons pas dire si ces écoulements potentiels sont Est-Ouest ou Ouest-Est. De plus, nous ne devons pas oublier que les acci-

dents E-W du Mont-César et du Mont Bénant ne sont pas connectés. En effet, au Mont César ces failles affectent le Malm qui surmonte

le Dogger imperméable, tandis qu'au Mont Bénant ce sont les calcaires Liasiques qui sont affectés par ces failles.



*Puis Yvain se dirigea jusqu'à la fontaine
et il vit tout ce qu'il voulait voir.
Sans s'arrêter et sans s'asseoir,
de toute sa force il versa sur le perron
le contenu du bassin rempli d'eau.
Aussitôt il venta et il plut,
et il fit le temps attendu.
Puis quand Dieu eut ramené le beau temps,
les oiseaux vinrent sur le pin
et manifestèrent une joie orgueilleuse
sur la fontaine merveilleuse*

*Le Chevalier au Lion
Chrétien de Troyes.*

Troisième partie
Hydrogéologie

Partie III : Hydrogéologie

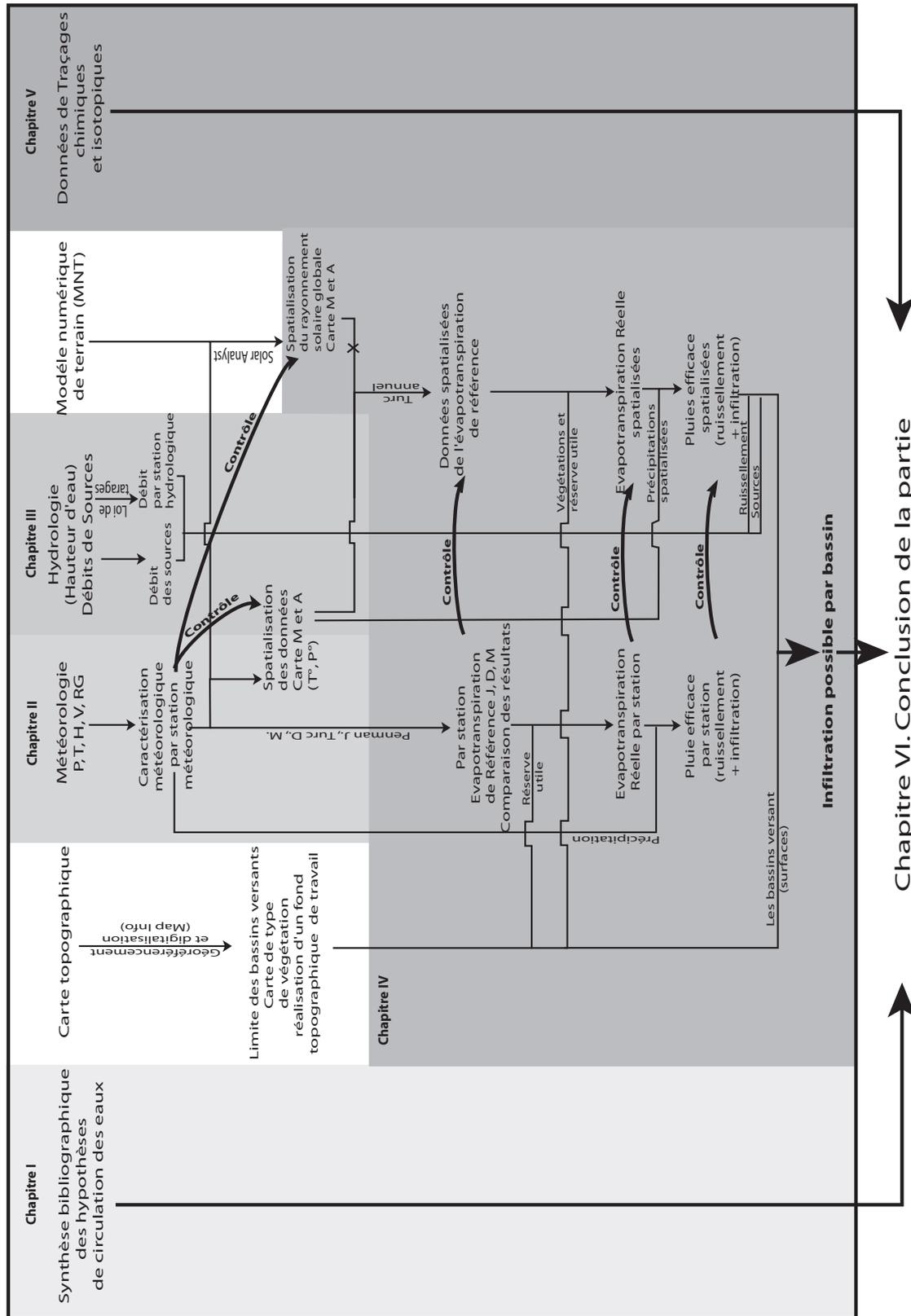


Figure n°III.0 : Synthétique de la partie n°III sur l'hydrogéologie (J : jour, D : décade, M : mois, A : Annuel)


 Introduction.

L'objectif de cette partie est, à partir des données hydrologiques, de démontrer les écoulements souterrains possibles et probables, d'identifier les points d'incertitudes et de proposer un bilan hydrologique de notre zone d'étude. Nous avons articulé notre texte en six chapitres (Figure n°III.0) organisés comme suit :

Chapitre I : Historique des hypothèses de circulations des eaux d'Evian et caractéristiques hydrogéologiques des formations. Ce chapitre est en quelque sorte le résumé de notre base de départ.

Chapitre II : Les données météorologiques.

Après avoir présenté les données à notre disposition, les stations de mesures et les appareils installés sur le terrain, nous proposons des cartes annuelles de précipitations et de températures. Ces cartes sont issues de la spatialisation des données ponctuelles recueillies par météo-France, l'INRA et nous-mêmes. Ces cartes servent de base aux estimations de flux du chapitre IV.

Chapitre III. Données hydrologiques. Dans ce chapitre nous donnons les caractéristiques géographiques et hydrologiques des bassins versants. Nous présentons les stations de mesures de hauteurs d'eau, les chroniques de hauteurs d'eau, les jaugeages, les chroniques de débits et analysons quelques événements particuliers (fonte nivale, crue). Ce chapitre décrit donc l'analyse du ruissellement des cinq bassins versants les plus représentatifs de la zone étudiée. Les données de ruissellement sont avec les données météorologiques du chapitre II la base des flux estimés dans les bilans établis chapitre IV.

Chapitre IV. Proposition d'un bilan hydrogéologique. Après avoir synthétisé les données bibliographiques sur les bilans réalisés dans la région évianaise ainsi que les différentes méthodes de détermination de l'évapotranspiration de référence (ET_0) nous calculons les ET_0 pour nos stations avec différentes méthodes (Penman journalier, Turc décadaire, Turc mensuel) et nous comparons les résultats entre eux. Puis nous déterminons les ETR aux stations (Penman journalier, Turc décadaire, Turc mensuel) et sur l'ensemble de la zone d'étude en utilisant la formule de Turc annuelle avec les données de précipitations et de températures spatialisées du Chapitre II. Nos résultats d'ETR spatialisée sont validés aux stations météorologiques. Enfin nous prenons en compte dans notre bilan l'interception des précipitations par la végétation (forêt de conifères, alpages...) dans le calcul de la pluie efficace. L'ensemble de ces considérations nous conduit à proposer la lame d'eau disponible (pluie efficace) et à calculer un bilan global pour la zone d'étude.

Chapitre V : Les traçages chimique et isotopique. Durant ce travail de thèse nous avons réalisé trois traçages chimiques que nous présentons. De plus nous avons bénéficié de deux campagnes de mesures d'oxygène-18 dont nous donnons ici les résultats. Enfin nous synthétisons l'ensemble de ces données et regardons ce qu'elles impliquent au niveau de la compréhension des circulations hydrologiques.

Chapitre VI : Ce chapitre de conclusion reprend l'ensemble des aspects abordés dans les cinq chapitres précédents mais bassin versant par bassin versant. C'est-à-dire que nous indiquons la représentativité par rapport à notre zone d'étude des cinq bassins étudiés puis nous discutons ces résultats dans leur globalité en fin de chapitre

Chapitre I. Historique sur l'origine des eaux d'Evian et caractéristiques hydrogéologiques des formations

I.1 Les eaux d'Evian. Un bref historique

Ce travail fait suite à un grand nombre de travaux sur l'hydrogéologie de la région évianaise. Nous rappelons ici les hypothèses sur les origines des eaux d'Evian et les résultats généraux obtenus lors de différentes études.

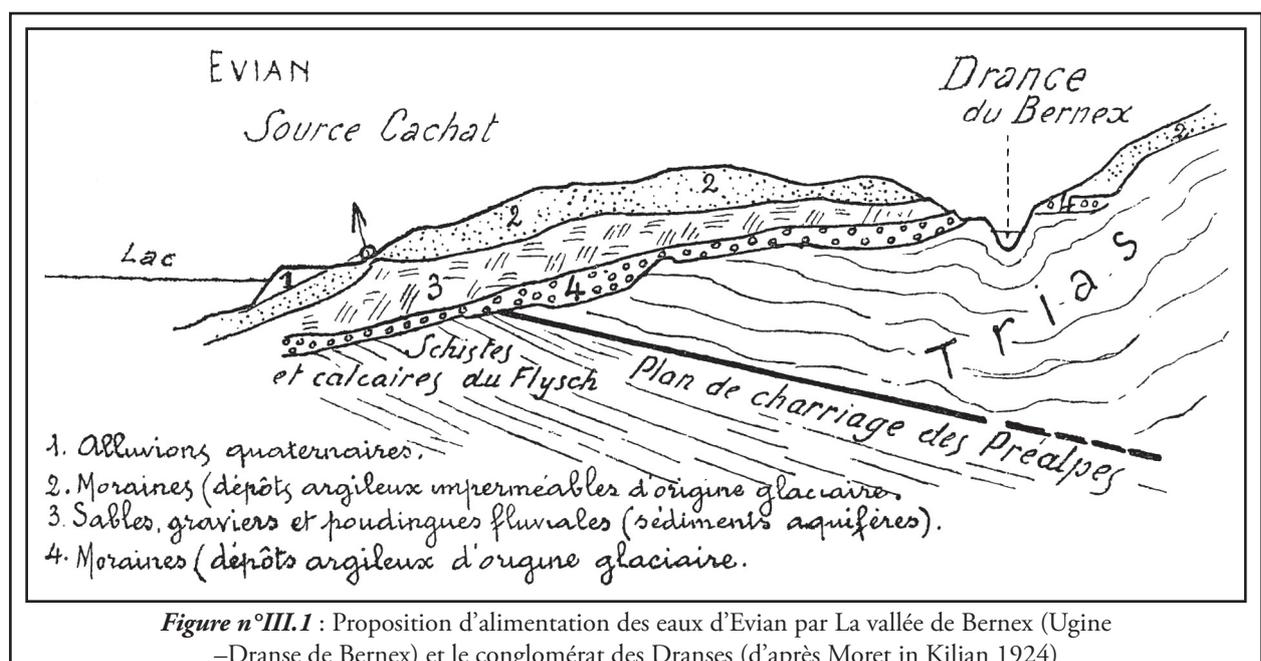
Avant 1925 :

Léon Janet (in [168, 169]) attribue l'origine des eaux à l'existence d'une « faille » ou surface chevauchante existant sous le Quaternaire (Chevauchement des Préalpes Médiannes) (figure n°III.2B). Cette hypothèse est rejetée par Kilian [169] et Gidon [168] qui considèrent que cette hypothèse ne rend « ni compte de la faible minéralisation, ni de la température peu élevée (11°5) des sources d'Evian. ». En effet, d'après ces deux auteurs cette hypothèse impliquerait

des eaux thermales et les eaux d'Evian ont une température peu différente de la moyenne annuelle des températures de la région [168].

D'autres hypothèses envisagent l'origine des eaux dans une des lentilles ou intercalations sableuses des argiles glaciaires, dans laquelle les eaux se seraient infiltrées et auraient acquis leurs minéralisations [169].

Pour Kilian en 1924 [169] les eaux d'Evian voient leurs origines (infiltration) dans les niveaux graveleux de l'Ugine (Dranse de Bernex) (Figure n°III.1) et dans les conglomérats de la Dranse d'Abondance puis un écoulement vers le nord dans ces niveaux sablo-graveleux protégés par le till de fond.



Après 1925

Blayac [170] en 1932 reprend les idées de Kilian et considère que l'aquifère des eaux d'Evian a pour origine des pertes dans les niveaux graveleux de l'Ugine.

En revanche, Gidon en 1959 [168] considère que le débit (constance et volume) ne peut s'expliquer que par l'existence d'un vaste bassin d'alimentation ne laissant l'eau s'écouler que lentement. En s'appuyant sur ces caractéristiques et la faible minéralité des eaux d'Evian, il en déduit que la zone d'infiltration ne peut pas appartenir aux Préalpes du Chablais et que cette zone est constituée par les alluvions glaciaires du pays Gavot (figure n°III.2).

A partir de 1965

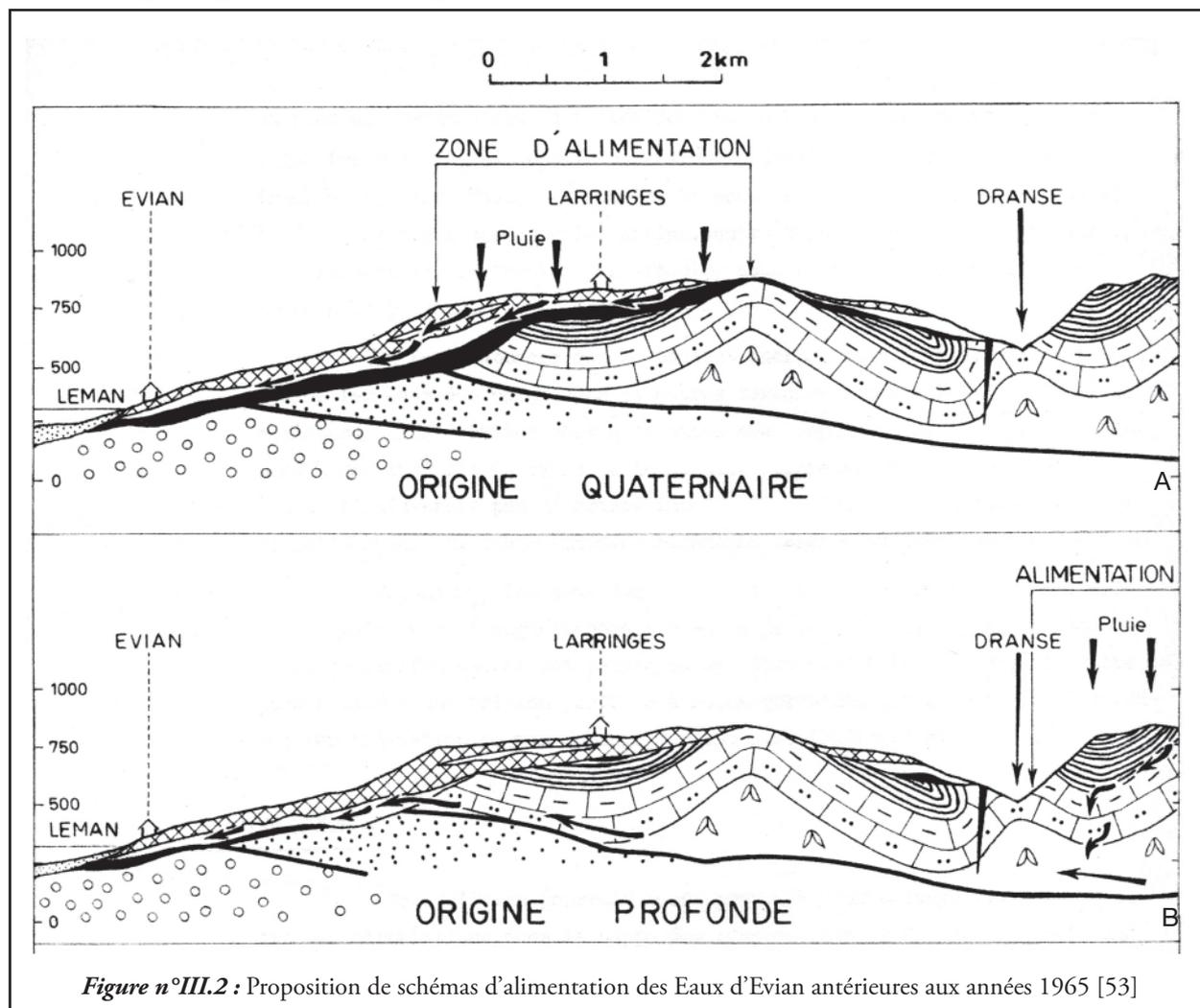
Selon Blavoux [50, 171] la zone d'alimentation de la nappe d'Evian se situe dans la partie supérieure du plateau de Vinzier où le till de fond ne dépasse pas les 2-3 m d'épaisseur. La

circulation des eaux se fait du Sud vers le Nord dans les niveaux interstadiers sous jacents (Figure n°III.3). Une zone d'infiltration des précipitations de 10 km² au niveau de la partie supérieure du plateau Gavot est pour Blavoux corroborée par :

- Les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ donnant des altitudes comprises entre 800 et 900m (NGF).
- Les résultats du bilan hydrologique du bassin versant du Maravant appliqués à toute la zone d'alimentation de la nappe d'Evian.

Pour cet auteur, les eaux du type « Evian » acquerraient leurs caractéristiques :

- Calcique et magnésienne ($\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ voisin de 0,5 ; $\text{Ca} < 100 \text{ mg.L}^{-1}$; $\text{Mg} > 20 \text{ mg.L}^{-1}$), dans leur première partie du trajet (dans les moraines), « avant d'atteindre l'horizon drainant plus perméable des sables interstadiers siliceux ».
- Siliceuse dans les niveaux interstadiers ($\text{SiO}_2 > 10 \text{ mg.L}^{-1}$).



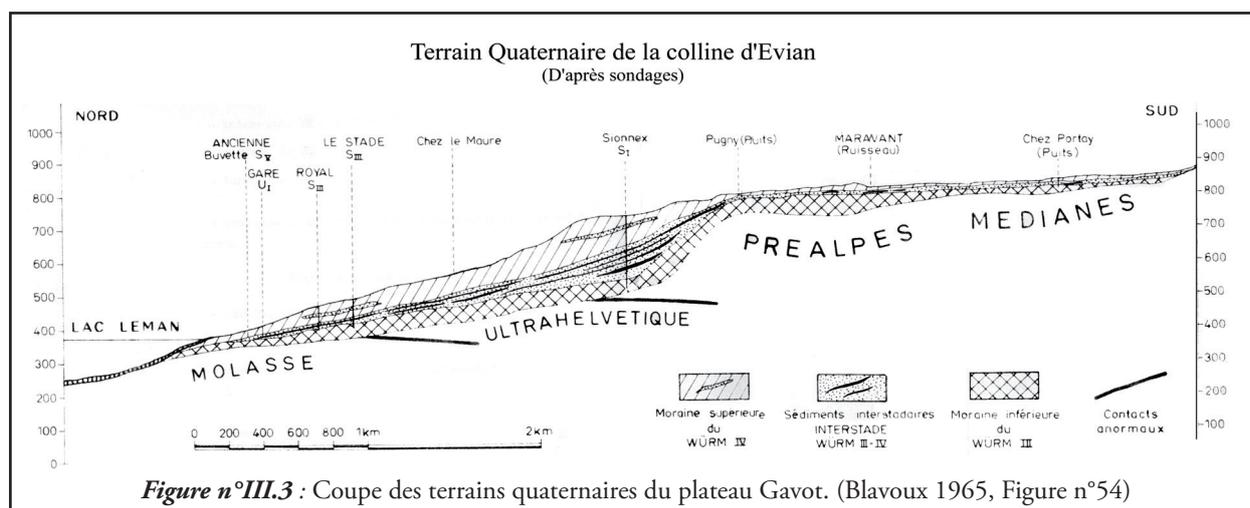


Figure n°III.3 : Coupe des terrains quaternaires du plateau Gavot. (Blavoux 1965, Figure n°54)

Quant à la stabilité des paramètres chimiques de ces eaux, il l'impute au temps de trajet élevé de l'eau dans l'aquifère.

Bien que Vial [103] n'ait pas travaillé directement sur les eaux d'Evian mais sur la géologie et l'hydrogéologie du secteur de Thonon – Douvaine, ses travaux l'ont conduit à envisager que la circulation des eaux dans les formations quaternaires d'Evian se fait globalement d'Est en Ouest. Ainsi il écrit : « on peut supposer que les écoulements s'effectuent » (dans les formations quaternaires du plateau Gavot) « suivant une direction à peu près E-W parallèlement aux structures du substratum et que, grâce à la présence de drains genre Amphion (Faille ou ancien cours d'eaux remblayés), l'eau s'écoule suivant une direction N-S pour émerger à Evian à la faveur d'une remontée du substratum. L'alimentation se fait donc plus à l'Est que le plateau de Vinzier. »

Suite aux levés géologiques, aux analyses hydrogéochimiques (notamment sources du Lain, de Fayet et de Faverges) et aux résultats de bilans hydrologiques sur les Bassins de Thollon et de l'Ugine, Sartiges [91] émet lui aussi l'hypothèse que l'alimentation de la nappe d'Evian se fait à l'Est du plateau Gavot dans la région Mémises – Mont Bénant et non au Sud de celui-ci.

Les recherches les plus récentes sont celles de Triganon [2], sur la géométrie et le fonctionnement de l'aquifère quaternaire de la région évianaise. Basés sur l'étude géologique et l'utilisation de méthodes isotopiques, ces travaux lui

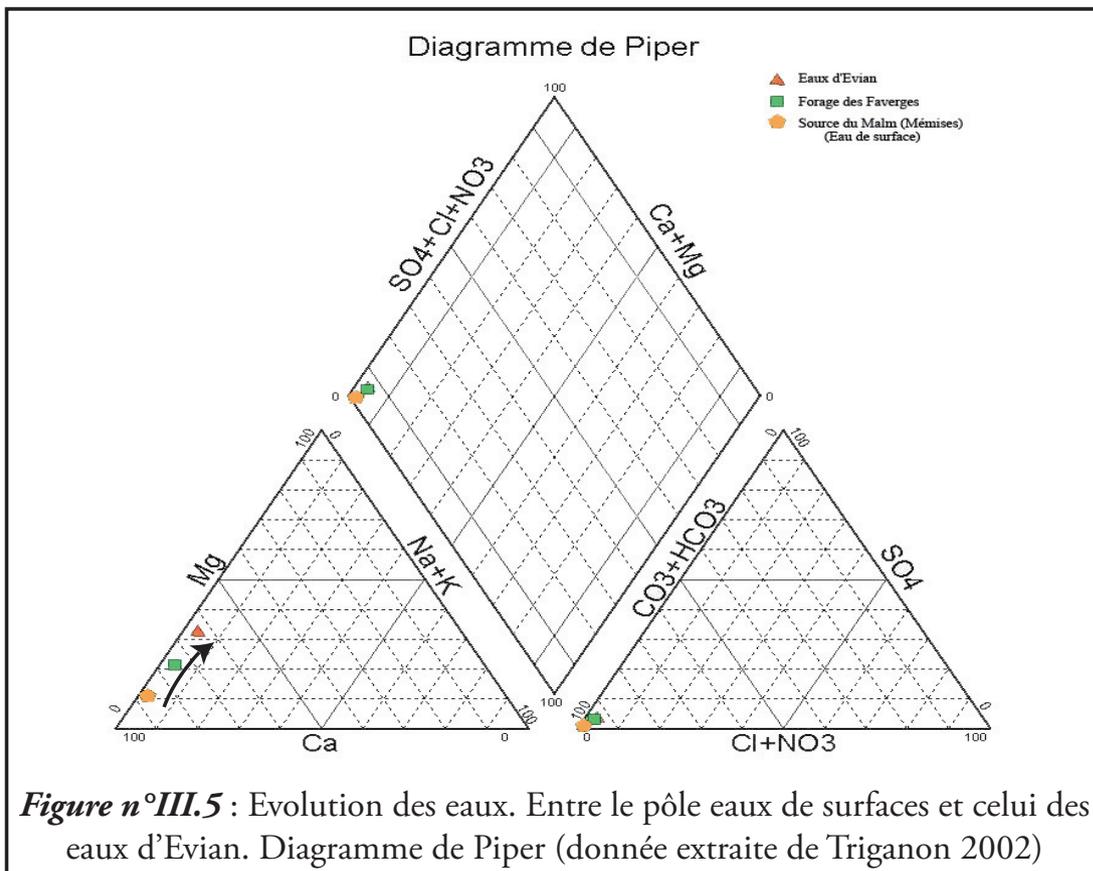
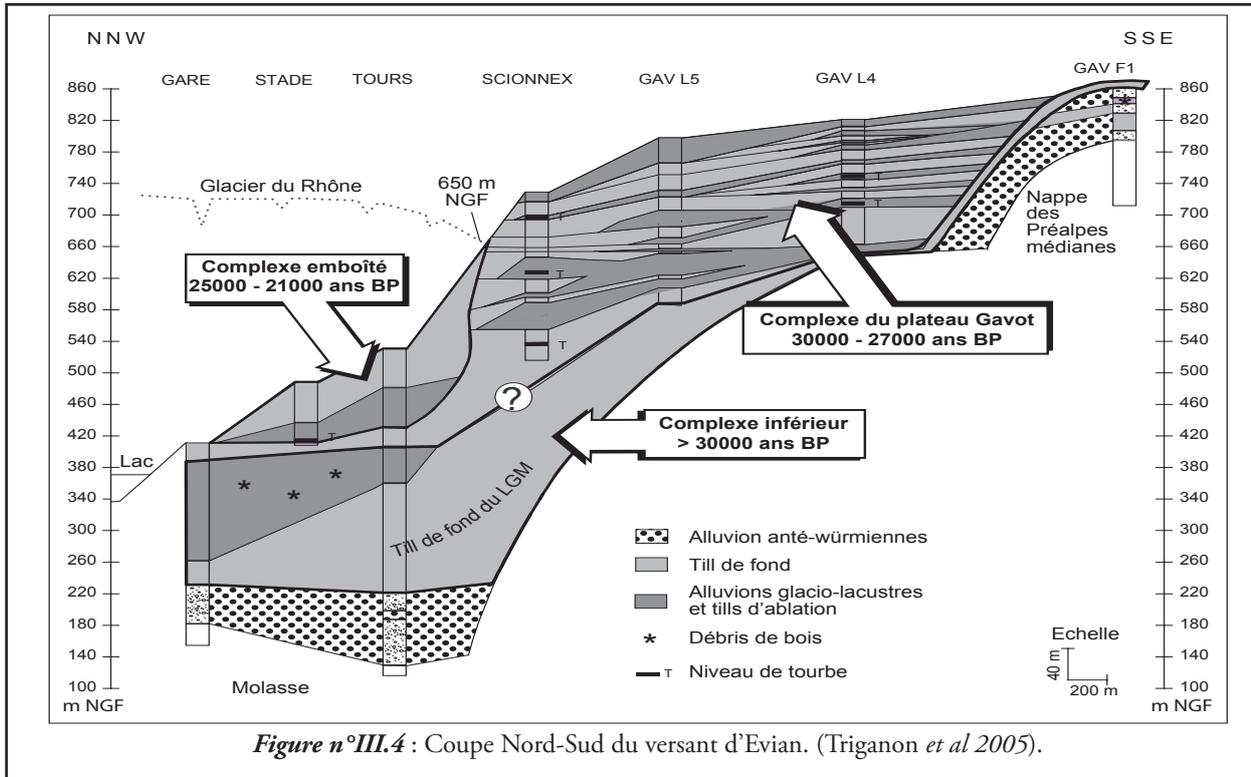
ont permis:

- De mieux appréhender la géométrie des formations quaternaires du plateau Gavot (Figure n°III.4) et ainsi de montrer que :
 - Le complexe détritique quaternaire constitue un aquifère multicouche sans barrière étanche entre les différents niveaux de circulation.
 - la composition chimique des eaux ne dépend pas de l'unité quaternaire aquifère, « mais de la granulométrie des sédiments qui influence directement le temps de séjour dans l'aquifère ».
 - Pour des raisons de structures, les circulations dans le complexe du plateau Gavot se font préférentiellement d'Est et Ouest, et, dans le complexe glaciolacustre de façon plus aléatoire faute d'axe perméable bien défini.
- De montrer que « les concentrations non négligeables en chlorures des eaux superficielles ne permettent pas d'envisager une évolution » de celles-ci, par échange de base avec les argiles du Quaternaire, vers des eaux à faciès type Evian. En revanche elle considère que des eaux du type Faverges, après maturation dans les formations quaternaires, pourraient évoluer vers un pôle de type Evian (Figure n°III.5).
- De montrer que les âges des eaux d'Evian sont globalement croissants d'Est en Ouest quelles que soient les méthodes utilisées ($^3\text{H}^*/^3\text{He}$, CFC) et cela malgré des valeurs absolues un peu différentes (Figure n°III.6).

L'ensemble de ces considérations a conduit Triganon à envisager, comme ses deux prédé-

cesseurs, que l'alimentation de l'aquifère des eaux minérales d'Evian se fait à l'Est du plateau

Gavot, soit dans un secteur compris entre les Mémises et le Mont-Bénant.



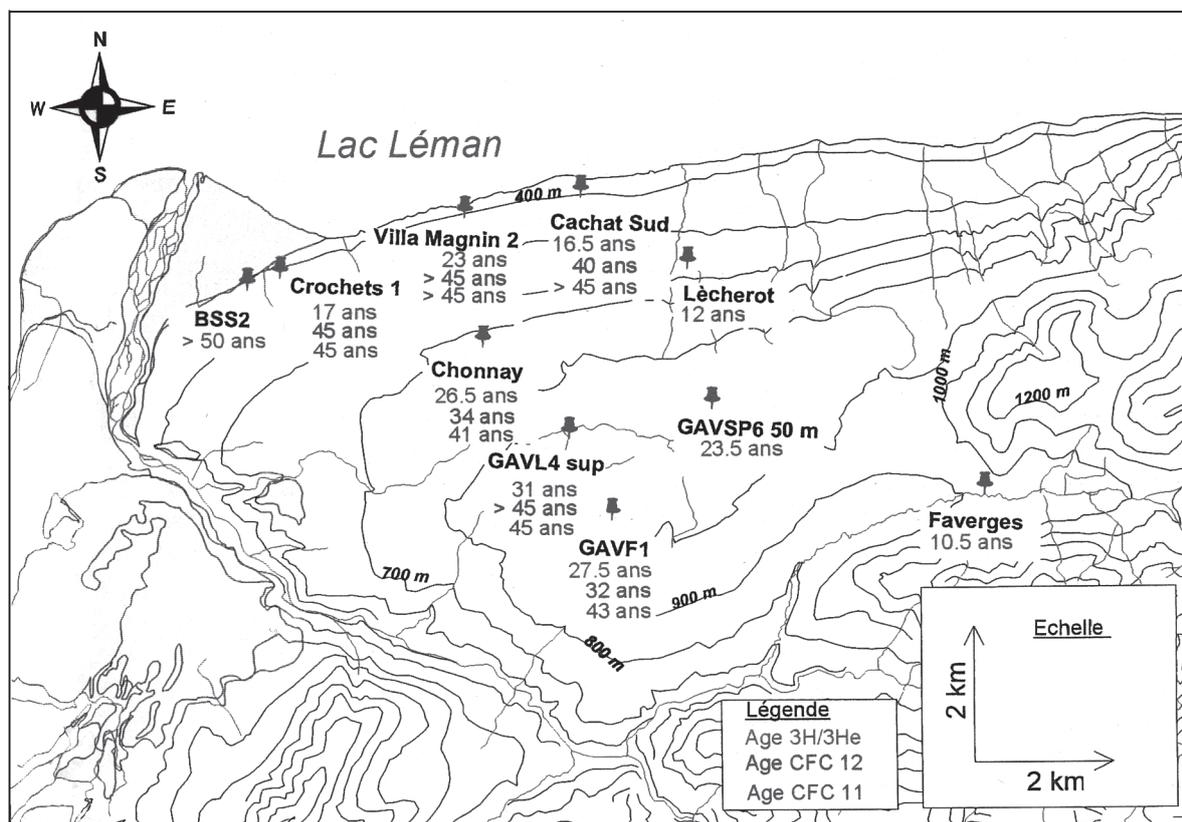


Figure n° III.6 : Comparaison des âges des CFC11, CFC12 et 3H/3He sur le bassin d'Evian. (Triganon 2002)

I.II Les caractéristiques hydrogéologiques des formations

I.II.a Formations quaternaires

La variété des formations quaternaires des plateaux Gavot et de Thollon influence fortement la perméabilité (Tableau n°III.1). Triganon [2] considère comme constitutifs du réservoir

des eaux d'Evian, les niveaux perméables du Quaternaire (sédiments glaciolacustres sableux, voire tills latéraux)

Perméabilité	Moraine de Fond	Moraine latérale et frontale	Fluvioglacière frontale	Glaciolacustre	
				Proximal	Distal
Ardestani (1965)	Imperméable A l'affleurement. Très peu perméable, Très peu perméable	Plus perméable que le till de Fond Plus perméable que le till de Fond	Perméable	Perméable	Imperméable
Sartiges (1978)					
Triganon (2002)					

Tableau n°III.1 : Estimation de la perméabilité des formations quaternaires des plateaux Gavot et Thollon

I.II.b Les molasses

Les molasses sont considérées comme imperméables. Cependant elles peuvent marquer chimiquement les eaux qui circulent à l'interface quaternaire/molasse. Pour exemple, les eaux du fond de forage de Branches Nord montraient

des teneurs en sulfates plus élevées que les eaux du Quaternaire. Cette signature secondaire est imputée à la présence de gypses dans les molasses d'eau douce du Chattien terminal [1]

I.II.c Les « Flyschs »

Dans la région éviannaise et thollonnaise, à aucun moment il n'est fait référence à la perméabilité de ces Flyschs. Cependant leurs natures et

les types de fracturation potentiellement développés au sein de ceux-ci nous les font considérer comme globalement imperméables.

I.II.d Les matériaux des Préalpes Médiannes Plastiques

I.II.d1 Les Formations des Préalpes

Les Médiannes Plastiques se caractérisent dans leur ensemble par une perméabilité réduite. Dans le détail, on peut classer ainsi les divers matériaux constitutifs des plastiques :

Formations perméables :

Sont considérés comme perméables, les niveaux à gypses et à cargneules. Cependant ces niveaux, ou du moins ceux à gypses, ne semblent pas ou peu intervenir dans la minéralisation des eaux d'Évian. En effet, celles-ci contiennent peu de sulfates.

Autres niveaux perméables, mais perméables en grand, les formations calcaires du Malm. En effet, ceux-ci présentent de nombreuses fractures permettant de drainer les eaux et des réseaux karstiques (voir ci-dessous I.II.d.3) plus ou moins bien développés.

Formations moyennement perméables :

Sont considérées comme moyennement perméables, les formations du Lias et du Dogger [172]. En effet ces formations sont riches en niveaux marneux ou en calcaires marneux. Comme, d'ailleurs, toutes les couches allant du Néocomien à l'Eocène.

Formations imperméables voire très peu perméables :

Sont considérés comme imperméables, ou très peu perméables, les niveaux de marnes et de schistes allant du Néocomien à l'Eocène moyen. Et comme perméables en petit les formations calcaires du Lias et du Malm.

I.II.d2 Les paléokarsts

Les cartes ci-dessous (figure n°III.7) permettent de situer les paléokarsts mis en évidence dans les Préalpes. Tous ces paléokarsts se sont développés dans les unités briançonnaises.

Deux phases de karstification au cours du Jurassique ont pu être mises en évidence. Ces phases de karstification sont liées à l'exondation du domaine briançonnais [38, 44, 173, 174]. Il est à noter que notre zone d'étude ne compte aucun paléokarst reconnu à ce jour.

I.II.d3 Les karsts

Le massif des Mémises et celui de la Dent d'Oche sont des massifs karstifiés. Les plus beaux réseaux karstiques sont observés dans le Château d'Oche (Sud de la Dent d'Oche) où les spéléologues ont mis en évidence des réseaux dont le développement verticale atteint jusqu'à 612m de dénivelé. Pour Maire la karstification a débuté à la fin du Tertiaire et s'est poursuivie au Pléistocène [175].

Nappe des Préalpes Médiannes

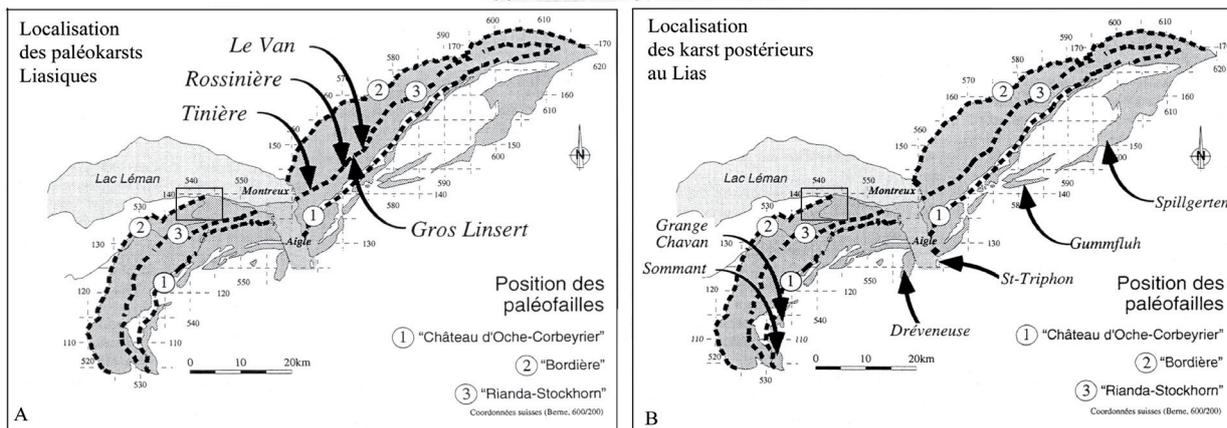


Figure n°III.7: Localisation des paléokarsts. (Borel 1997, A : figure n°2-5, B : 2-12)
 A : Paléokarsts dans les formations échinodermiques de la formation d'Arvel (Lias du Briançonnais)
 B : Localisation des paléokarsts post-liasiques des Préalpes médianes.
 □ Localisation de la zone d'étude

Plus localement et directement sur le secteur qui nous intéresse, nous avons plusieurs cavités dans le Malm. Sur les Mémises cinq d'entre elles sont pénétrables (communication spéléo-club de Thollon les Mémises) mais leurs développements restent restreints. La cavité la plus importante étant celle du Boeul avec 300m d'explorés [176]. Elle se termine sur un siphon. Le réseau se met en charge lors de la fusion nivale et de forts orages.

Ces réseaux ne permettent pas l'accès au drain principal mis en évidence lors d'un forage réalisé par la commune de Thollon (Lambert II étendu X = 936000, Y = 216200 m altitude : 1580 m NGF). Il se développe dans l'axe du synclinal et présente une forme en serrure (figure n°III.8).

En plus de ces réseaux nous avons pu observer de petites formes karstiques (photo n°III.1). Ces petites formes se développent aux limites de joints structuraux ou de stratifications.

Ainsi dans la cavité du Mont-César ([177]) constituée par une série de failles ouvertes (voir première partie paragraphe n°II.II.c) se développe un petit conduit karstique sur un joint stratigraphique de la base du Malm.

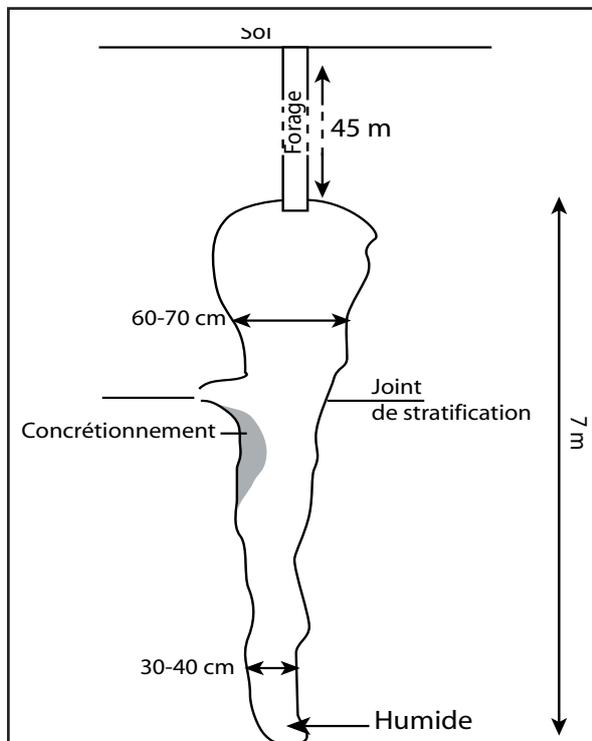


Figure n°III.8 : Schéma du drain principal des Mémises identifié par forage.
 D'après images de film réalisé avec une caméra descendue dans le forage.
 C. Nevière (Spéléo-club des Mémises)



Photo n°III.1 : Petit conduit karstique sur joint stratigraphique à la base du Malm
 Cavité du Mont César – Photo C. Nevière

I.II.d4 Densité de joints

L'analyse des densités de joints permet de connaître l'état global de fracturation d'un massif, d'identifier les relations entre développement karstique et structure [178] et enfin de déterminer les directions d'écoulements potentiels le long des joints.

Cependant pour réaliser des diagrammes de densités de joints, puis des cartes, les affleurements doivent répondre à plusieurs critères [179, 180] :

- Avoir une surface minimum et reproductible (c'est-à-dire que les mesures se réalisent sur une surface identique pour chaque affleurement).
- Posséder des plans d'observations plus ou moins perpendiculaires,

- Être éloignés d'accidents majeurs,
- Présenter (de façon idéale) des surfaces structurales suffisantes pour pouvoir déterminer les longueurs de joints

Dans notre cas les affleurements du Malm qui auraient permis cette étude sont essentiellement orientés Est-Ouest. Les seuls affleurements Nord Sud sont au Col du Pertuis mais ils s'observent au passage d'un accident normal-décrochant. De plus nous n'avons pas de surfaces structurales exemptes de sols permettant l'analyse statistique des longueurs de joints.

Dans ce cadre les mesures de densités de joints sont biaisées par l'observation et ne représentent que très partiellement l'état de fracturation d'un massif. Nous n'avons donc pas réalisé de tels diagrammes.

Dans ce chapitre après avoir présenté de façon globale les données climatiques, les stations de mesures et les appareils associés nous détaillons les données de précipitations et de températures.

Dans l'ensemble de ce chapitre nous nous sommes particulièrement attachés à regarder une année que nous dirons « année hydrologique » allant de début février 2005 à fin janvier 2006.

Le choix de cette année s'est imposé pour plusieurs raisons :

- Le mois de janvier est un mois d'étiage sur l'ensemble des sites (voir paragraphe III.IIb)
- La fonte débute courant février sur les petits bassins du flanc nord du Massif des Mémises – Mont Bénant. (voir paragraphe II.IIIc)
- Le mois de février est le mois où les précipitations sont les moins importantes (paragraphe II.IIIb)
- L'installation des appareils de mesures, leur mise en route et leur étalonnage ont repoussé à la deuxième période de la thèse, la collecte des données sûres et l'établissement de chroniques les moins lacunaires possibles.

II.I Introduction

Le plateau Gavot a fait l'objet de nombreux suivis climatiques au cours de ces quarante dernières années [2, 50, 91, 103, 181, 182]. Ces études ont donné lieu à des chroniques et des modèles d'évolution des précipitations, des températures, des vents, de l'influence du lac et des effets de relief. Par contre, la région des Mémises a été peu instrumentée et nous n'avons pas de suivis réguliers. Les seuls qui nous soient connus à ce jour sont ceux de Sartiges [91].

Quant au réseau d'enregistrement perma-

nent (Figure n°III.9), il se compose des stations de l'INRA de Thonon, ainsi que des stations d'Evian, de St Paul en Chablais (dite station de Gavot) et de Novel (Tableau n°III.2).

Afin de compléter ce réseau de stations deux sites ont été équipés de stations permanentes et six sites de pluviomètres cumulateurs en saison estivale (Figure n°III.9, Tableau n°III.3). Nous avons également obtenu les hauteurs de neige sur la station de ski de Bernex pour la saison 2004-2005 (altitude 1520m)

II.II Les stations de mesures

II.II.a L'implantation des stations

Les critères de validité des mesures effectuées sont dans un premier temps contraints par la qualité du site d'implantation de la station de mesure. En effet, nous devons prendre en compte dans ce choix, la topographie du lieu,

la proximité de reliefs ou d'étendues d'eau de surface, le type de végétation environnante, la présence de haies ou de constructions dans un environnement proche [183].

Stations	Altitude*	Paramètres mesurés	Durée des enregistrements
INRA Thonon	375 m NGF X : 917 965 Y : 2 160 820	Hauteurs des précipitations Températures ET Penman	Janvier 1963 – Actuel Octobre 1970 – Actuel Janvier 1986 – Actuel
Météo France Evian -Serre	395 m NGF X : 925 300 Y : 2 163 925	Hauteurs des précipitations Températures	Janvier 1995 – Actuel Janvier 1994 – Actuel
Météo France Evian –Scionnex	720 m NGF X : 926 500 Y : 2 162 230	Hauteurs des précipitations Températures, vent ET Penman	Mai 2002 - Actuel
INRA CES St Paul en Chablais	848 m NGF X : 928 790 Y : 2 160 860	Hauteurs des précipitations Températures ET Penman	Janvier 1995 – Actuel Août 1997 – Actuel Mars 1998 – Actuel
Météo France Novel	935 m NGF X : 942 325 Y : 2 161 695	Hauteurs des précipitations	Janvier 1946 – Actuel

Tableau n°III.2 : Stations climatiques pérennes. ET : Evapotranspiration, * : Coordonnées Lambert II.

Stations	Altitude *	Paramètres mesurés	Durée des enregistrements
Mont Bénant Bernex	1250m NGF X : 933 580 Y : 2 161 855	Hauteurs des précipitations Températures, humidité Ensoleillement, vent,	Janvier 2004 - Actuel Janvier 2004 - Actuel Octobre 2004 – Novembre 2005
Station des Mémises Thollon	1595m NGF X : 938 070 Y : 2 161 855	Hauteurs des précipitations Températures	Décembre 2003 - Actuel
Thollon	920m NGF X : 935 160 Y : 2 163 905	Pluviomètre cumulateur	Juillet 2004 – Novembre 2004 Mai 2005 – Novembre 2005
Lapreau (Lugrin)	885m NGF X : 933 165 Y : 2 162 870	Pluviomètre cumulateur	Juillet 2004 – Novembre 2004 Mai 2005 – Août 2005
Chez Gaillet (St Paul)	945m NGF X : 931 780 Y : 2 161 425	Pluviomètre cumulateur	Juillet 2004 – Novembre 2004 Mai 2005 – Novembre 2005
Bernex	965m NGF X : 933 660 Y : 2 160 645	Pluviomètre cumulateur	Juillet 2004 – Novembre 2004 Mai 2005 – Août 2005
Charmet (Bernex)	1020m NGF X : 935 400 Y : 2 160 260	Pluviomètre cumulateur	Juillet 2004 – Novembre 2004 Mai 2005 – Novembre 2005
Mont Bénant (Bernex)	1240m NGF X : 933 580 Y : 2 161 855	Pluviomètre cumulateur	Juillet 2004 – Novembre 2004 Mai 2005 – Novembre 2005
Mont Bénant (Bernex)	1240m NGF X : 933330 Y : 2161825	Pluviomètre cumulateur Mesure d'interception par les conifères	Juillet 2005 – Novembre 2005

Tableau n°III.3 : Stations climatiques installées pour cette étude - * : coordonnées Lambert II.

Chacun des huit sites (figure n°III.9) retenus a été choisi en fonction :

- De l'objectif de spatialisation des données. En effet, nous souhaitons réaliser des cartes de répartitions des précipitations et des températures,
- Des caractéristiques physiques des lieux. C'est-à-dire qu'ont été retenus des sites ouverts, non perturbés par la présence d'arbres, de constructions et sans ruptures de pentes.
- Des conditions d'accès et de la sécurité des appareils installés.

II.II.a1 La station du Mont Bénant

La station du Mont Bénant (1250m NGF) (figure n°III.10A) est la station la plus importante que nous ayons installée. En effet, sur ce site nous avons eu jusqu'à trois appareils enregistreurs en même temps :

- Un datalogger Campbell CR10 au pas d'enregistrement horaire mesurant les précipitations et les températures. Cette centrale d'acquisition et de stockage des données a une résolution de l'ordre de 0.01% et l'exactitude de 0,1% [184]. Malheureusement, elle est livrée sans certificat d'étalonnage. Elle est alimentée par batterie 7A-12V et par panneaux solaires. En effet, la batterie est sensible au froid et après avoir eu des pertes de données pendant l'hiver 2003-2004, il a été décidé d'équiper cette station, comme celle des Mémises, de panneaux solaires. Des enregistrements réguliers ont pu se faire de janvier 2004 à janvier 2005,

- Un datalogger Campbell CR10X au pas de mesure horaire enregistrant les précipitations, les températures, l'humidité de l'air, l'ensoleillement et le vent (intensité et direction). Cette station est la station de référence du laboratoire. Elle nous a servi à étalonner la station du Bénant puis elle est restée installée un an (afin de pouvoir réaliser des calculs d'évapotranspiration). Les conditions d'alimentation et les paramètres de précision sont les mêmes que pour le datalogger précédent,
- Un pluviomètre cumulateur. Ce pluviomètre relevé avec un pas de 15j a fonctionné pendant les périodes estivales. Il nous a permis d'étalonner les 5 autres pluviomètres cumulateur par rapport aux pluviomètres des stations enregistreuses.

II.II.a2 La station des Mémises

La station fixe des Mémises (1595m NGF) (figure n°III.10B) est une station à enregistrement automatique au pas horaire. Cette station est équipée d'un datalogger Campbell CR500 (résolution de l'ordre de 0.01% et l'exactitude de 0,1%). Seules la température et les précipitations ont été enregistrées à cette station. De plus, afin de vérifier l'étalonnage de la station, la station mobile du laboratoire a été installée en juin 2004 pour une durée d'un mois.

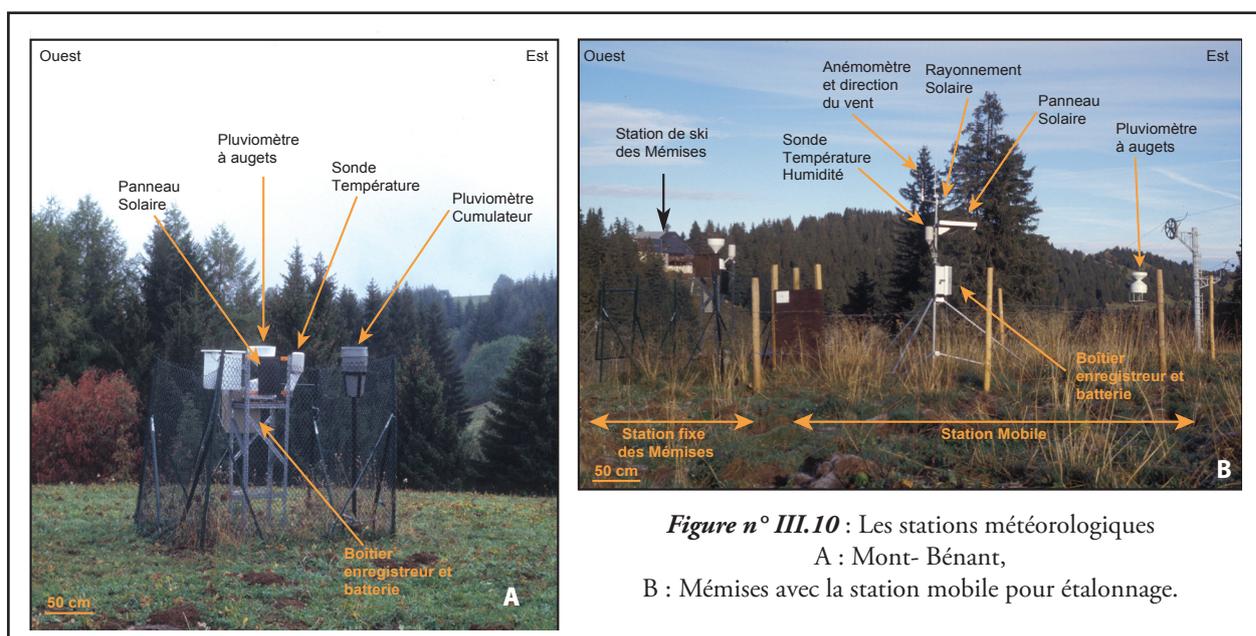


Figure n° III.10 : Les stations météorologiques
A : Mont-Bénant,
B : Mémises avec la station mobile pour étalonnage.

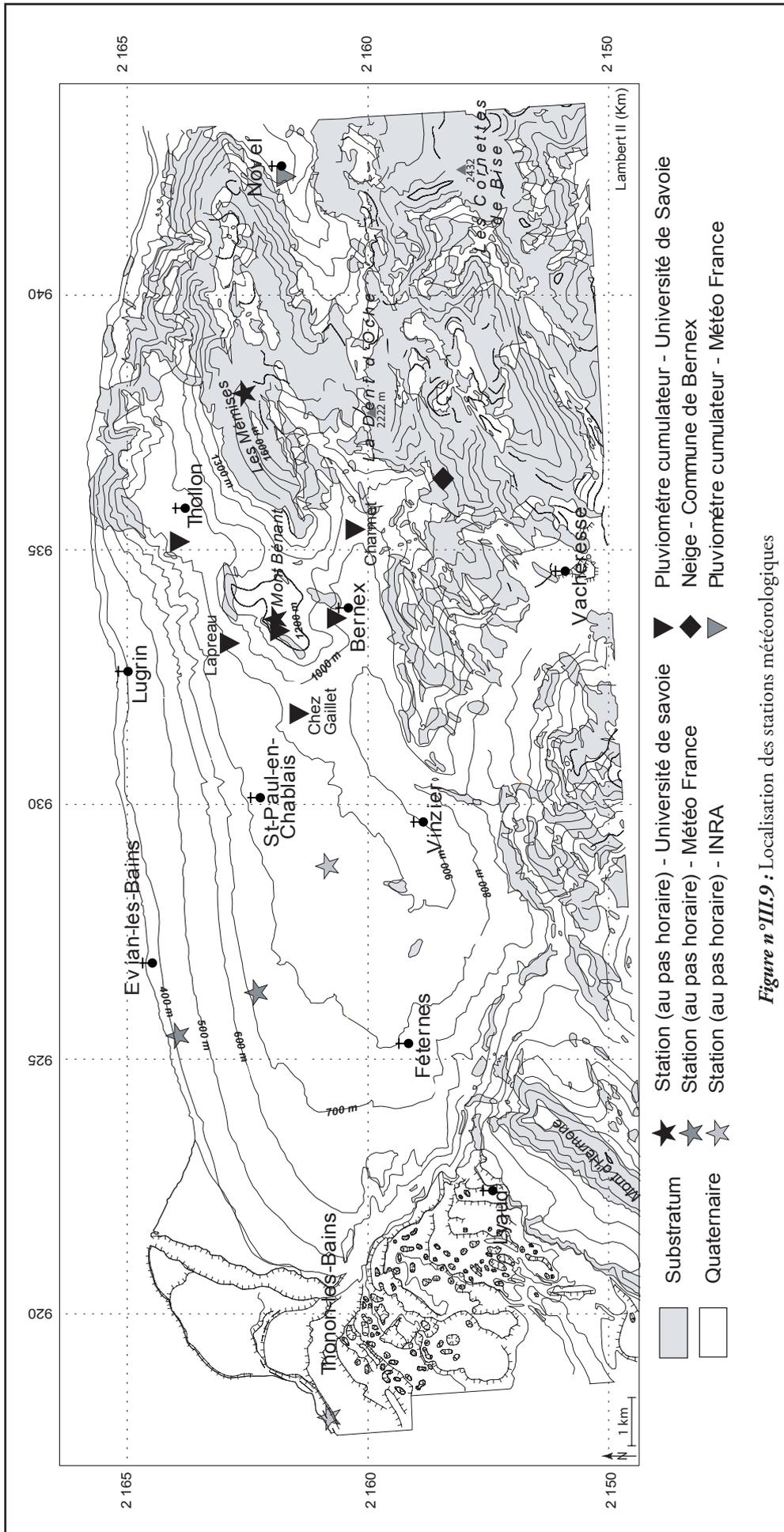


Figure n°III.9 : Localisation des stations météorologiques

II.II.b Les capteurs.

II.II.b1 Les capteurs de température et d'humidité

Deux types de sonde de température Campbell ont été utilisées. Sur le Mont Bénant et aux Mémises nous avons une thermistance (107) dont l'addition de toutes les erreurs conduit à une précision de $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ pour une gamme de température de -20°C à $+48^{\circ}\text{C}$ [185]. Quant à la sonde de la station mobile il s'agit d'une sonde Campbell température - humidité (MP100A) dont les erreurs cumulées sont de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ pour des températures de -40°C à 60°C et pour l'humidité (H) de $\pm 1\%$ pour H comprise entre 5% et 95% et de $\pm 2\%$ pour H inférieure à 5% et H supérieure à 95+%. Les mesures d'humidité sont ramenées à une température de $23^{\circ}\pm 2^{\circ}\text{C}$.

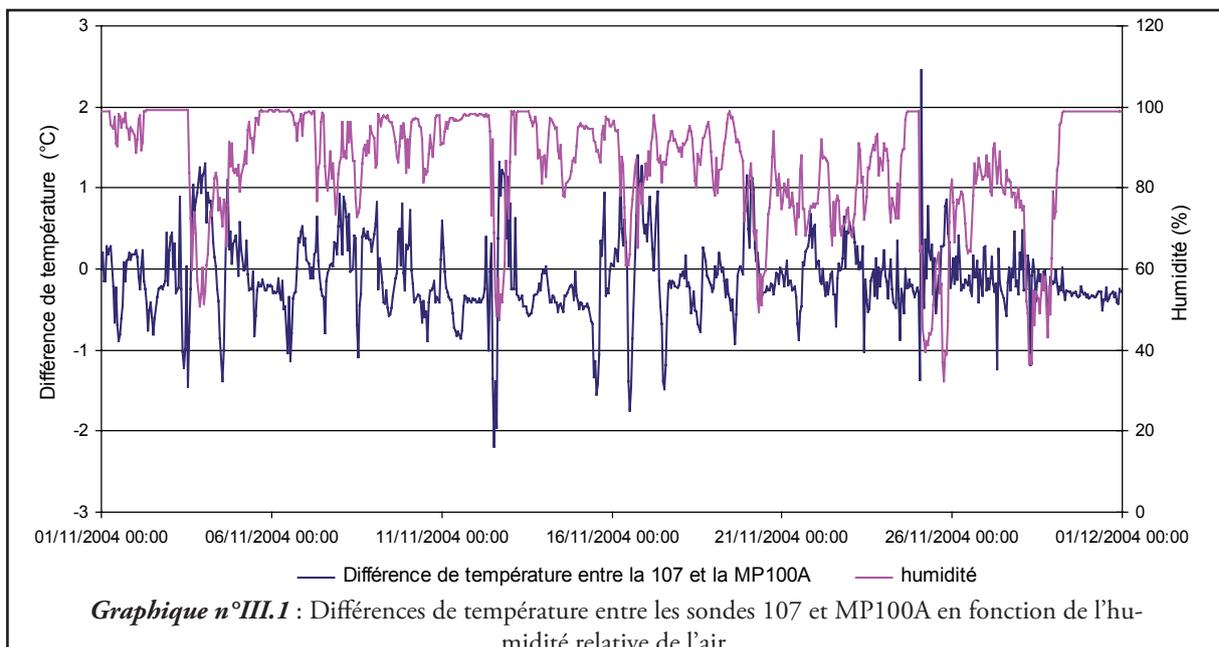
Malgré les précisions annoncées par le constructeur nous nous sommes aperçus que les sondes utilisées ont des comportements différents en fonction de l'humidité de l'air (Graphe n°III.1). En effet nous pouvons noter que l'écart de température entre celles-ci est lié à l'humidité relative. Ainsi, par temps sec le delta des températures peut atteindre jusqu'à $\pm 2^{\circ}\text{C}$.

Les sondes température utilisées par Météo France [186] et l'INRA sont des sondes à thermistance au platine à vocation unique. Le choix a donc été fait de retenir pour la période allant

d'octobre 2004 à novembre 2005 les températures de la station fixe du Mont Bénant (sonde 107) dont le mode de fonctionnement est plus proche de celles de Météo-France et de l'INRA que celles de la station mobile installée sur ce même site. Par contre les valeurs d'humidité relative de l'air que nous utiliserons pour les calculs d'évapotranspiration sont celles de la station mobile.

II.II.b2 Les abris des sondes température et humidité

Les mesures de température se font sous abri à une hauteur de 1,5m par rapport au sol. L'abri protège le capteur des rayonnements directs (solaires) et indirects (sol), des précipitations, du vent mais il induit un biais dans la mesure. En effet il absorbe une partie du rayonnement solaire et s'échauffe. Cependant, les abris non ventilés des sondes de température des stations automatiques de Météo France [186] et de l'INRA sont du même type que le nôtre. Nous avons donc le même biais de mesures. Notre objectif est de réaliser une spatialisation des données de température en nous appuyant sur des données de Météo France et de l'INRA. Nous devons donc garder les standards usuels de Météo France tout en étant conscient que la température de l'air mesurée est en réalité une valeur relative qui dépend de la température de l'air et du bilan radiatif dans un abri donné [184, 187].



II.II.b3 Les pluviomètres.

Quel que soit le pluviomètre utilisé, le premier biais de mesure est le pluviomètre lui-même [186, 188]. En effet, il constitue un obstacle et perturbe les écoulements d'air donc les précipitations. Ces perturbations seront d'autant marquées que le vent est important, que les gouttes sont fines ou/et que nous avons affaire à des précipitations neigeuses. Au final les précipitations interceptées par le pluviomètre sont toujours inférieures à la réalité. L'erreur retenue sur l'interception des pluies est de 10%.

Les pluviomètres à augets

Les pluviomètres à augets installés ont des diamètres de 25,5cm. Ils sont de marque Campbell (SBS500). A chaque volume discret de pluie de 0.199mm (valeur certifié par étalonnage) l'auget bascule et comptabilise une impulsion qui est « traduite » au pas horaire en mm de précipitation par heure.

Ce type de pluviomètre est cependant sujet à des pertes de précipitations. En effet, lors d'une pluie marquée pendant la bascule de l'auget un volume supplémentaire est collecté et perdu dans la mesure. La résultante des pertes est d'environ 4% pour des précipitations d'environ 25mm.h⁻¹ et de 8% pour des précipitations de 133mm.h ([189] in [190]). Météo France comme l'INRA utilisent ce type de pluviomètre avec des marges d'erreurs équivalentes nous pouvons donc comparer les données de précipitations aux données standard.

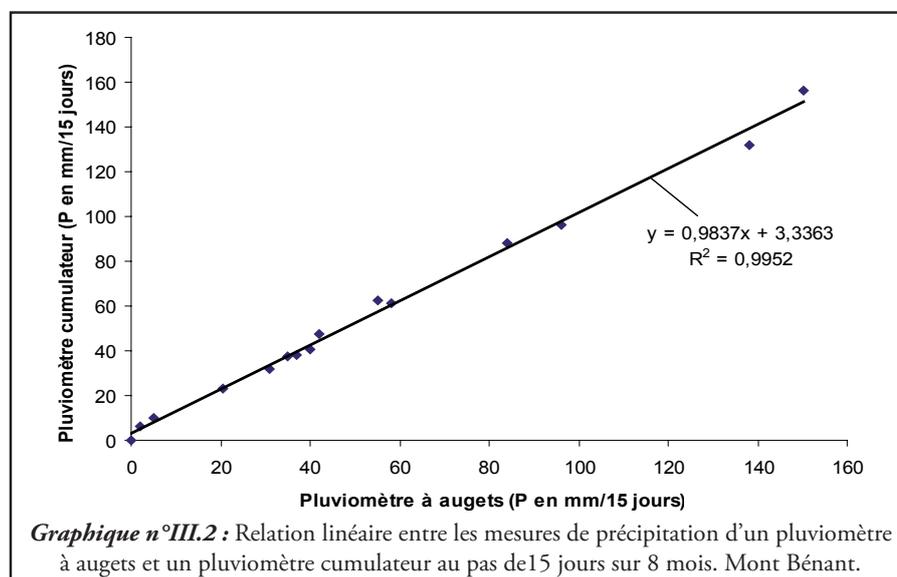
Les pluviomètres cumulateurs

Les pluviomètres cumulateurs installés comme les pluviomètres à augets, ont des diamètres de 25,5cm. Ces pluviomètres étaient relevés avec un pas de 15 jours pendant les périodes estivales. Afin de ne pas avoir d'évaporation des précipitations nous avons versé systématiquement 20cl d'huile après chaque mesure.

De plus bien que les corolles des pluviomètres soient identiques et non déformées les réceptacles eux ont quelques bosses. Il ne nous a donc pas été possible de réaliser des mesures des précipitations directement dans les seaux. En conséquent un seau à été étalonné au laboratoire et nous transvasions le contenu des pluviomètres dans celui-ci. Lors de ces manipulations un biais systématique a été introduit dans les mesures.

Pour palier ce biais et caler les pluviomètres cumulateurs par rapport aux pluviomètres à augets (pris comme référence) nous avons placé sur le Mont Bénant à côté du pluviomètre à augets un pluviomètre cumulateur Graphique III.2°).

Les résultats de corrélations au pas de temps de 15 jours entre les deux chroniques sont de bonne qualité ($R^2=0,9952$) (Graphe n°III.2) et nous permettent de basculer les chroniques des 5 autres pluviomètres cumulateurs en des chroniques « équivalentes pluviomètres à augets » et ainsi de mieux apprécier les répartitions des précipitations estivales dans notre secteur.



II.II.b4 Le pyranomètre

Le pyranomètre utilisé est un pyranomètre au silicium de marque Campbell (SP-Lite) [191] qui enregistre l'énergie solaire reçue avec un angle de 180° . Les données obtenues sont en Watts par mètre carré (Wm^{-2}) avec une erreur maximale estimée à $\pm 5\%$. Les données du pyranomètre nous sont utiles pour les calculs d'évapotranspiration.

II.II.b5 L'anémomètre

L'anémomètre Campbell (Moniteur de vent 05103) [192] que nous utilisons, enregistre la direction du vent à $\pm 3^\circ$ et la vitesse du vent avec une précision de $\pm 0,3\text{m.s}^{-1}$ de 1 à 60m.s^{-1} et de $\pm 1\text{m.s}^{-1}$ de 60 à 100m.s^{-1} .

II.III. Les Précipitations

II.III.a Les gradients altimétriques

Les valeurs des précipitations sont liées à l'altitude. Ainsi pour les Préalpes nous aurions des gradients positifs jusqu'à 2000 m puis nuls au-delà [193].

Les précipitations dans la région éviaise et le plateau Gavot présentent deux gradients pluviométriques :

- Un gradient positif Ouest-Est mis en évidence par Blavoux [50] et Jérémie [182] (Figure n°III.11).
- Un gradient altimétrique positif estimé à $57\text{mm.an}^{-1}/100\text{m}$ de dénivelé positif (pour

la période 1963-1974) par Jérémie [182] et à $81,2\text{mm.an}^{-1}/100\text{m}$ de dénivelé positif (pour la période 1963-1977) par Sartiges [91].

Les mois les plus pluvieux entre 1963 et 1977 (Tableau n°III.4, Graphique n°III.3 et 4) sont globalement : juin, août et novembre. En revanche entre 1995 et 2000 (Tableau n°III.6) les mois les plus humides sont :

- Pour Thonon : mai, juin, septembre et dans une moindre proportion de novembre et juin,

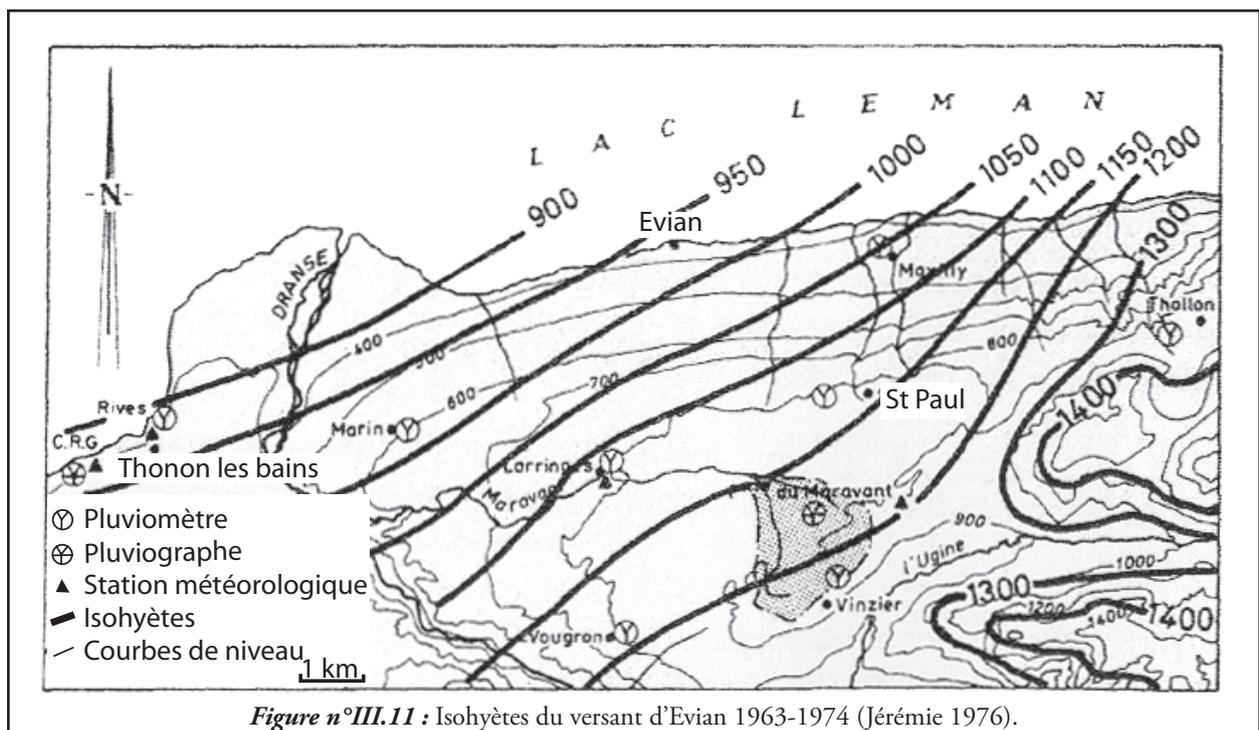
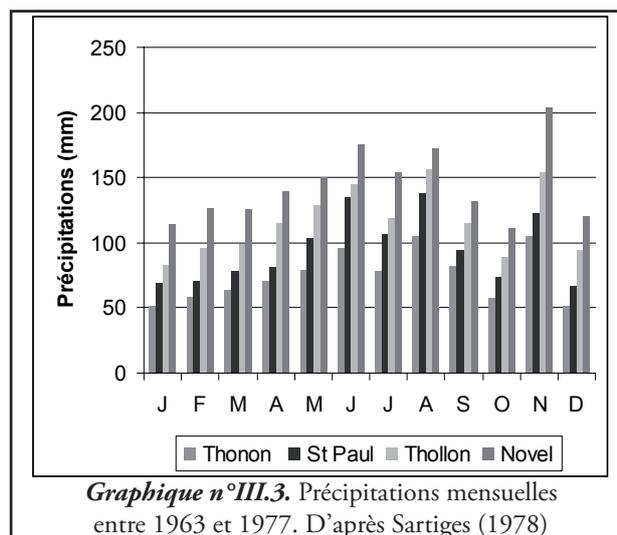


Figure n°III.11 : Isohyètes du versant d'Evian 1963-1974 (Jérémie 1976).

- Pour Evian : mai, septembre et dans une moindre proportion de novembre,
- Pour St Paul en Chablais : avril, mai, et septembre,
- Les mois les plus secs sont, pour leur part, les mois d'hiver : décembre, janvier, février et mars. Concernant les Mémises, nous n'avons aucun suivi continu des précipitations, seul Sartiges [91] a produit deux valeurs pour les périodes de juillet 1976 à juin 1977 (2305 mm) et de juillet 1977 à juin 1978 (2515 mm).



Graphique n°III.3. Précipitations mensuelles entre 1963 et 1977. D'après Sartiges (1978)

		Altitude (m NGE)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Cumul
1963- 1977	Thonon	375	51	59	64	71	79	96	78	105	82	58	105	51	900
	Maxilly	450	66	67	76	85	93	117	95	119	86	70	107	64	1045
	St Paul	820	69	71	78	81	104	135	107	138	95	74	122	67	1141
	Vinzier	920	86	79	90	98	104	144	106	154	107	78	124	75	1234
	Thollon	925	83	96	99	115	129	145	119	156	115	89	154	95	1390
	Novel	935	114	127	126	140	150	176	154	173	132	111	204	120	1726
	Abondance	1000	95	107	103	126	133	152	135	156	116	92	176	112	1503

Tableau n°III.4 : Evolution des précipitations mensuelles (Synthèse des données de Sartiges (1978)).

Les altitudes des bassins versants du secteur d'étude vont de 370m à 2221m. Les données de précipitations s'étagent entre 375m et 1595m. Bien que partiellement satisfaisant, nous avons choisi au-delà de cette altitude d'appliquer le gradient altitudinal de précipitations déterminé entre le Mont-Bénant et les Mémises (35mm/an/100m - déterminé en moyenne sur les mois d'avril à octobre (hors neige)). C'est cette valeur approximative qui a été retenue car :

- Nous n'avons pas de données locales au-delà des 1500m d'altitude. Les travaux de Blavoux [50] et Jérémie [182], sur la cuvette lémanique, donnent des gradients compris entre 60 et 65 mm/an/100m pour des altitudes inférieures à 1200m.
- Les travaux de Réménieras [193] pour l'ensemble du Chablais donnent un gradient de 150mm/an/100m.
- Les travaux de Maire [175] sur le Giffre (Massif au Sud du Chablais) donnent un gradient altitudinal de 81mm/an/100 entre 500 et 3000m d'altitude.
- Le bassin lémanique est considéré comme une zone sèche à l'échelle de la Haute-Savoie [194].

- les trois années d'étude sont, à l'échelle locale et régionale (cf. paragraphe II.IIIb), fortement déficitaires en précipitations

De plus, sachant que les surfaces de bassins versants supérieures à 2000m représentent moins de 2% des bassins étudiés nous ne prenons pas en compte l'hypothèse de Réménieras [193] pour qui, sur les Préalpes, au-delà de 2000m les gradients de précipitations sont nuls.

Enfin, une partie des précipitations se fait sous forme de neige. Ainsi selon Blavoux [50] en janvier les chutes de neige représentent jusqu'à 80% des précipitations quelles que soient les stations (sur Thonon, Larringes et Vinzier). Par contre, sur décembre, février et mars, il indique que l'altitude influence la nature des précipitations.

De façon plus générale, Coutagne ([195] in [193]) a défini le coefficient de niviosité (rapport des précipitations neigeuses annuelles moyennes / précipitations moyennes totales, (Tableau n°III.6) qui permet de déterminer la proportion de précipitation solide en fonction de l'altitude.

Il en ressort que dès 1000m, 20% des précipitations se font sous forme de neige. Par consé-

quent nous allons devoir prendre en compte cette composante lors de notre calcul de bilan hydrologique. C'est pourquoi les chroniques de précipitations ont été corrigées pendant les mois d'hiver en considérant les données de la station météorologique de Novel et les précipitations neigeuses de la station de ski de Bernex (voir paragraphe II.IIIc et II.IIIId).

Altitude (m)	Coefficient de niviosité (%)
500	10
1000	20
1500	34
2000	51
2500	68
3000	85

Tableau n°III.5 : Relation entre l'altitude et le coefficient de niviosité (%) – Coutagne 1935 in Réminiéras 1986

II.III.b Les chroniques de précipitations entre 2003 et janvier 2006

Dans le tableau ci-dessous (Tableau n°III.6, III.6 et le graphique n°III.4) a été rapporté l'ensemble des données pour les années 2003 à 2006. Ces données montrent pour les hivers 2004-2005 et 2005-2006 des valeurs de précipitations bien supérieures dans le vallon de Novel que sur les Mémises et le Mont Bénant (Tableau III.7).

Cette particularité est due à plusieurs facteurs :

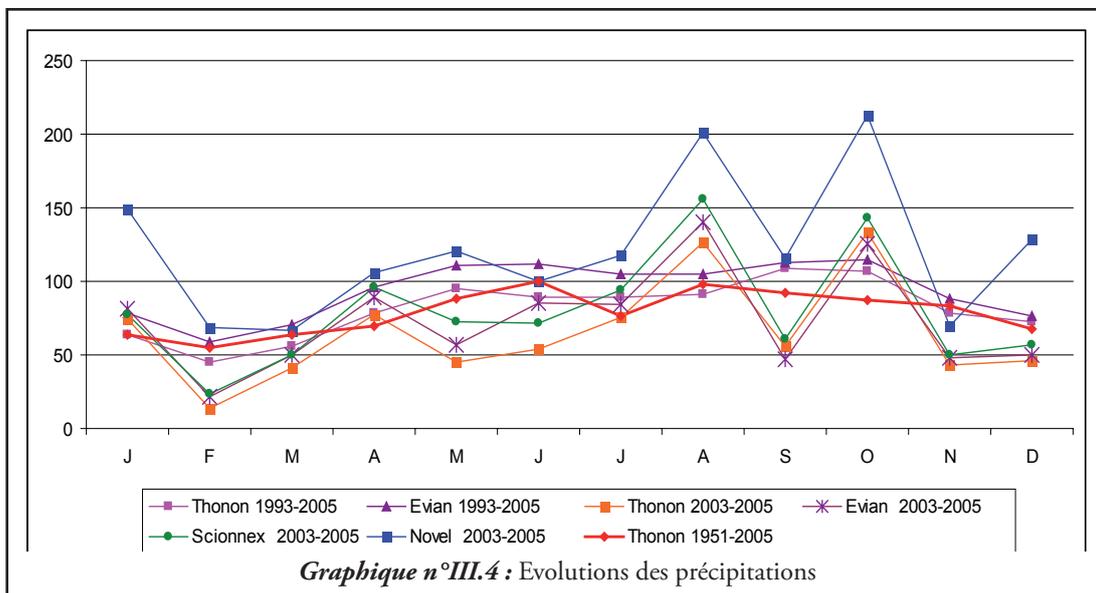
- Novel est dans une vallée qui ne correspond pas aux mêmes zones d'influences

météorologiques que les autres stations (Figure n°III.9),

- La station est située dans un endroit abrité du vent. Ce facteur est particulièrement important lors de précipitations neigeuses. En effet lors d'épisodes venteux les précipitations sont déviées et le pluviomètre intercepte moins bien les pluies et encore moins bien la neige.
- Les précipitations neigeuses de la journée sont traduites en hauteur d'eau (pluviomètre manuel). Ce n'est pas le cas pour les stations de Scionnex, Bénant et Mémises où

		Altitude (m NGF)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Cumul
1951-2005	Thonon	375	64	55	64	70	88	100	76	98	92	87	83	68	945
1993-2005	Thonon		64	45	56	78	95	89	89	91	109	107	79	73	974
	Evian	395	78	59	70	96	111	111	105	105	113	115	88	76	1118
2003-2005	Thonon	375	75	14	42	77	45	54	76	127	56	133	43	47	786
	Evian	395	81	22	50	89	57	85	84	140	47	125	48	50	878
	Scionnex	725	78	23	50	96	73	71	94	156	60	143	50	57	952
	Novel	935	149	69	67	106	121	100	118	201	116	213	70	128	1457

Tableau n°III.6 : Evolutions des précipitations (mm)



Graphique n°III.4 : Evolutions des précipitations

	Altitude	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	
2003	Thonon	375 m	60,5	6,5	15,5	67,5	46,5	48,5	39,0	91,5	73,0	149,5	63,5	30,0	692
	Evian	385 m	67,5	8,8	21,8	82,4	61,5	125,3	47,1	108,0	77,1	162,0	72,4	37,3	871
	Scionnex	725 m	61,2	8,0	21,2	99,8	82,8	61,9	47,4	121,3	93,2	185,2	87,2	45,2	914
	Bénant	1240 m													
	Mémises	1595 m													
	Novel*	925m	139,6	33,5	51,7	67,9	167,0	79,2	107,6	144,2	129,9	304,2	90,0	100,1	1415
2004	Thonon	375 m	112,0	20,5	67,0	44,5	32,5	68,5	92,0	204,5	21,5	169,0	25,0	51,5	909
	Evian	385 m	119,6	24,3	76,4	49,4	48,6	81,1	100,2	198,9	26,9	172,8	28,6	56,9	984
	Scionnex	725 m	122,0	35,6	84,6	62,6	55,4	87,9	107,7	204,5	38,4	168,3	21,8	58,4	1047
	Bénant	1240 m		24,7	120,2	38,2	73,6			218,3	74,8	180,9	31,0	50,7	
	Mémises	1595 m			55,1	29,5	90,3	154,2	124,2	240,0	88,6				
	Novel*	925m	236,2	35,3	85,7	59,5	90,6	149,4	112,4	263,5	94,0	230,5	45,4	93,9	1496
2005	Thonon	375 m	51,0	15,0	42,0	119,5	55,5	43,5	95,5	84,0	73,0	80,5	41,0	61,0	762
	Evian	385 m	55,4	33,0	50,7	134,8	69,1	48,7	106,6	112,6	38,4	63,5	44,2	67,0	824
	Scionnex	725 m	50,4	26,2	45,3	124,6	80,4	63,9	127,9	142,7	49,4	75,0	42,2	66,6	895
	Bénant	1240 m	49,9	51,3	66,7	132,5	130,3	55,5	133,3	226,1	94,1	96,3	49,0	91,9	1177
	Mémises	1595 m		43,0	71,2	95,7	139,9	61,5	143,9	241,0	105,9	106,7	17,0	8,6	
	Novel*	925m	71,8	137,0	62,5	190,6	104,0	72,6	133,0	196,5	123,0	103,5	73,8	191	1459
2006	Thonon	375 m	13												
	Evian	385 m													
	Scionnex	725 m	14,0												
	Bénant	1240 m	14,3												
	Mémises	1595 m	10												
	Novel*	925m	74,4												

Tableau n°III.7 : Précipitations 2003-2006

* : station de référence pour l'équivalent en eau des précipitations neigeuses (mm).

l'enregistrement se fait lors de la fonte naturelle de la neige dans le pluviomètre. Les mesures sont donc biaisées par la saturation du pluviomètre en neige. Le pluviomètre qui ne va pas forcément prendre en compte tous les épisodes neigeux avant la fonte et la sublimation de la neige initialement accumulée dans son réceptacle conique.

De plus si nous comparons les précipitations des années 2003-2005 aux précipitations antérieures (Tableau n°III.6, III.7 et graphique n°III.4) nous remarquons que les trois années

d'études sont des années déficitaires voire très déficitaires en précipitations. Seuls les mois d'avril, août et octobre présentent des excès hydriques. Les autres mois sont globalement déficitaires.

Le déficit global est ainsi de 20% de précipitations en 2003-2005 par rapport aux moyennes des années 1993-2005 sur les stations de références. Notre période d'étude n'est donc que partiellement représentative des conditions « normales ».

Cette remarque vaut globalement pour les départements de Savoie et de Haute-Savoie d'après les données de Météo-France.

II.III.c Les précipitations neigeuses et les fusions nivales :

Aux altitudes des bassins étudiés (principalement celui de Trossy dont 34% des précipitations sont sous forme de neige) la fusion nivale devrait être prise en compte. Elle conditionne pour partie les écoulements de surface, la recharge des aquifères, le redémarrage de la végétation et donc l'évapo-transpiration. Nous devons en tenir compte dans la réalisation de notre bilan hydrologique. En effet, il est plus intéressant

dans un bilan mensuel de considérer la lame de fonte et les périodes de fusions nivales que l'équivalent en eau des précipitations neigeuses aux dates de précipitations. D'autant que nous pouvons avoir jusqu'à 90 à 100% de l'eau de fonte qui s'infiltre en absence de sol gelé [200].

La fusion nivale se produit suivant des cycles journaliers en fonction du rayonnement solaire. Elle est accentuée par les effets simultanés de

l'altération du manteau neigeux par les pluies et l'augmentation de l'ensoleillement de la fin de saison hivernale ([196] in [197]). La fonte a lieu essentiellement, dans les bassins, de mars à mai. Cependant des fusions partielles se sont produites entre décembre et mars au cours de différents redoux.

L'ensemble de ces considérations conduit Dzikowski [197] à écrire que les écoulements et donc les recharges des aquifères sont conditionnés par la lame d'eau au sol engendrée par les précipitations et la fonte de la neige. De plus, il considère que « ces processus ne peuvent être appréhendés par extrapolation des mesures de précipitations des vallées » mais doivent l'être par l'intermédiaire des modèles de fontes.

Deux grands types de modèle de fonte existent :

- Des modèles paramétriques globaux basés sur la température de l'air en fonction de l'altitude ([198] in [197], [199]). Ces modèles dits « degrés-jour » ont pour forme :

$$Q_d^{n*} = a(T_d - T_0) + b(T_{d-1} - T_0) + c(T_{d-2} - T_0) + d(T_{d-3} - T_0)$$

Avec Q_d^{n*} : débit à la fusion du manteau

T_d : Température moyenne du jour d

T_0 : Seuil de température permettant la fonte.

- Des modèles à bilan énergétique du cou-

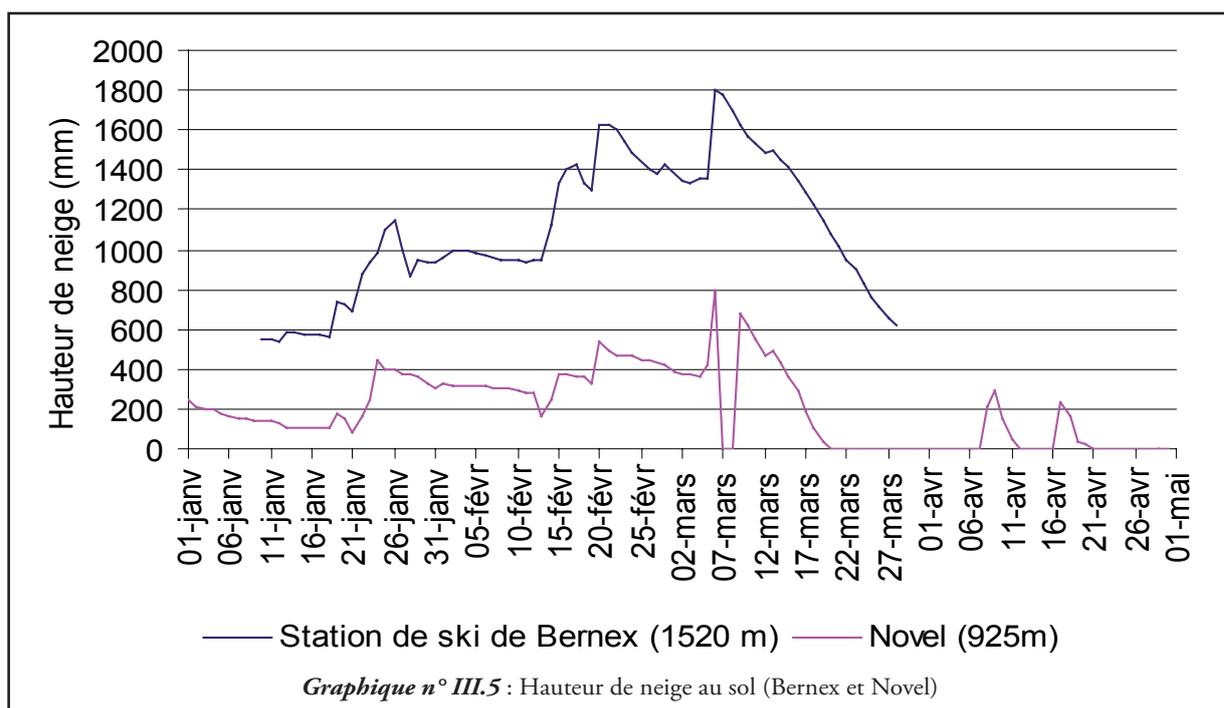
vert nival qui tiennent compte des processus physiques de la fusion du manteau neigeux. Ils nécessitent des données de rayonnement solaire incident, de pression de vapeur d'eau atmosphérique, de vitesse de vent, de température de l'air et de précipitations [197, 201, 203].

Cependant, compte tenu de notre objectif qui est de réaliser un bilan hydrologique annuel il nous est apparu, dans un premier temps, que l'utilisation de tels outils ne se justifie que très partiellement.

Nous avons donc simplement considéré :

- Les hauteurs de neige au sol à Novel et à Bernex (Graphique n°III.5).
- Les températures moyennes par tranches altitudinales considérant que si la moyenne des températures de la tranche altitudinale des 3 jours précédents dépasse les $-1,5^{\circ}\text{C}$ nous avons déclenchement de la fonte [199] (Graphique n°III.6).
- Les enregistrements de la fusion nivale sur les débits (Cf. paragraphe III.IIb.1).
- Nos observations de terrain.

Ces informations sont suffisantes pour déterminer approximativement les périodes où les tranches altitudinales des bassins ne sont plus enneigées et donc les moments où nous

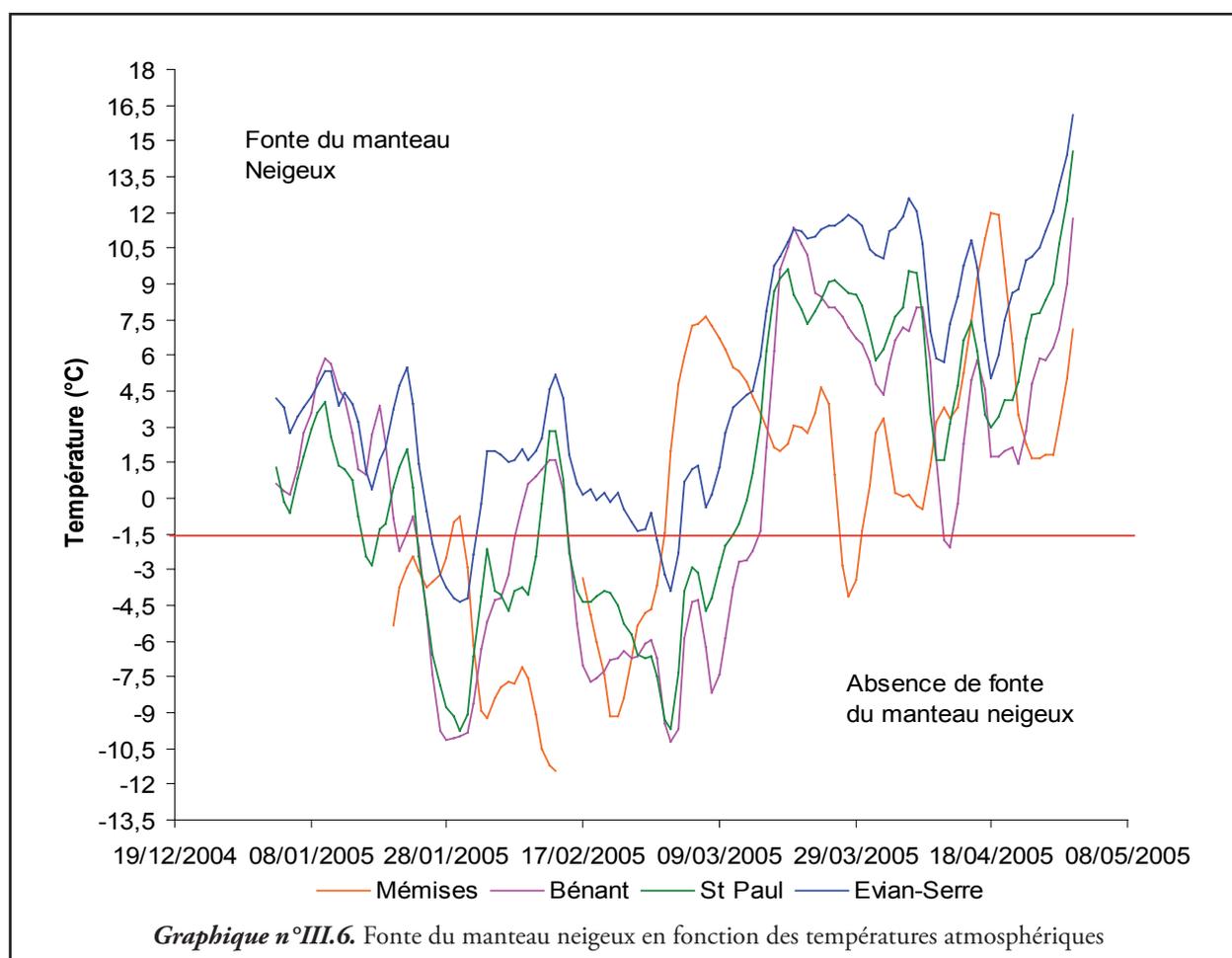


allons pouvoir avoir le redémarrage printanier de la végétation. En effet, le redémarrage végétal est important puisqu'il conditionne le terme d'évapotranspiration du bilan qui est nul lorsque le sol est recouvert de neige.

Ainsi, en résumé nous retenons :

- Qu'à l'altitude d'Evian (400m) les précipitations neigeuses ne restent que très ponctuellement au sol.
- Qu'à St Paul (Gavot, 850 m d'altitude) La couverture neigeuse est continue du 20 janvier 2005 au 10 mars 2005 et tout le mois de janvier 2006.

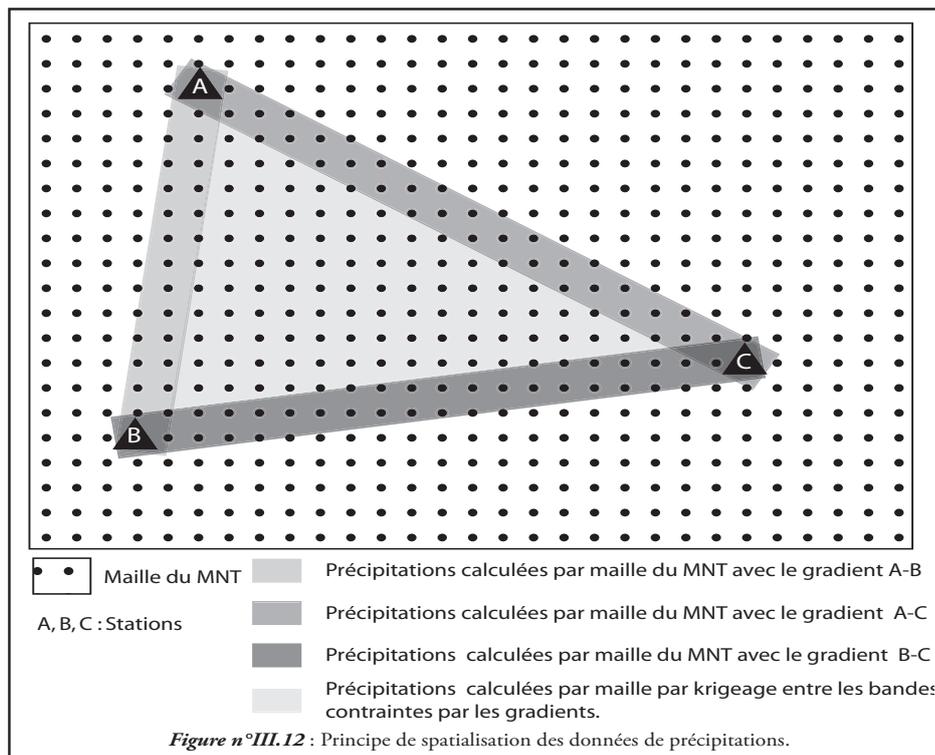
- Qu'à 925 m le couvert neigeux est continu du 18 décembre au 20 mars (données de la station de Novel).
- Qu'à 1520 m (station de Bernex flanc nord) le couvert neigeux est continu de décembre à fin avril (croisement des données de la station et d'observations de terrain)
- Qu'aux Mémises (1600 m) la couverture neigeuse est continue de fin novembre jusqu'au 10 mai environ (croisement des données de station et d'observations de terrain).
- Que le bassin de Trossy est déneigé pour le 15 juin à l'exception de quelques névés résiduels en face nord de la Dent d'Oche et du Château d'Oche.



II.III.d La spatialisation des précipitations

Pour spatialiser les données de précipitations les gradients ont été calculés entre chaque station puis les valeurs théoriques des précipitations ont été déterminées avec le modèle numérique de terrain (MNT) de l'IGN (Figure n°III.12-) à chacun des points de la maille présents entre les stations. Enfin, nous avons effectué un

krigeage (avec le logiciel Surfer) par triangulation pour obtenir les précipitations hors des points contraints par les stations et les gradients. De plus, pour des altitudes supérieures à la station des Mémises (1595m), a été utilisé le gradient altitudinal Mont-Bénant - Mémises déterminé sur les mois allant d'avril à octobre



(35mm/an/100m).

Cette spatialisation s'est effectuée de début février 2005 à fin janvier 2006.

De plus, afin de mieux contraindre les données de précipitations sur l'ensemble de notre zone d'étude, les données ont été traitées par période en fonction des données disponibles puis sommées afin d'obtenir une carte annuelle.

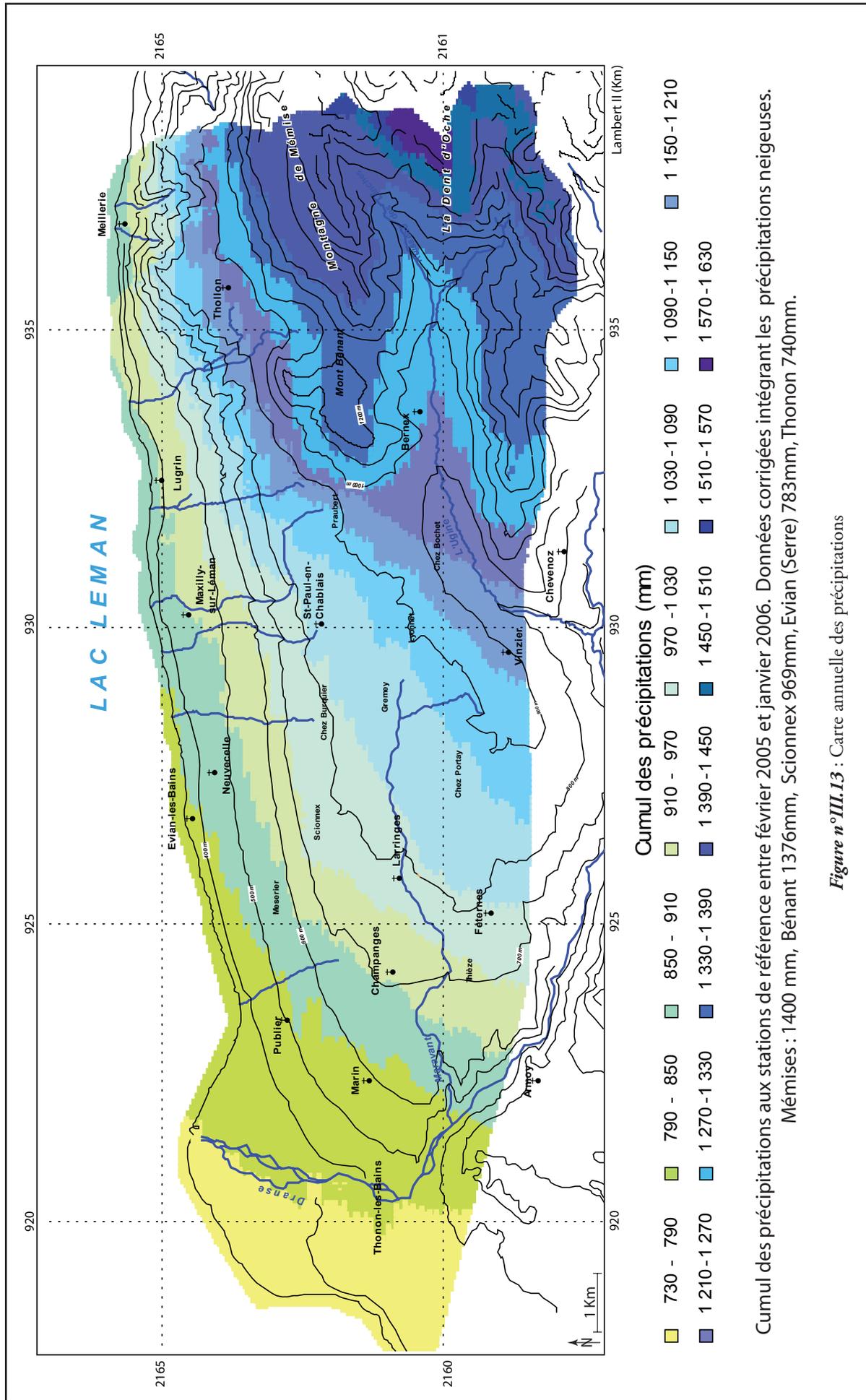
- Pour les mois de février 05, mars 05, décembre 05 et janvier 06 ont été prises en compte les données de précipitations neigeuses à 1520m (station de ski de Bernex) et de Novel que nous avons extrapolées au Massif des Mémises en nous appuyant sur les corrélations des précipitations Novel/Mémises (Graphique n°III.8) hors des périodes hivernales. Cette méthode d'extrapolation est loin d'être

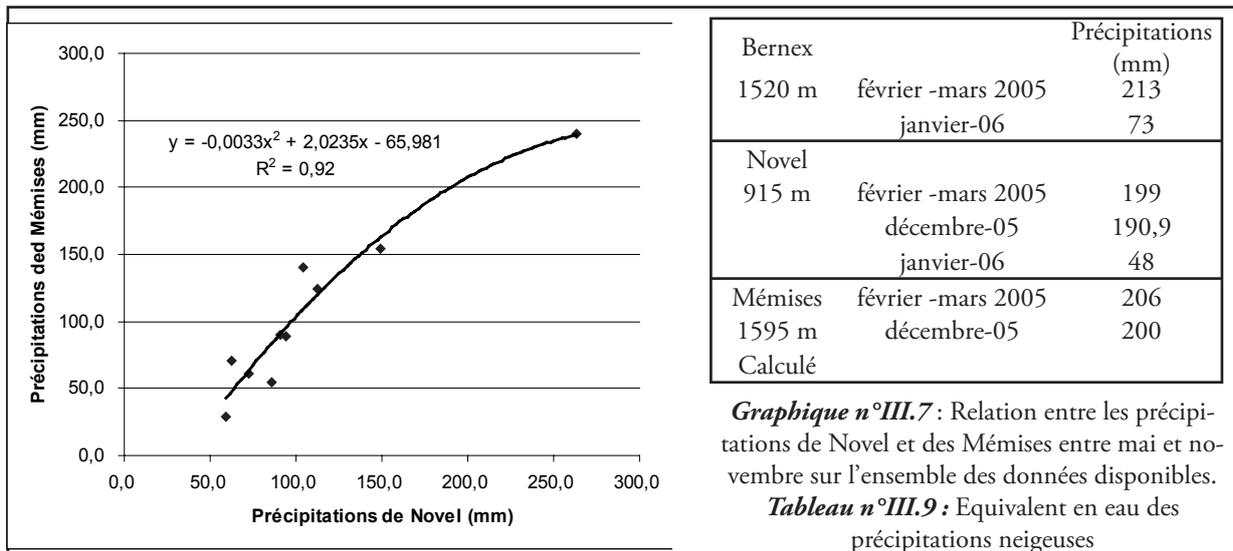
satisfaisante et mériterait d'être validée sur des périodes beaucoup plus longues. Elle nous permet, cependant, d'avoir une estimation des précipitations pour le mois de décembre 2005 (Tableau III.9). Nous n'avons donc pas considéré directement les enregistrements du Mont Bénant et des Mémises car ils ne sont que très partiels.

- Pour les mois de juin 05 à début novembre 05 le réseau de pluviomètres cumulateurs a été utilisé (Tableau n°III.8 et Graphique n°III.8) ce qui nous a permis de mettre en évidence des différences de précipitations significatives entre les versants Nord et Sud des Mémises (Figure n°III.13- carte annuelle)
- Pour les autres mois nous avons simplement utilisé les stations Météo-France et celles que nous avons installées (Bénant, Mémises).

	Altitude (m)	du au	06/06/2005 01/07/2005	01/07/2005 29/07/2005	29/07/2005 26/08/2005	26/08/2005 24/09/2005	24/09/2005 22/10/2005
Scionnex	725		63	128	114	50	49
Bénant	1240		79	98	229	91	72
Probert	945		73	83	212	81	63
Lapreau	885		79	109			
Thollon	925		74	91	200	5	66
Bernex	965		78	95	82		
Charmet	1015		83	94	252	92	83
Mémises	1595		79	115	249	26	103

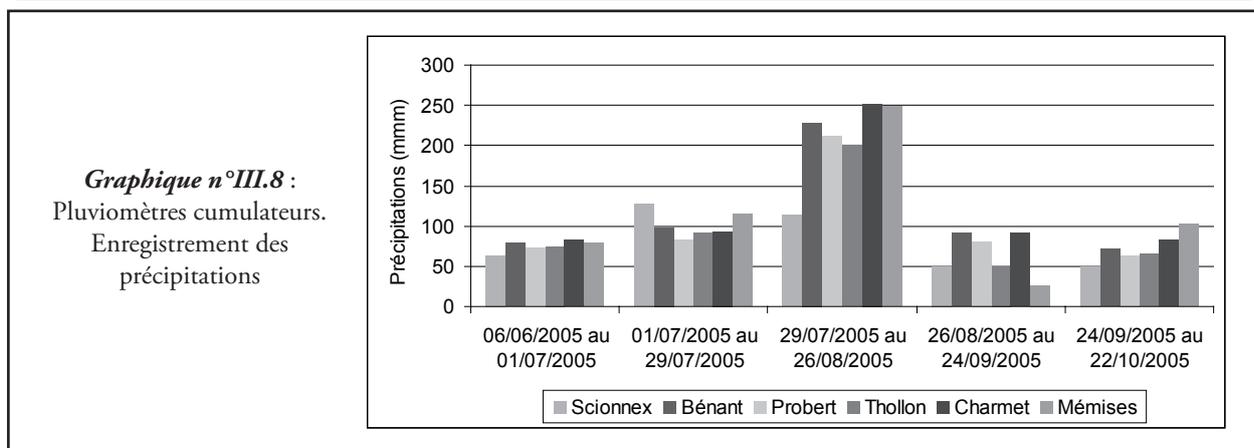
Tableau n°III.8 : Relevé des pluviomètres cumulateurs. Scionnex, Bénant et Mémises (stations automatiques de référence)





Graphique n°III.7 : Relation entre les précipitations de Novel et des Mémises entre mai et novembre sur l'ensemble des données disponibles.

Tableau n°III.9 : Equivalent en eau des précipitations neigeuses



II.III.e Synthèse des données de précipitations

L'étude des chroniques de précipitations des stations de Thonon, Evian, Scionnex, Mont-Bénant et Mémises ont montré que ces trois dernières années étaient fortement déficitaires en précipitations (-20% par rapport aux moyennes) ; notre année d'étude est donc peu représentative d'une situation « normale ».

Malgré ce déficit pluviométrique, nous confirmons l'existence d'un gradient Ouest - Est lié au lac (+5,5mm.km⁻¹ pour l'année étudiée entre Thonon et Evian). De même les gradients altitudinaux sont : entre Evian et Scionnex de 56mm.an⁻¹/100m, entre Scionnex et Bénant de 76mm.an⁻¹/100m et entre Bénant et Evian de 7mm.an⁻¹/100m soit en moyenne un gradient de 50mm.an⁻¹/100m jusqu'à l'altitude de 1595m. Au delà de la station des Mémises le gradient retenu est le gradient estival Bénant-Mémises de 35mm.an⁻¹/100m. Cependant, ces gradients ne sont représentatifs que de l'année en cours et ne doi-

vent en aucun cas être généralisés.

Lors de la spatialisation des données de précipitations et pour pallier le déficit de données en période hivernale (les précipitations neigeuses sont très mal prises en compte par les pluviomètres cumulateurs) nous avons intégré les données de la station de Ski de Bernex (1520m d'altitude) et de Novel (925m d'altitude). Pour ce faire les données de Novel et des Mémises ont été corrélées hors des périodes de précipitations neigeuses. Cette corrélation (Graphique III.7) a montré une relation non linéaire entre les précipitations enregistrées aux deux stations. Ainsi lors des mois humides, les précipitations enregistrées à Novel sont proportionnellement beaucoup plus importantes que sur les Mémises et lors des mois peu pluvieux nous n'avons pas beaucoup de différence entre les deux enregistrements et cela malgré des altitudes très différentes.

	Station mm	carte mm	Erreur %
Thonon	740	747	1,0
Evian	783	817	4,3
Scionnex	969	975	0,6
Mont-Bénant	1376	1369	0,5
Mémies	1400	1410	0,7
Erreur retenue			4,3

Tableau n°III.10 Comparaison aux stations de mesures des précipitations mesurés et des précipitations après krigeage. Détermination des erreurs dues à la spatialisations des précipitations

Toujours lors de la spatialisations des données ont été considérées les données du pluviomètre cumulateur installé en saison estivale. Ces seaux totalisateurs ont permis de montrer que les précipitations dans la vallée de Bernex étaient plus importantes que sur le plateau de Thollon pour des altitudes équivalentes.

Au final la carte des précipitations intègre les données des stations de Thonon, Evian, Scionnex, Mont-Bénant, Mémies ainsi que celles de Novel et de la station de ski en période

hivernale et en saison estivale les pluviomètres cumulateurs.

Cette carte tend à montrer que l'effet du lac se fait sentir pour l'année d'étude (février 2005-janvier 2006) jusqu'à l'altitude de 900m. Cette altitude est supérieure de 300m à celle proposée par Blavoux [50] et Jérémie [182]. Ce résultat mériterait d'être étayé par un suivi plus long et l'installation de pluviomètres supplémentaires entre Scionnex - St Paul - Bernex - Larringes. De même elle montre bien que la vallée de Bernex est plus humide que le plateau de Thollon.

Les données obtenues par spatialisations des précipitations sont utilisées dans le chapitre n°IV pour le calcul des bilans hydrologiques. Nous avons donc regardé l'erreur commise lors du krigeage des données (Tableau n°III.10). Cette erreur varie de 0,5 à 4,3% selon les stations de mesure. L'erreur retenue sur les précipitations est de 4,3% à laquelle s'ajoute les 10% dus à l'interception des précipitations par le pluviomètre soit au final une erreur de 15% sur la donnée de précipitations.

II.IV Les températures

II.VI.a Les données bibliographiques

II.IV.a1 Les gradients

Du point de vue des gradients de température, les travaux de Blavoux [50] et de Sartiges [91] se recoupent et donnent pour des altitudes inférieures à 600m, et où l'influence du Léman se fait sentir (effet tampon sur les températures), un gradient de $-1,1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ d'élévation et de $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ d'élévation au-delà des 600m NGF.

Cette valeur de $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ d'élévation correspond également à celle obtenue par Ardestani [172] dans son étude sur le bassin de la Dranse d'Abondance, bassin qui comprend le bassin de l'Ugine - Bernex. Ces valeurs sont supérieures aux gradients altitudinaux moyens connus des Alpes du Nord $-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ [202]

Période	Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1947-1977	Thonon	1,7	3,0	6,0	10,0	14,0	17,0	20,0	19,0	16,0	11,0	6,0	2,9
1975-2005	Thonon	2,6	3,4	6,6	9,3	14,0	17,6	20,1	19,9	16,1	11,7	6,3	3,7
1994-2005	Evian	2,9	4,0	7,4	9,9	15,3	18,1	20,8	20,9	16,0	12,2	6,5	3,8
1997-2005	St Paul	-0,6	0,0	3,9	6,4	11,8	15,7	16,4	16,5	12,2	8,7	2,5	0,4
2002-2005	Thonon	2,6	3,2	7,0	10,2	14,2	20,4	20,5	20,5	16,5	11,9	7,0	4,0
	Evian	2,5	3,1	7,2	10,4	14,5	21,0	20,9	21,2	16,5	11,7	6,8	4,0
	Scionnex	0,3	-0,2	5,1	8,2	12,8	18,7	18,6	18,5	14,3	9,9	4,7	1,9
	St Paul	-1,1	-0,8	3,6	6,8	10,8	17,0	16,7	16,4	12,3	8,7	3,3	0,5

Tableau n°II.11: Températures moyennes mensuelles en °C.

Synthèse des données de Sartiges (1978), de Triganon (2002) et du présent travail

II.IV.a2 Les moyennes annuelles et mensuelles

Température annuelle

Les températures annuelles de la région Thonon - Evian (Tableau n°III.12) tendent à montrer, une augmentation d'Ouest en Est de celles-ci (cette variation a été identifiée à l'échelle du Léman [50]). De même nous avons des températures légèrement plus fortes pour la période 1994-2005 que pour les décennies précédentes.

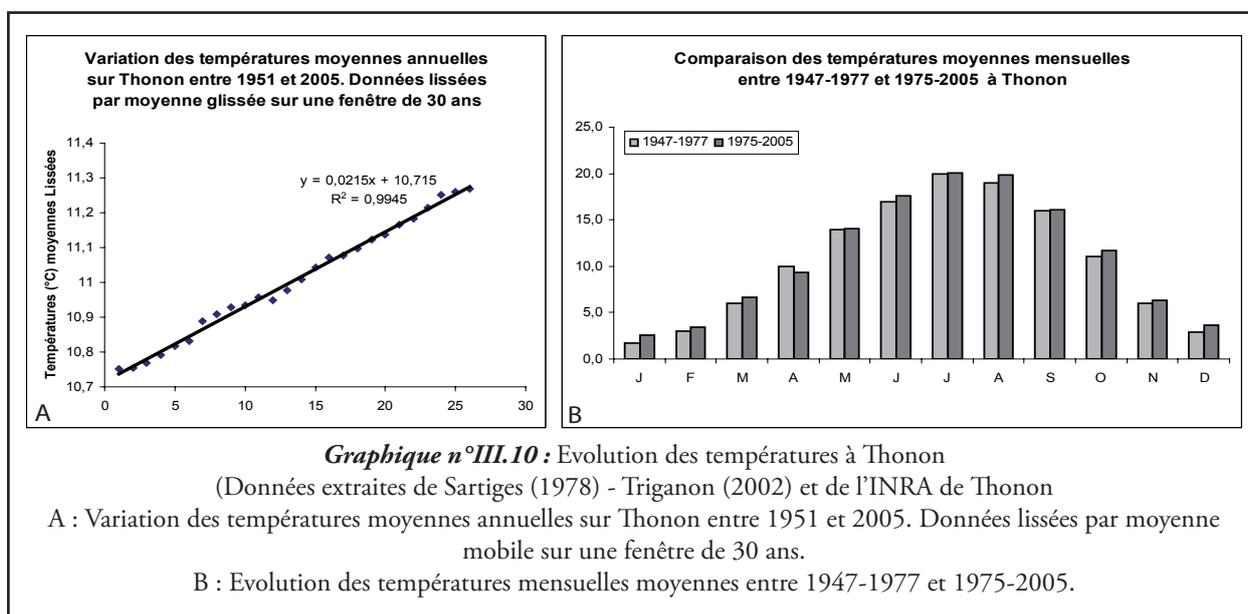
Les seules mesures de température moyenne annuelle que nous avons pour le plateau de Thollon, Les Mémises et le bassin de l'Ugine sont celles de Sartiges [91], qui donne pour le bassin versant de l'Ugine à Grange Blanche

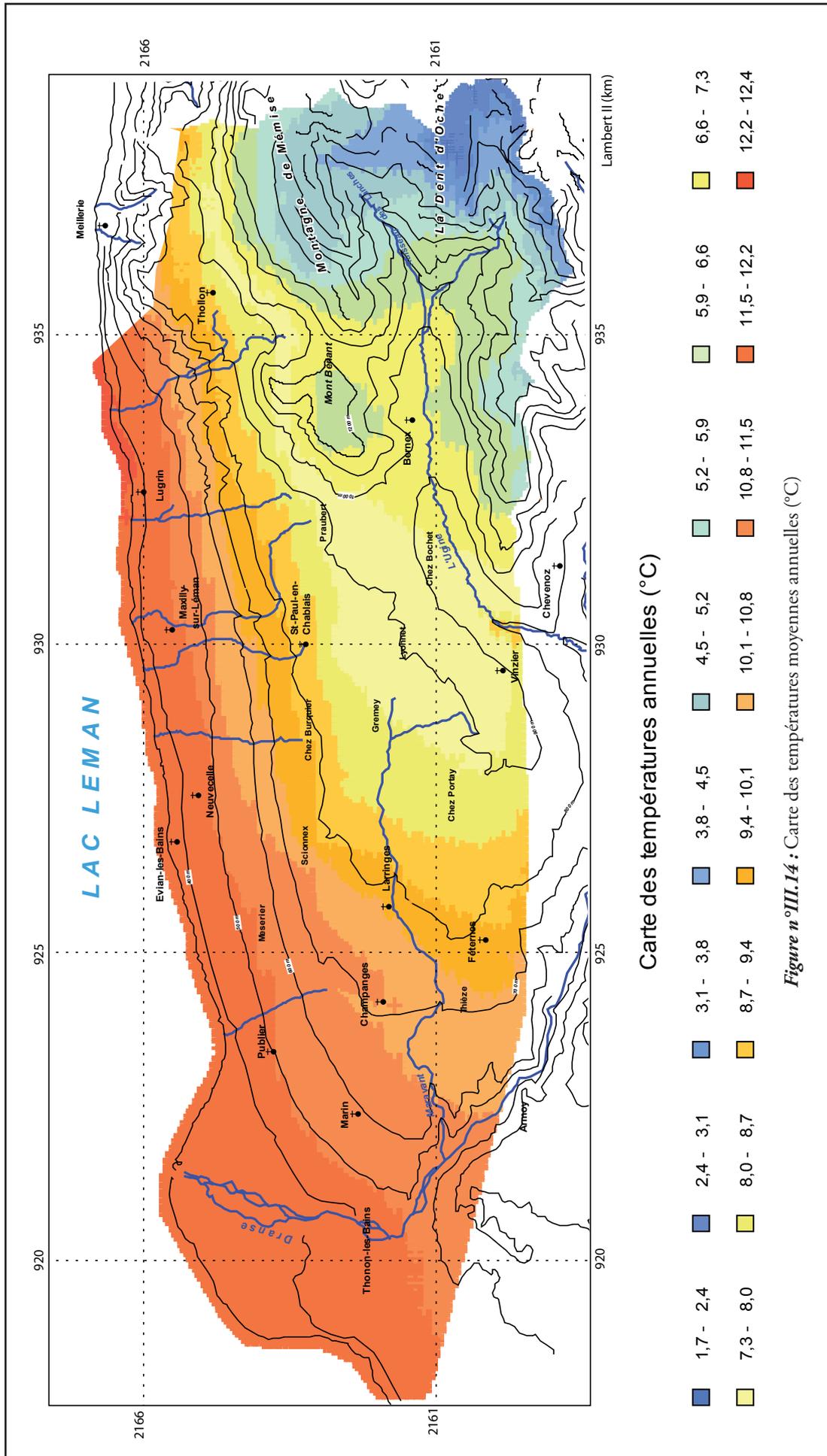
(848m NGF) une valeur de 4,6-4,7°C (1947-1977) et à Trossy (962m NGF) une valeur de 3,6-3,7°C (1947-1977).

Maintenant si nous regardons l'évolution des températures moyennes annuelles entre 1951 et 2005 à Thonon (données INRA, Graphique n°III.10) en effectuant des moyennes glissées avec une fenêtre de 30 ans nous constatons une augmentation constante et régulière des températures moyennes avec une différence de 0,5°C soit une augmentation moyenne de 0,02°C. an-1. Cette tendance à l'augmentation des températures au cours du temps semble exister à l'échelle du Léman. En effet, une augmentation des températures a pu être mise en évidence pour la même période sur les chroniques de tempéra-

Température (°C)	Thonon Rives 375m NGF	Evian Serre 395m NGF	Evian Scionnex	St Paul en Chablais 848m NGF
1947-1977	10,5			
1963-1977	10,4			
1966-1974	10,4			
1971-2000		11,5		
1951-2005	10,7			
1994-2005	11,4			
1994-2005		11,6		
1997-2005				7,8
2002-2005	11,5	11,7	9,4	7,8
2004-2005	11,2	11,3	9,1	7,5

Tableau n°III.12: Synthèse des données de températures annuelles moyennes (INRA Thonon, Blavoux 1965, Triganon 2002 et ce travail).
Gradient moyen : -0,7°C /100m de dénivelé.





tures de Genève (corrigées de l'effet de la ville) [204] et sur les chroniques d'Annecy [194].

Température mensuelle

Les moyennes de températures mensuelles (Tableau n°III.13) montrent, sur le Plateau Gavot et dans la région d'Evian – Thonon, des amplitudes thermiques autour de 17,5°C. Les mois les plus chauds sont juillet – août :

- Evian – Thonon avec des températures moyennes autour de 20°C
- St Paul avec des températures moyennes autour de 17°C.
- Mont Bénant avec des températures moyennes autour de 15-15,5° (sur 2 ans)

- Mémises avec des températures moyennes autour de 14-15,57°C (sur 2 ans)

Les mois les plus froids sont le mois de janvier pour Evian, Thonon et St Paul et de février pour le Mont Bénant et les Mémises.

Comme pour les températures moyennes annuelles, nous pouvons également noter une petite évolution des températures moyennes mensuelles à Thonon au cours du dernier demi-siècle. En effet, celles-ci sont légèrement supérieures entre 1975-2005 qu'entre 1947-1977 et cela sur une majorité des mois de l'année : de +0,1 à +0,9 en général, sauf pour les mois d'avril (-0.7) qui sont marqués par une petite baisse (Tableau n°III.13).

Stations	Périodes	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Thonon	2004	3,6	4,0	5,7	10,1	13,2	18,1	19,7	20,2	17,3	13,6	6,7	3,4
	2005	2,1	1,1	6,5	9,9	14,9	19,7	20,4	18,6	17,2	12,6	6,7	1,8
	2006	1,4											
Evian Serre	2004	3,4	4,0	5,7	10,3	13,6	18,6	20,2	20,4	17,3	13,5	6,4	3,0
	2005	1,8	0,9	6,7	10,1	15,1	20,3	20,7	20,5	17,3	12,4	6,3	1,4
	2006	1,2											
Evian Scionnex	2004	1,0	2,0	3,8	8,2	11,4	16,4	18,1	18,3	14,9	11,5	3,8	0,6
	2005	0,0	-1,5	4,9	8,0	13,1	17,9	18,3	16,3	15,3	11,0	4,2	-1,8
	2006	-0,6											
Gavot	2004	-0,4	0,2	2,3	6,8	9,8	14,9	16,2	16,2	12,9	9,9	2,4	-0,7
	2005	-1,6	-3,7	3,2	6,9	11,7	16,3	16,5	14,3	13,1	11,3	2,3	-2,6
	2006	-2,9											
Bénant	2004		0,3	1,3	5,4	8,8	13,5	15,9	15,7	12,2	9,6	1,2	0,9
	2005	-1,0	-4,1	1,8	4,8	10,5	15,1	15,4	13,0	12,9	10,2	2,1	-3,9
	2006	-1,2											
Mémises	2004			2,7	5,1	10,2	11,6	16,1	12,6	9,0			
	2005		-7,3	3,3	4,2	9,2	12,8	12,9	11,8	7,0	9,8	0,4	-4,8
	2006	-3,3											

Tableau n°III.13 : Données mensuelles de températures en °C

II.IV.b L'année février 2005 - janvier 2006 .

Les données de météo-France permettent de réaliser des gradients de températures entre Thonon, Evian-Serre, Evian-Scionnex et Gavot. Cependant, les chroniques ne sont pas suffisantes pour que les gradients obtenus entre Gavot-Bénant et Bénant-Mémises aient un sens au delà de la période d'étude. Nous avons donc fait le choix de déterminer ces gradients sur une année (de février 2005 à fin janvier 2006).

Les gradients ainsi obtenus montrent une augmentation des températures de 0,3°C.km⁻¹ entre Thonon et Evian puis des gradients altitudinaux respectivement de -0.4°C/100m entre Evian et

Scionnex ; de -1,6°C/100m entre Scionnex ; Gavot ; de -0.3°C/100m entre Gavot et Bénant et de -0.5°C/100m entre Bénant et Mémises ce qui nous donne un gradient altitudinal moyen de -0.6°C/100m entre la station d'Evian et celle des Mémises. Au delà de l'altitude des Mémises faute de données le gradient appliqué est de -0.5°C/100m

La spatialisation des données (Figure n°III.11) a été réalisée sur cette période (février 2005 - janvier 2006)

II.IV.c La spatialisation des températures.

Les paramètres qui influencent la température en un point [205, 206, 207] sont :

- A l'échelle régionale :
 - L'altitude
 - La latitude et la longitude
- A l'échelle locale :
 - La pente
 - L'orientation des pentes
 - Les courbures du relief (concavité, convexité)
 - La radiation potentielle, c'est-à-dire la quantité d'énergie solaire reçue (en $W.m^{-2}$) sur la période considérée en fonction de l'ombrage théorique dû au relief et de la couverture nuageuse.

La méthode de spatialisation des données qui semble la plus pertinente [205, 206, 207] est basée sur le principe de la régression multiple, c'est-à-dire sur la quantification des relations existant entre plusieurs variables indépendantes (l'altitude, la pente...) et la variable à expliquer (ici la température - T_1). A partir de la régression nous obtenons une température T_{2_i} (i : coordonnée de la maille de spatialisation) dite température théorique. Puis à cette température (T_{2_i}) aux stations de mesures est ajouté

le krigeage de la résiduelle des températures aux stations ΔT ($\Delta T = T_{1_{station}} - T_{2_{station}}$). On obtient ainsi une carte définitive des températures (T_{3_i}) où à chaque station de mesure $T_{3_{station}} = T_{1_{station}}$.

Cependant, cette méthode nécessite des stations météorologiques réparties sur l'ensemble de la zone d'étude et en nombre suffisant afin de minimiser les erreurs. Or, les cinq stations sont globalement alignées Est-Ouest. Les erreurs induites par la méthode sont alors équivalentes à la correction des températures que nous voulions introduire entre le versant Nord et le versant Sud du Massif des Mémises – Mont Bénant. La spatialisation des données s'est donc faite, dans un premier temps, sans prendre en considération ces paramètres. Si l'étude se poursuit nous devons nous poser la question de l'intérêt de placer une station complémentaire de base vers le chef lieu de la commune de Thollon.

Concrètement pour la spatialisation les données de température la méthode appliquée est la même méthode que pour les précipitations (Cf. paragraphe II.IIIb). Cette spatialisation s'est effectuée avec les données allant de début février 2005 à fin janvier 2006.

II.IV.d Synthèse des données de températures.

Sur l'année février 2005-janvier 2006 le gradient moyen est de $-0.6^{\circ}C/100m$ entre Evian et la station de Mémises (1595m d'altitude). Ce gradient moyen est en accord avec le gradient obtenu dans la vallée de la Dranse d'Abondance [172].

Cependant dans le détail nos résultats diffèrent des gradients classiques pour la région éviaisienne. En effet, Blavoux considère que le lac induit un effet jusqu'à l'altitude de 600m ce qui se traduit par un gradient fort de $-1,1^{\circ}C/100m$ des rives du lac jusqu'à cette côte, puis au-delà nous retrouvons un gradient plus classique de $-0,6^{\circ}C/100m$. Or sur l'année étudiée le gradient le plus fort ($-1.6^{\circ}C/100m$) se situe entre la station de Scionnex (725m d'altitude) et la station de Gavot (950m d'altitude). Tout se passe comme si nous avions un «rattrapage» de l'effet du Lac dans cette tranche altitudinale. Autrement

dit, le lac se ferait sentir au niveau des températures jusqu'à une altitude comprise entre 700 et 950m. Cette caractéristique est également visible sur la carte des températures annuelles (Figure n°III.14).

	Station	carte	Erreurs aux stations
	$^{\circ}C$	$^{\circ}C$	$^{\circ}C$
Thonon	11,8	11,7	0,1
Evian	12,0	12	0,0
Scionnex	10,8	10,9	0,1
Gavot	8,1	8,1	0,0
Mont-Bénant	6,4	6,4	0,0
Mémies	4,7	4,8	0,1
Erreur retenue			0,1

Tableau n°III.14 Comparaison aux stations des températures annuelles mesurées et des températures annuelles après krigeage. Détermination des erreurs dues à la spatialisation des températures

Les données obtenues par spatialisation des températures sont utilisées dans le chapitre n°IV dans le calcul des bilans hydrologiques. Nous avons donc regardé l'erreur commise lors du krigeage des données (Tableau n°III.14). Cette erreur est au plus de 0,1°C selon les stations de

mesure. L'erreur retenue est donc de 0,1°C sur les températures à laquelle s'ajoutent les 0,5°C dus aux sondes utilisées. Au final l'erreur est de 0,6°C sur la donnée de températures.

II.IV Les vents

Deux « familles » de vent ont pu être mises en évidence : les vents dits généraux et les vents périodiques.

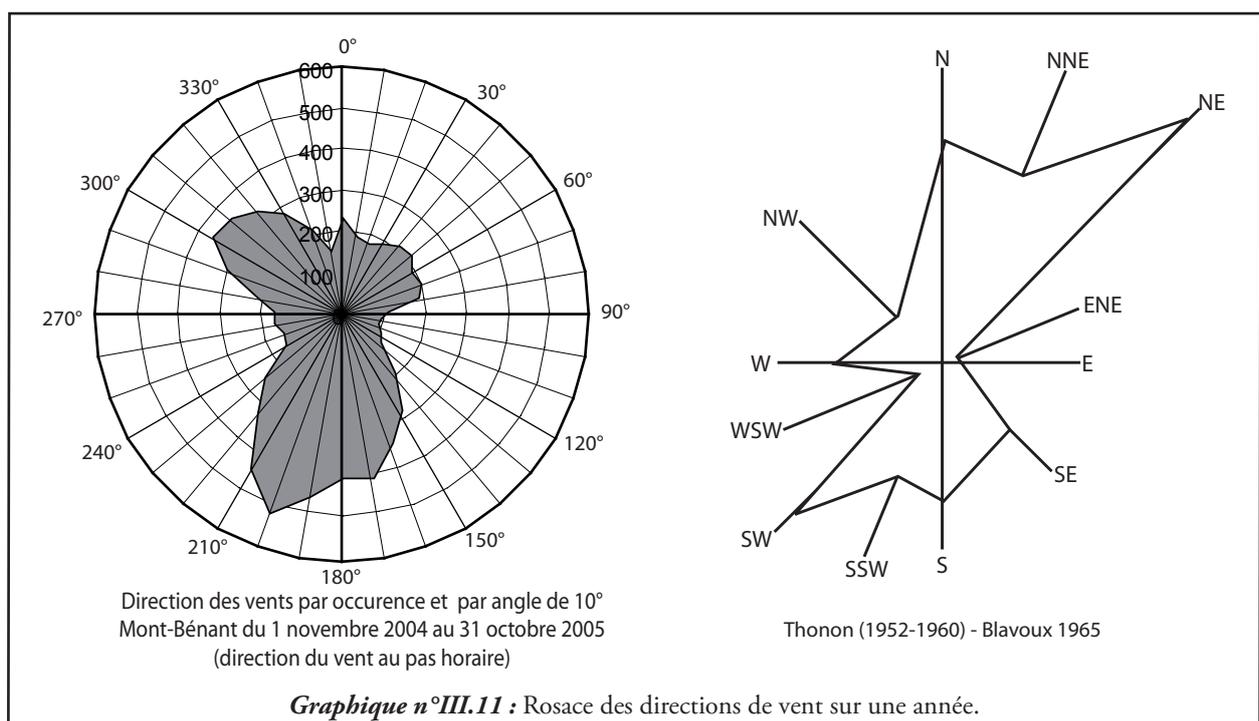
Les trois vents généraux agissant sur la région éviaisaise et thollonnaise sont principalement :

- Le Sudois (du SW vers le NE) qui apporte les pluies, quelle que soit la saison. Ce vent est particulièrement agissant sur le plateau Gavot où il contrôle pour partie la répartition des pluies de printemps et d'été ([208] in [182]) Seule la zone de Meillerie – St Gingolph, pour des raisons topographiques, est protégée de ces vents. (Graphique n°III.11).
- Le Joran (du NW vers le SE) qui a les mêmes caractéristiques que le Sudois, il apporte les pluies quelles que soient les saisons. L'importance de ce vent semble avoir augmenté au cours des décennies ou être plus important sur le Mont-Bénant qu'à Thonon. En effet, les

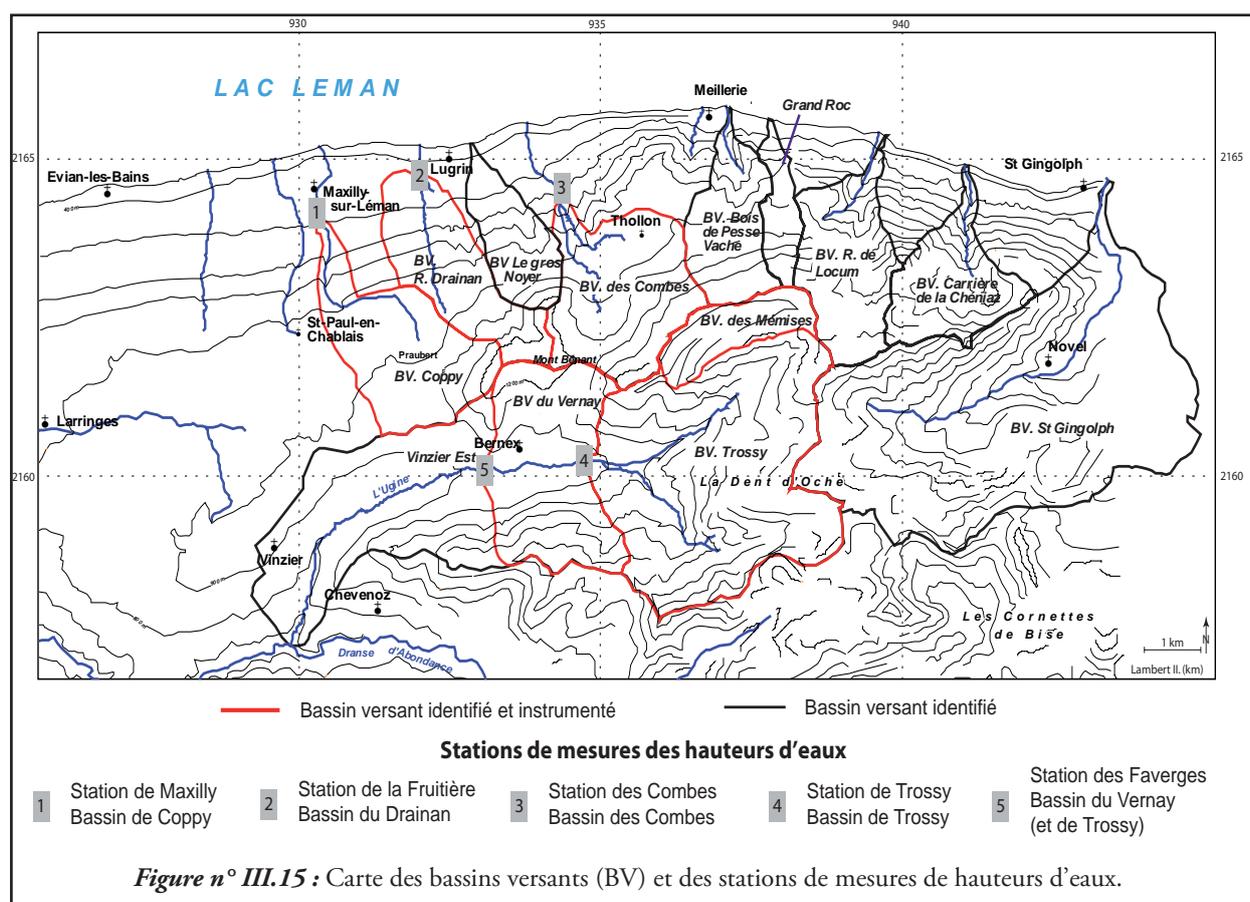
données le classent comme second vent en importance et Blavoux [50] l'indiquait comme rare (Graphique n°III.11). Cependant, ce résultat mériterait d'être confirmé par un suivi plus long.

- La Bise (du NE vers le SW) vent froid et sec, particulièrement présent en hiver et au printemps [50].

Les vents périodiques sont de deux natures. Il s'agit d'une part des vents d'orages qui descendent généralement des reliefs et d'autre part des vents thermiques (ou brises thermiques) liés aux contrastes de températures entre l'eau du lac et l'air. Ainsi le Morget souffle la nuit de la côte vers le centre du lac et le jour le Rebat fait circuler les masses d'airs du centre du lac vers la côte [50].



III.1 Les bassins versants et les stations de mesures hydrologiques



Le Mont Bénant et le Massif des Mémises sont associés à huit bassins versants (BV) topographiques (Figure n°III.15) : le BV de Coppy, le BV du Drainan, le BV des Combes, le BV du Bois de Presse Vache, le BV de Grand Roc, le BV de Locum, le BV de StGingolph, et le BV de l'Ugine qui est divisé en trois sous bassins (le BV de Trossy (comprenant le BV des Mémises), le BV du Vernay et le BV de Vinzier Est) (Tableau n°III.15).

Sur ces huit bassins versants, ont été équipés les quatre bassins qui sont directement en lien

avec le Mont Bénant. En effet, nous avons décidé, compte tenu des données géologiques (Cf. partie I et II) et des difficultés d'installation et de maintenance des stations de mesures de restreindre les suivis en continu au BV de Coppy, au BV du Drainan, au BV des Combes et au BV de l'Ugine.

De plus, la Dent d'Oche et le Château d'Oche constituent des barrières topographiques importantes (altitude supérieure à 2200m) modifiant localement les conditions climatiques. Pour nous affranchir de ces difficultés l'Ugine est équipé de deux stations : une à Trossy et une à l'aval de

Bernex. Nous isolons ainsi le Mont Bénant qui nous intéresse particulièrement. Cette zone iso-

lée constitue le BV du Vernay.

	Périmètre des Bassins (km)	Surface BV (km ²)	Surface Sous-BV (km ²)	Ruisseaux Pérennes (km)	Densité de Drainage	Altitude moyenne BV (m)
Combes	10,86	5,3		2,01	0,38	1125
Gros Noyer	6,81	2,3		1,63	0,72	
Drainan	9,85	4,0		3,65	0,92	810
Coppy	11,31	5,0		3,66	0,74	890
Ugine	30,50	30,9		20,88 (total)	0,68	
Vinzier Est	15,21		8,2	5,16	0,63	
Le Vernay	11,44		6,4	4,66	0,73	
Mémises	7,04		1,9	0,00	0,00	
Trossy (dont Mémises)	17,65		16,3	11,13	0,68	1500
Bois de Presse Vache	8,27	2,92		1,04	0,35	
Grand Roc	6,19	1,15		0,00	0,00	
R. de Locum	9,96	3,90		5,19	1,33	
Carrière de la Chéniaz	9,29	3,26		3,20	0,98	
St Gingolph	31,97	19,23		12,10	0,63	

Tableau n°III.15 : Caractéristiques physiques des bassins versants

III.I.a Le matériel de mesures

Le système de mesure installé est un capteur de pression (Figure n°III.16) du type « bulle à bulle » de chez OTT (réf : Nimbus) [209]. Ce capteur mesure en continu le niveau d'eau selon la méthode dite du bullage. L'air comprimé est produit grâce à un compresseur à piston. La pression nécessaire à l'émission de la bulle d'air est fonction de la hauteur d'eau au dessus de la chambre d'émission. De plus, l'appareil envoie simultanément une bulle à l'air libre, au niveau du compresseur, afin de réétalonner en permanence la mesure en fonction de la pression atmosphérique.

La précision donnée par le constructeur (certificat d'étalonnage) est de l'ordre du millimètre. Elle est garantie cinq ans au pas de mesure retenu soit, une mesure toute les 5min et enregistrement toutes les 15min de la moyenne des trois mesures.

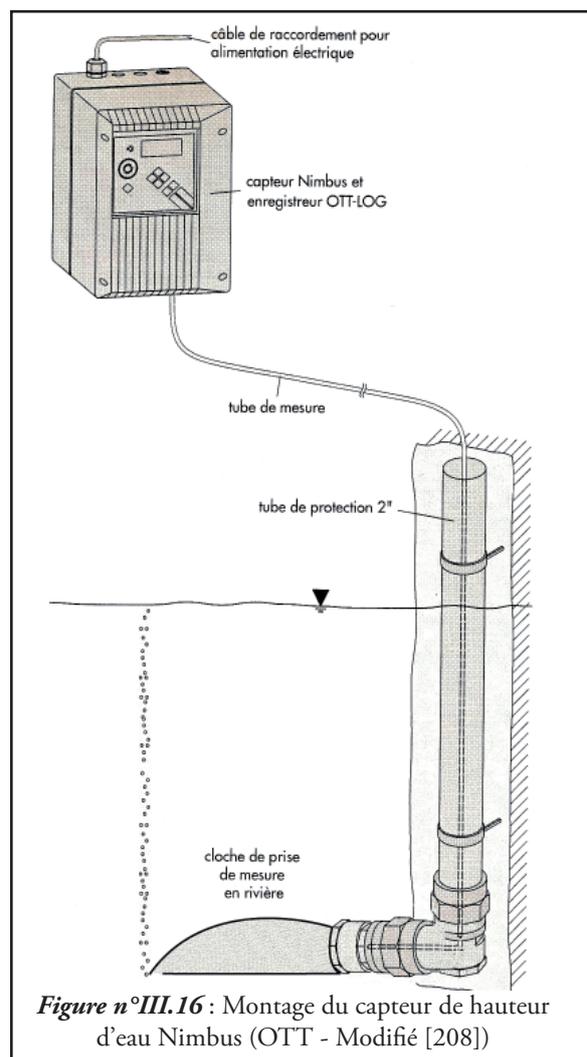


Figure n°III.16 : Montage du capteur de hauteur d'eau Nimbus (OTT - Modifié [208])

III.I.b Implantations des stations

L'implantation des stations de mesures de hauteurs (Figure n°III.15) résulte d'un compromis entre :

- Les localisations que nous avons dans un premier temps retenues (sur carte),
- Les morphologies des cours d'eau et les possibilités d'accès aux berges,
- Les autorisations administratives (propriétaire des berges, Mission Inter-Service de l'Eau (MISE), mairie).
- Les coûts d'installation.

III.I.b1 La station de Maxilly (Bassin Versant de Copsy)

La partie inférieure du ruisseau de Copsy est difficilement accessible; la station est donc implantée dans le village de Maxilly (Lambert II, X : 930 290, Y : 2164 265, Z : 465m) (Photo n°III.2)



Photo n°III.2 : Station de mesure des hauteurs d'eau de Maxilly – Bassin versant de Copsy



Photo n°III.3 : Station de mesure des hauteurs d'eau de la Fruitière – Bassin versant du Drainan

Dans la section où nous avons installé l'appareil de mesure, le lit est fortement cimenté par du concrétionnement et nous attendions de faibles débits ($<100 \text{ l.s}^{-1}$). L'implantation du limnimètre s'est donc faite dans une vasque où deux blocs formaient un déversoir naturel en basses eaux. Aucun travail d'aménagement du lit n'a été réalisé.

La station fonctionne normalement depuis le 24 mars 2004.

III.I.b2 La station de Lugrin (Bassin versant de Drainan)

L'implantation de cette station n'a pas été simple. La partie inférieure du ruisseau de Drainan est difficilement accessible et à la première approche possible (fruitière de Lugrin) (Photo n°III.3) arrivent deux ruisseaux. De plus cette jonction se fait à la hauteur d'un ouvrage d'art sous lequel il ne nous a pas été possible de construire de seuil.

Cependant, c'est ce site qui a été retenu pour installer le capteur de hauteur d'eau à la fruitière (Lambert II, X : 932 005, Y : 2164 790, Z : 415m) juste à l'aval de la confluence dans une vasque et cela sans pouvoir réaliser de seuil.

Elle fonctionne depuis le 9 mars 2004.

III.I.b3 La station des Combes (Bassin versant des Combes)

Le ruisseau des Combes est un ruisseau à forte pente qui dans sa partie aval s'encaisse fortement.

Là aussi il ne nous a pas été possible de réaliser de seuil sous l'ouvrage d'art (Photo n°III.4). Mais en raison de la forte pente du lit à cet endroit on a installé deux plaques métalliques (pour le temps de l'étude) afin que les variations de débit se traduisent davantage en variations de hauteurs d'eau qu'en variations de vitesse d'écoulement. La station est installée dans une vasque juste à l'amont du pont de la route qui va au hameau des Combes (Commune de Lugrin - Lambert II, X : 934 300 - Y : 2164 520 - Z : 570m).

Elle fonctionne depuis le 28 mai 2004.



Photo n°III.4 : Station de mesure des hauteurs d'eau des Combes – Bassin versant des Combes

III.I.b4 La station des Faverges (Bassin versant de l'Ugine)

La station des Faverges (Photo n°III.5 - Commune de St Paul en Chablais - X : 933 190, Y : 2160 090- Z : 910m) est la station aval de l'Ugine. Elle est située 200m à l'amont du hameau. Nous aurions souhaité l'installer plus à l'aval (Pont de Grange Blanche) mais les conditions morphologiques du cours d'eau n'étaient pas favorables.

De plus, il existait déjà sur le site retenu un seuil bétonné, avec cependant une prise d'eau servant au fonctionnement de la pompe du forage d'alimentation en eau potable de St Paul. Cette prise d'eau nous a par la suite posé quelques difficultés. En effet, bien que nous nous soyons inquiétés de son fonctionnement auprès des services techniques de la commune, et des possibilités d'obtenir les chroniques de pompage, il n'a pas toujours été simple de corriger les mesures de hauteurs d'eau. Par la suite si la décision est prise de poursuivre l'étude il faudra envisager de déplacer cet appareil de mesure de la rive droite à la rive gauche et cela afin de nous affranchir du rabattement dû à la prise d'eau.

Elle fonctionne depuis le 6 juin 2004.

III.I.b5 La station de Trossy (Bassin Versant de l'Ugine)

La station du hameau de Trossy (Photo n°III.6 - Commune de Bernex -X : 934 685 – Y : 2160 170 – Z : 975m) est la station amont sur l'Ugine. Ce site bénéficie d'un seuil en béton réalisé pour l'étude. En raison des contraintes

administratives de la MISE puis d'un débit trop important de l'Ugine pour que les maçons puissent intervenir dans le cours d'eau, la station n'a été mise en marche que le 7 juillet 2004.



Photo n°III.5 : Station de mesure des hauteurs d'eau des Faverges Bassin versant du Trossy et du Vernay (Ugine)

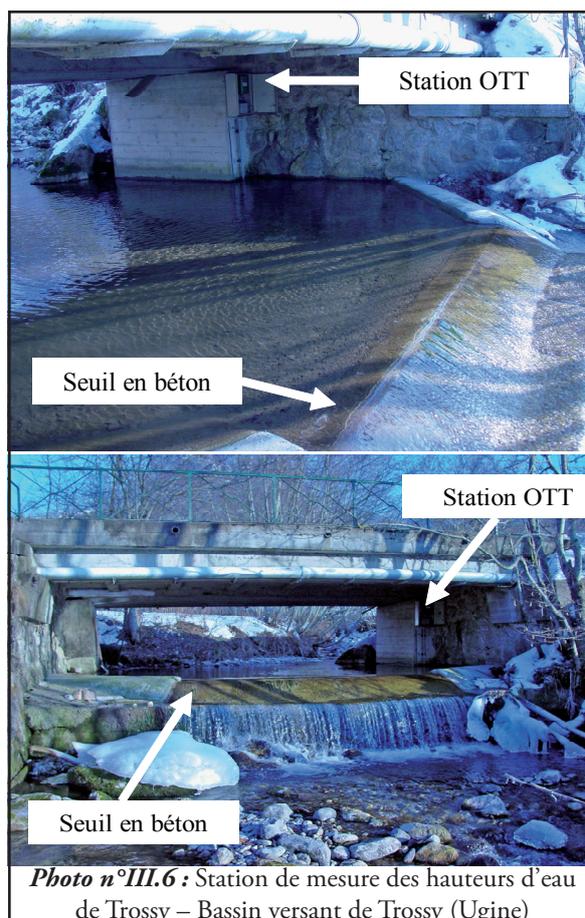


Photo n°III.6 : Station de mesure des hauteurs d'eau de Trossy – Bassin versant de Trossy (Ugine)

III.I.c Les jaugeages

L'objectif des jaugeages est de réaliser des courbes d'étalonnages (courbes de tarage) des limnigraphes pour convertir les hauteurs d'eau en débits.

Les cours d'eau de montagne se caractérisent par des écoulements très turbulents, des lits rugueux et inhomogènes (présence de blocs). Les méthodes les plus appropriées dans ce contexte sont les méthodes de jaugeage par dilution.

Deux types de méthodes par dilution ont été utilisées : la méthode dite par injection instantanée et la méthode dite par injection en continu.

III.I.c1 Injection instantanée ou méthode par intégration à base de NaCl

L'injection instantanée [210] à base de sel (NaCl) a été utilisée pour estimer les débits des petits affluents de l'Ugine présents entre Trossy et Faverges.

Le principe est d'injecter une solution de NaCl en une fois. Puis en aval de la distance de bon mélange du traceur avec l'eau, on détermine la concentration en sel du cours d'eau. Cette concentration est déterminée de façon indirecte par un conductimètre. Cette méthode, bien que simple à mettre en place, est caractérisée par une marge d'erreur de 20%, c'est pourquoi nous l'avons simplement utilisée pour ces petits ruisseaux.

$$\text{Ainsi } Q = \frac{m}{\int C \cdot dt}$$

avec $C = k \cdot (\chi_m - \chi_0)$

Q : débit (L.s⁻¹)

m : masse de traceur (g)

C : concentration en traceur du ruisseau

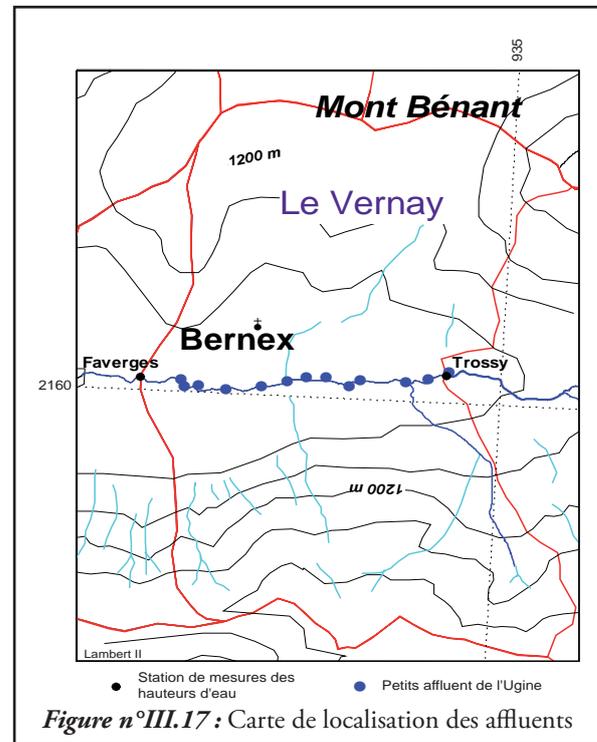
dt : intervalle de temps (s)

χ_0 : Conductivité du ruisseau avant l'injection du sel

χ_m : Conductivité du ruisseau à la distance de bon mélange

k = 0,5357 coefficient de corrélation à 25°C entre la conductivité et la concentration en NaCl.

Nous avons réalisé trois campagnes de mesures par temps sec (Figure n°III.17, Tableau n°III.16). Les treize affluents de l'Ugine apportent, par temps sec, environ 50 ± 10 L.s⁻¹



	21/06/2005	12/07/2005	17/08/2005
Point 1	2,4	0	6,8
Point 2	5,8	3,9	5
Point 3	1,3	4,8	1,2
Point 4	1,7	2,2	3,2
point 5	0,5	0,8	0,35
Point 6	11,1	11,7	8,4
Point 7	0,7	0,9	0,9
Point 8	18,6	17	19,3
Point 9	0,9	0,5	0,8
Point 10	2,6	0,5	0,5
Point 11	0,3	6,8	0,7
Point 12	1,2	0,8	1,14
Point 13	0,4	0	0
	47,5	49,9	48,3

Tableau n°III.16 : Débits (L.s⁻¹) des ruisseaux affluents de l'Ugine entre la station des Faverges et celles de Trossy (Les numéros des affluents vont d'Ouest en Est)

III.I.c2 Injection en continu à base de E110

Le jaugeage par injection en continu [210], consiste à injecter une solution de concentration connue à un débit constant dans un cours d'eau. Puis de mesurer la concentration en colorant dans le cours d'eau à la distance de bon mélange et une fois le palier de concentration atteint.

$$Q = q_i \cdot \frac{C_0}{C} = q_i \cdot \frac{k \cdot A_0}{k \cdot A} = q_i \cdot \frac{A_0}{A}$$

Q : débit (L.s⁻¹).

C₀ : concentration en traceur de la solution.

C : concentration en traceur dans le ruisseau.

q_i : débit d'injection.

A₀ : Absorbance maximale de la solution mère.

A : Absorbance maximale du ruisseau saturé en colorant.

k : Coefficient de corrélation entre l'absorbance et la concentration en colorant.

Le colorant

Pour réaliser ces jaugeages le colorant utilisé est le jaune orangé sunset (JOS ou E110 ou β-carotène). Ce colorant industriel est facilement soluble et il est stable pour des pH compris entre 6,5 et 8,5 ce qui correspond aux ruisseaux de montagne des bassins étudiés. Il est peu adsorbé par les matières en suspension, les berges et le fond [211]. Enfin utilisé dans l'agroalimentaire il est peu contraignant à manipuler.

Cependant, nous nous sommes trouvés confrontés à des problèmes de bio-dégradabilité du produit. Certains des cours d'eau sont pollués par des systèmes d'assainissement peu efficaces (principalement pour le ruisseau des Combes et l'Ugine) et sont, de ce fait, riches en bactéries qui détruisent l'E110.

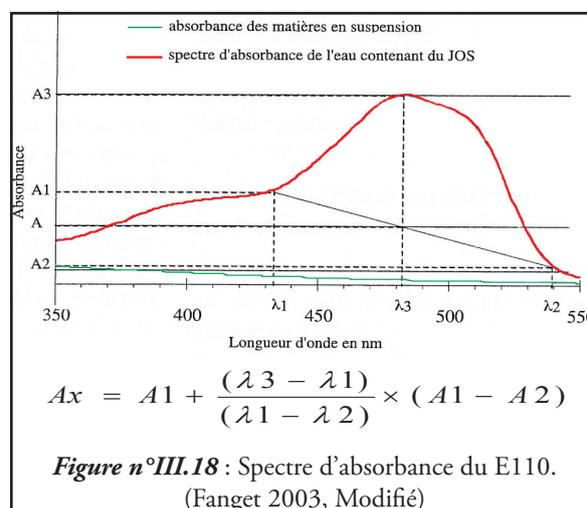
Nous avons mis quelques temps à comprendre ce problème responsable des différences d'absorbances que nous observions entre les mesures réalisées sur le terrain (avec un spectromètre de terrain) et celles réalisées, à notre retour, au laboratoire. Cette difficulté nous a fait perdre quelques mesures de jaugeages.

Pour pallier ce biais, par la suite les échan-

tillons ont été conservés dans des glacières et les validations ont été réalisées en laboratoire le jour même à l'INRA de Thonon.

L'absorbance

Comme nous l'avons précédemment indiqué la concentration est proportionnelle à l'absorbance maximale (ici, pour $\lambda = 483\text{nm}$). Mais les eaux naturelles comportent des impuretés (physiques ou chimiques) qui peuvent induire une surestimation de l'absorbance spécifique du E110. Pour pallier ce biais on a appliqué « une correction de ligne de base, par une méthode dérivée de celle de Morton et Stubbs » [211] (figure n°III.18).



L'injecteur en continu

L'injecteur en continu a (Photo n°III.7) été réalisé par Bernard Fanget ingénieur au laboratoire EDYTEM. Il fonctionne sur le principe du vase de Mariotte et est similaire aux injecteurs en continu utilisés par EDF.

La solution mère est pompée du réservoir principal par une petite pompe jusqu'à un vase à niveau constant d'où part un tube avec une buse calibrée qui injecte le courant dans le cours d'eau.

Si le principe est simple, il nous a fallu 15 jours de travail plein pour résoudre des problèmes de pompes et de calibrations des buses. A ces difficultés de laboratoire se sont associées des complications liées au terrain. Par exemple, il nous a fallu trouver des filtres à brindilles pour éviter l'encrassement de l'entrée de la pompe qui peut induire une surchauffe et un débit insuffisant dans le vase à niveau constant.

III.Id Les courbes de tarage

L'ensemble des mesures qui ont servi à la réalisation des courbes de tarage a été effectué en phase de décrue. Sont donnés ici les graphes des lois de tarages avec leurs équations (Graphique n°III.12). Pour plus de détails sur les calculs et les erreurs se reporter à l'annexe n°5.

Les courbes de tarages sont valides sur une gamme de hauteur d'eau. Durant l'été 2005 s'est produite une crue décennale (22 Août 2005) qui nous a permis d'obtenir les hauteurs d'eau de la majorité des crues. Ici les mesures couvrent

plus de 97% des hauteurs enregistrées (tableau n°III.17). Ce qui représente, selon les stations de 91% à 100% des débits rencontrés.

Etant donné le volume que représentent, les erreurs sur les jaugeages et les lois de tarages (Annexe n°5), ainsi que la complexité de détermination des courbes de tarages hors des gammes de mesures ([188, 212]), nous avons fait le choix d'exploiter les lois sur la totalité des mesures de hauteurs d'eau.

L'erreur considérée sur les débits est au final de 15%.

	% des hauteurs d'eau couvert par les courbes de tarages	Importance en volume des débits hors gammes par rapport aux débits tarés (%)
Combes	97,8	7,9%
Faverge	98,7	9,2%
Trossy	99,9	1,4%
Maxilly	98,4	7,0%
Lugrin	98,9	0,03%

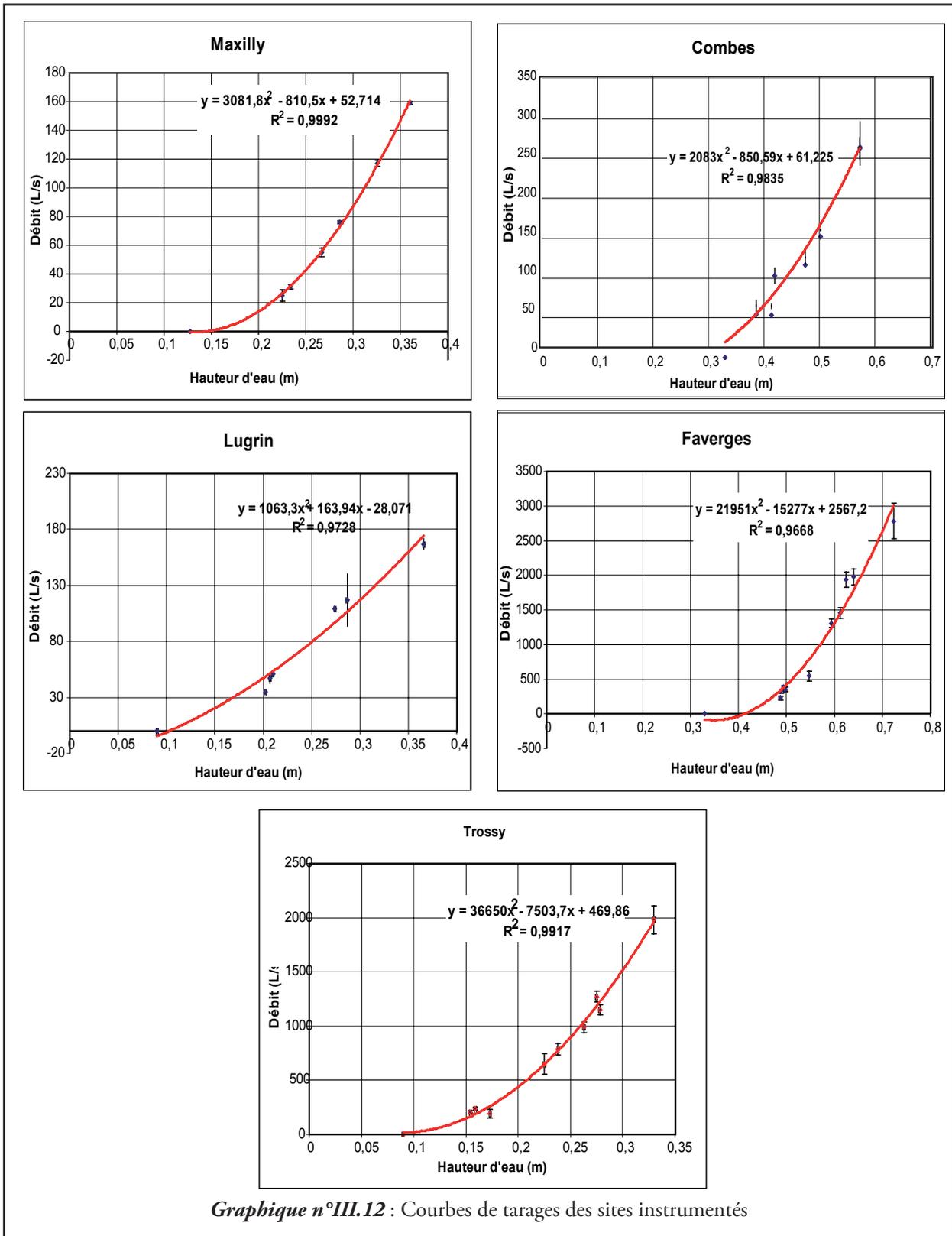
Tableau n°III.17 : Pourcentage des hauteurs d'eau couvert par les courbes de tarages et Importance en volume des débits hors gammes par rapport aux débits tarés (%)

III.II Analyses des Chroniques

Les hydrogrammes sont donnés par bassin dans l'annexe n°5.

Dans ce paragraphe après avoir exposé le problème des données manquantes nous présen-

tons quelques analyses d'événements particuliers qui nous permettent de mieux caractériser les bassins.



III.II.a Données manquantes

Dans les chroniques sur la période où nous souhaitons réaliser le bilan, les stations de la fruitière à Lugin et de Maxilly présentent des lacunes. Nous avons essayé de reconstituer ces données manquantes afin d'estimer la quantité d'eau écoulee pendant cette période. Deux approches ont été envisagées : une approche par transformée de Fourier dite FFT et une approche par corrélation.

Seules les trois stations du versant nord ont été retenues pour estimer les données manquantes puisque leurs régimes météorologiques diffèrent peu et que les bassins sont de tailles proches.

III.II.a1 Approche par transformée de Fourier

Cette approche consiste à déterminer, dans une période climatiquement équivalente, la fonction de transfert entre les données d'entrée (les précipitations) et les données de sorties (le débit) puis d'appliquer cette fonction sur les précipitations de la période présentant des lacunes dans l'enregistrement des débits.

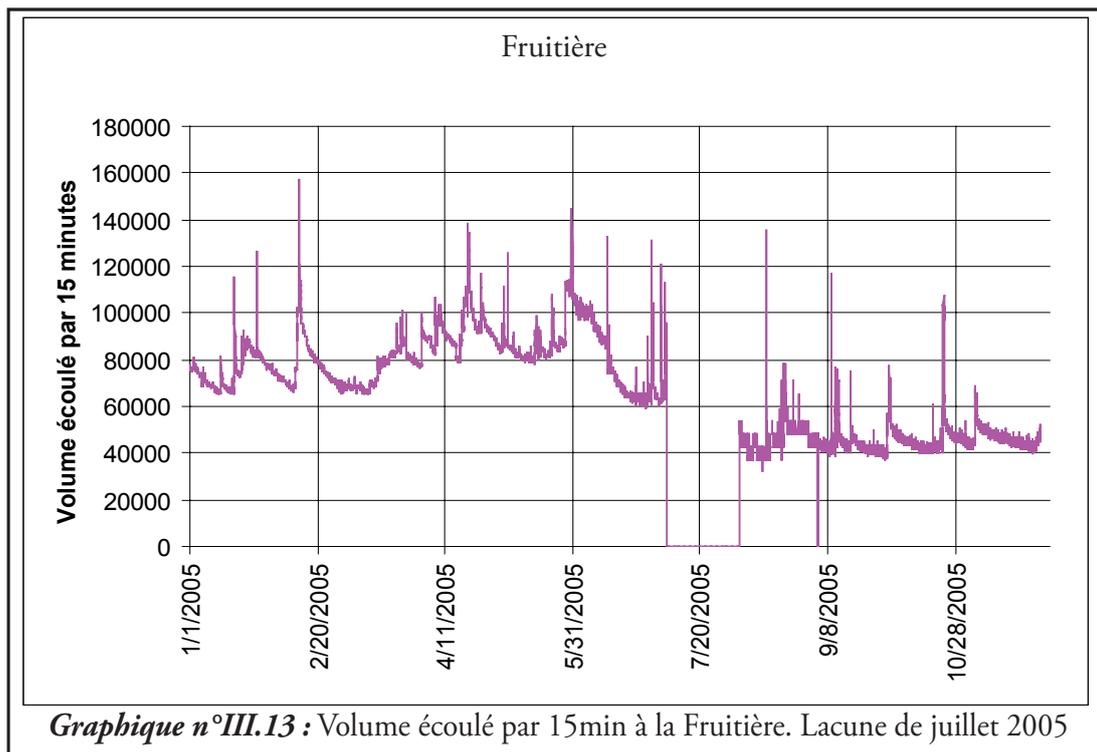
Pour la station de Lugin (Graphique n°III.13) la période qui nous intéresse correspond à la période de transition entre les hau-

tes eaux et les basses eaux et nous n'avons pas pu vraiment observer, sur la période de mesures (2004-2005), des comportements équivalents. En conséquence cette méthode n'a pas donné de résultats satisfaisants.

Concernant la station de Maxilly, sur la période qui nous intéresse, le mois de février est manquant. Là non plus cette méthode ne peut être appliquée, car la majorité des précipitations se sont faites sous forme de neige donc très partiellement interceptées par les pluviomètres. De plus, l'enregistrement de la fonte à la station (précipitation apparente par températures positives et beau temps) est représentatif d'un point dans le bassin or le bassin s'étage de 465m à 1240 m et les versants présentent différents types d'orientations.

III.II.a2 Approche par corrélations

L'approche par transformée de Fourier n'étant pas satisfaisante, on a essayé de corréler (Graphique n°III.14) les chroniques entre elles (deux à deux). Cette corrélation a été effectuée sur des chroniques échantillonnées au pas d'une heure. En deçà d'une heure les FFT des chroniques de chaque station présentent un signal



bruité au moins jusqu'à un pas de $\frac{3}{4}$ heure. Elle a aussi été effectuée dans les périodes où nous avons des données sur les trois stations. Enfin 4000 valeurs ont été retenues.

Dans un premier temps nous avons regardé les corrélations directes (notées A1, A2 et A3 sur le graphique). Nous voyons plusieurs tendances se dessiner, principalement pour les corrélations Fruitière/Combes et Maxilly/Fruitière où nous pouvons en identifier trois. Ces trois tendances correspondent à des comportements différents : crue, décrue, stabilisation du niveau d'eau.

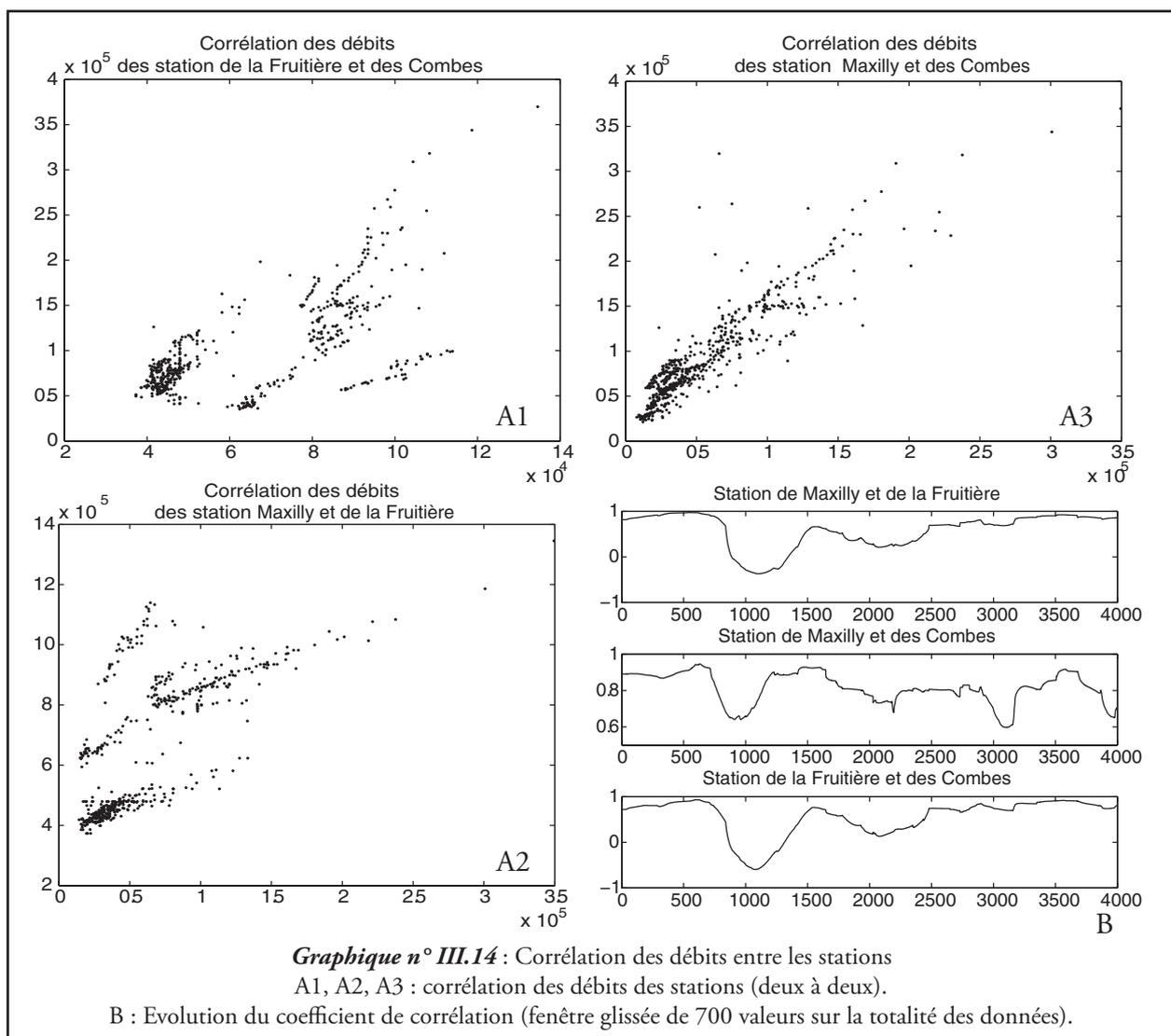
Dans un second temps nous avons regardé l'évolution des coefficients de corrélation (notés B sur le graphique) en faisant évoluer la fenêtre d'échantillonnage (ici une fenêtre de 700 valeurs) et en glissant la fenêtre sur la totalité des données retenues. Il en ressort une grande variabilité de ces coefficients. Le même test a été fait sur des fenêtres plus courtes et sur les déri-

vés des données. Les résultats ne sont pas plus pertinents.

En conclusion nous ne pouvons pas corrélérer de façon satisfaisante les chroniques sur la totalité de la lacune.

Il a donc été décidé

- pour la station de la Fruitière d'appliquer une simple droite entre les deux points, c'est à dire le dernier point de mesure avant la lacune et le premier point de la reprise de l'enregistrement. Si nous considérons que le volume écoulé pendant cette période est correct à 50% (ce qui est excessif) nous induisons une erreur de 2,5% sur le volume annuel écoulé. Ce qui est acceptable.
- Pour la station de Maxilly le même raisonnement a été utilisé.



III.II.b Les débits

III.II.b1 Les débits

Les débits des cours d'eau

Nous ne regardons que les débits dans leur globalité sur « l'année hydrologique » qui nous intéresse c'est-à-dire de février 2005 à janvier 2006. Pour les données détaillées et les autres années on se reportera à l'annexe n°5.

Une lecture globale des courbes de débits (Graphique n°III.15) montre deux grandes périodes dans l'année, une période marquée par les fontes nivales et une période marquée par des crues et des décrues liées aux précipitations. Nous détaillons plus loin les comportements de fonte et de crues liés aux précipitations.

Remarque : Nous devons être circonspects quant au débit instantané annoncé sur le graphe pour le site des Faverges. Comme cela est exposé ci-dessus le site pose

quelques soucis et nous n'avons pu corriger les chroniques des rejets de la station d'épuration de Bernex. Seul le débit global (tableau n°III.18) a pu l'être. Nous devons donc nous contenter pour cette station de regarder l'allure globale de la courbe et non les valeurs instantanées de débits.

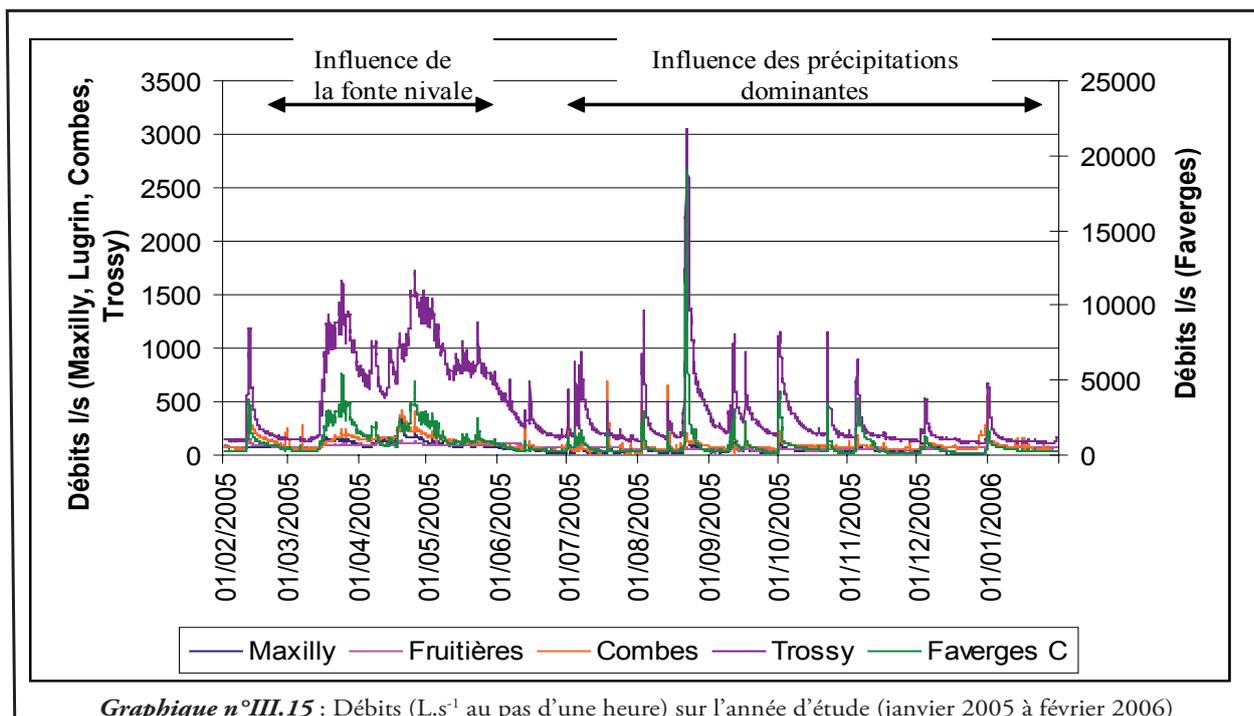
Les débits des sources

Généralement les mairies n'ont qu'une idée approximative des débits de leurs captages, sauf pour les captages de la marie de St Paul (Tableau n°III.19). Les informations fournies par les rapports d'hydrogéologues et les services techniques des mairies ont donc été croisées. Par exemple pour le forage du Lain (commune de Thollon), le rapport de la Régie Départementale d'Assistance de Haute Savoie [181] préconise un pompage régulier, autour de 23m³.h⁻¹, et sur de longues périodes. Dans les faits, ce pompage fonctionne avec un débit moyen de 30m³.h⁻¹, en

Février 2005 à janvier 2006	Maxilly BV de Copsy	Fruitières BV du Drainan	Combes BV des Combes	Faverges BV de Trossy et du Vernay	Trossy BV de Trossy
Volume en L	2082122038	2145340194	2914135116	2364571261*	13237331533
Débit moyen (L.s ⁻¹) Corrigé de la STEP	66	68	92	729* 725	420

Tableau n°III.18 : Volume écoulé aux stations de mesures de février 2005 à janvier 2006

* données non corrigées des apports de la station d'épuration de Bernex., STEP : station d'épuration (2,8L.s⁻¹)



	L.s ⁻¹	Source d'information
Forage F2	11	Marie de St Paul
Source Mercier	11	Marie de St Paul
Forage et puits du Lain	5	Marie de Thollon
Les Cornus*	18	Marie Evian
Chez Birreaux*	2	Sartiges 1978
La Ravine *	3	Mairie de Bernex
Creusaz*	1	Mairie de Bernex
Jacquier*	3	Sartiges 1978
Vallonne*	8	Marie de Lugrin
Rapes*	9	Marie de Lugrin
Potaccin*	2	Marie de Lugrin
0*	0	Marie de Maxilly
Carrière de la Maladière	15	Mr Bochaton J.-M.

Tableau n°III.19 : Débits des sources captées et des forages (L.s⁻¹). * : débits distribués. Les trop pleins sont pris en compte aux stations limnimétriques

période estivale et est pratiquement arrêté lors de la fusion nivale. Pendant cette période le niveau d'eau dans le puits du Lain (à 40m du forage) permet, par simple gravité, l'alimentation de la commune. Au final l'association forage et puits du Lain fournit à la commune, en moyenne sur l'année entre 15 et 20m³.h⁻¹.

III.II.b2 Les fontes de neige

Les courbes de débits (Graphique n°III.16) des cours d'eau présentent deux fonctionne-

ments différents lors de la fonte de la neige. Ces comportements sont liés à leurs situations géographiques.

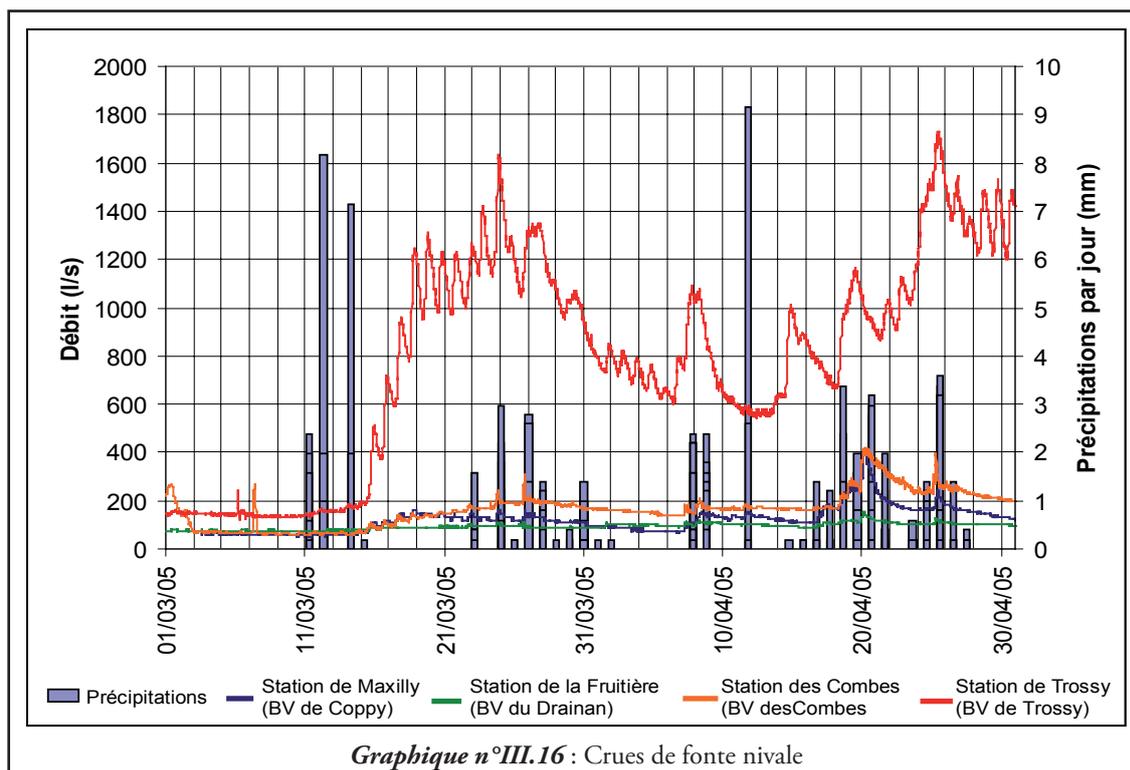
Ces réponses conditionnent les étiages les plus forts. Ainsi l'étiage le plus marqué se produit en janvier-février pour l'Ugine et pendant les mois d'été pour les ruisseaux des flancs Nord du Mont-Bénant.

Les bassins Nord du Mont-Bénant.

Les chroniques montrent que l'effet cycles journaliers sur la fonte du manteau neigeux se fait peu sentir sur les bassins nord du Mont-Bénant, (BV de Copsy, BV du Drainan, BV des Combes), si ce n'est pendant quelques jours (du 8 au 20 mars 2005 par exemple) sur le ruisseau des Combes (BV des Combes).

Nous attribuons cette petite différence de comportement entre le BV des Combes et les deux autres bassins du versant Nord du Mont Bénant à la présence, dans celui-ci du cirque du Lain et d'une partie du flanc Nord des Mémises.

En effet cet ensemble de par sa morphologie et son orientation stocke davantage les précipitations neigeuses que les bassins de Copsy et du Drainan qui sont pour leur part alimentés (pour partie) par le Plateau Gavot et le flanc NW du Mont Bénant.



Le bassin Sud du Mont Bénant (Bassin de l'Ugine).

Le bassin de l'Ugine est pour sa part fortement marqué par les fontes nivales. En effet, les cycles gel - dégel journaliers influencent nettement les débits. La fonte nivale débute quelques jours plus tard par rapport au flanc Nord du Bénant (15 mars au lieu du 8 mars). Ce comportement bien marqué qui perdure jusqu'après le mois d'avril est lié aux altitudes de ce bassin (de 900m à 2222m Dent d'Oche) et à l'orientation de la Dent d'Oche qui présente une face Nord développée.

En résumé l'étude des chroniques permet d'identifier deux fonctionnements de bassin :

- un fonctionnement peu influencé par les fontes nivales, soit les bassins Nord du Léman marqués par l'influence du lac où les précipitations neigeuses ne restent pas au sol. Dans ce cadre, pour l'établissement du bilan mensuel, la prise en compte de la lame de fusion plutôt

	Du 12 au 26 août 2005		
	altitude (m)	mm P	
Thollon	925	108	à débordé
Chez Gaillet	945	117	
Charmet	1015	>168	
Bénant Station	1245	138	
Mémises Station	1595	151	

Tableau n°III.20: Enregistrement des précipitations cumulées entre le 12 et le 26 août 2005 (localisation des stations se reporter à la carte de la figure n°III.9)

que les précipitations n'a pas de sens.

- un fonctionnement marqué par les fontes nivales, le bassin de l'Ugine. Dans ce cadre une connaissance de processus et des étapes de la fusion nivale permettrait une meilleure élaboration du bilan hydrologique.

III.II.b3 Les crues hors périodes de fontes

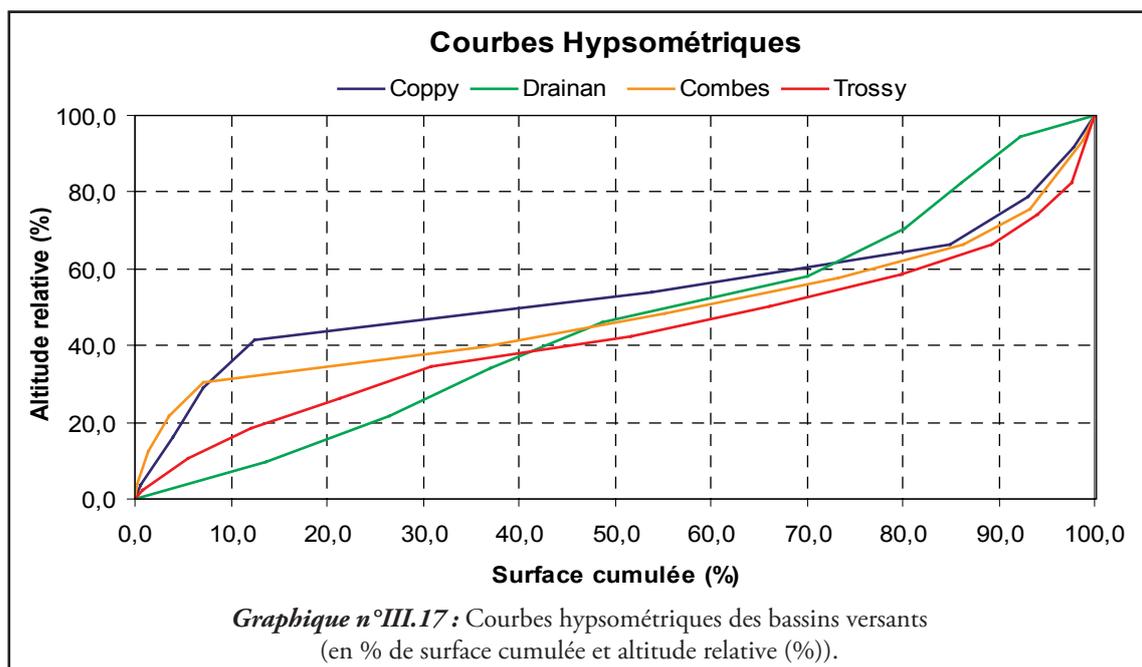
L'analyse des histogrammes de crues nous permet d'identifier deux grands types de bassin versant. Par exemple nous allons nous intéresser à la crue du 22 août 2005 (décennale sur l'Ugine) (Graphique n°III.18) et à quelques crues de récurrence moindre. Sur ce graphique nous n'avons pas représenté les données de la station des Faverges, parce qu'elles sont similaires dans la forme à celles de la station de Trossy et alourdissent la lecture des graphes.

Crue du 22 Août 2005

La première observation est la forte réponse aux précipitations de l'Ugine qui est en crue décennale. Tandis que sur la rive Sud du Léman la crue ne présente pas de caractères exceptionnels.

Cette différence s'explique par :

- Les précipitations. En effet, les pluviomètres cumulateurs qui ceignent le Mont Bénant ont montré que les précipitations ont été plus importantes dans la vallée de l'Ugine



qu'en rive sud du lac (Tableau n°III.20), que sur le Mont Bénant et que sur le Massif des Mémises.

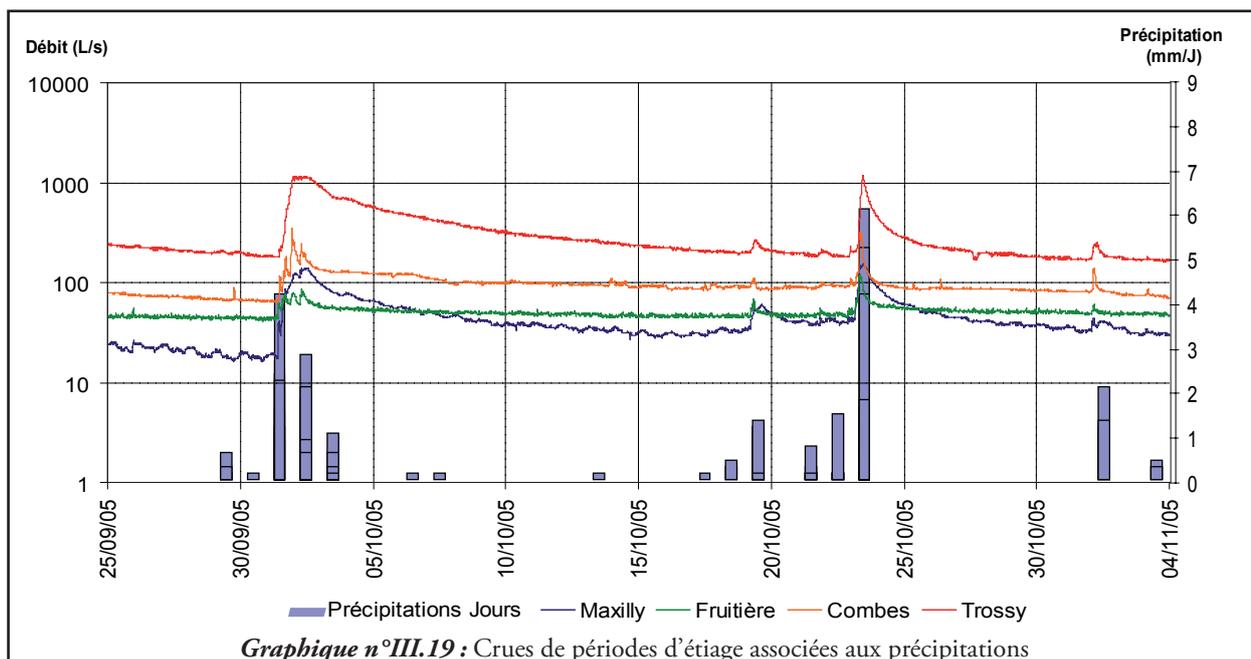
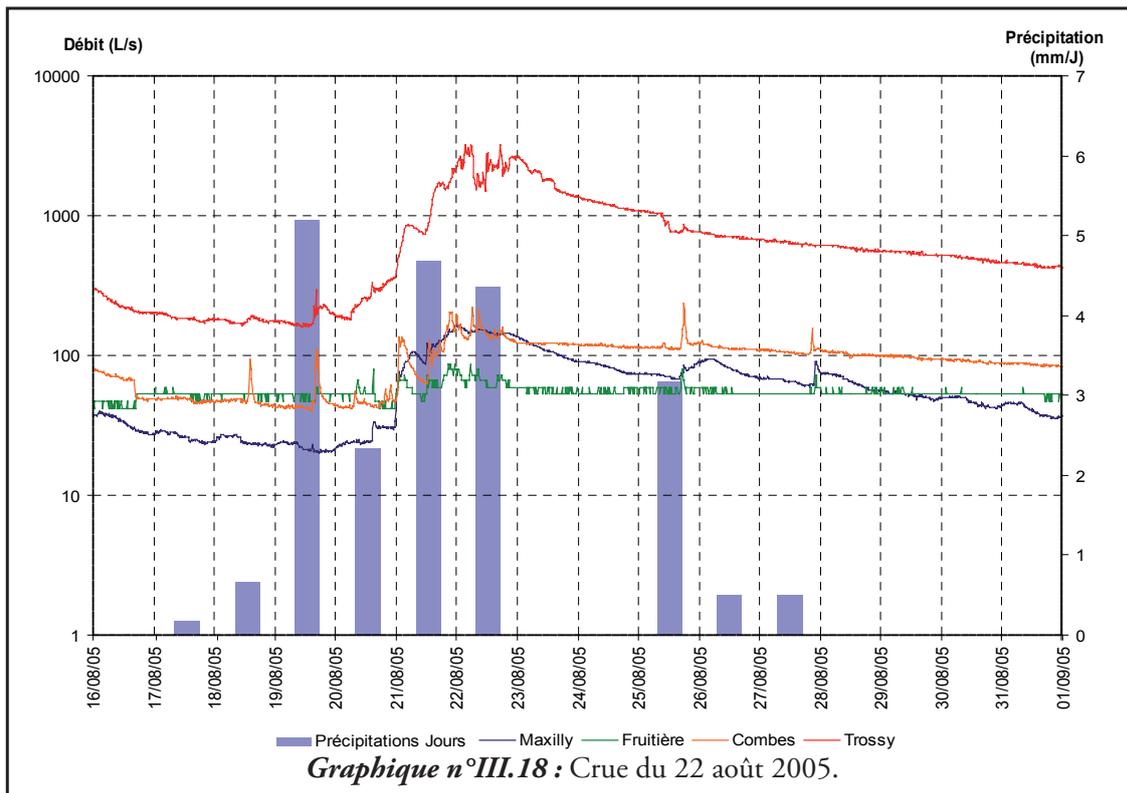
- Les altitudes et les pentes, qui diffèrent d'un bassin à l'autre (Graphique n°III.17) :
 - Ainsi, le BV du Drainan est marqué par une pente relativement constante, sans zone de replats. Au niveau des crues cela se traduit par une réponse très rapide aux précipitations puis un retour à des débits peu

différents des débits anté-crues.

- A l'inverse, les BV de Copsy et des Combes sont marqués par trois zones de pentes. Soit de l'amont à l'aval :

- une zone de pentes marquées,
- puis de faibles pentes
- puis de nouveau à l'amont des stations de mesures de débit une zone de pentes marquées.

Les zones de faibles pentes représentant 70 à 80% des surfaces cumulées de ces bas-



sins. Le bassin a donc une réponse rapide aux précipitations liée aux pentes fortes puis une décrue progressive liée au « stockage » des précipitations sur les zones plus planes.

- Quant au BV de Trossy, sa géométrie le situe en position intermédiaire entre les fonctionnements précédemment cités. Il a une réponse rapide liée à la superficie du bassin et aux fortes pentes de la partie amont puis une décrue progressive mais plus rapide que sur le ruisseau des Combes (par exemple).

Déphasage entre précipitations et crues.

La simple lecture des courbes de débit mise en parallèle avec celles des précipitations, ne nous permet pas de déterminer le déphasage entre les précipitations (station du Mont-Bénant) et les crues (Graphique n°III.19). En effet, la réponse semble instantanée, soit de l'ordre du pas de mesure des précipitations (l'heure).

Afin d'essayer de déterminer ce déphasage nous avons regardé ces déphasages par analyse corrélative croisée sur l'ensemble des données de l'année hydrologique retenue.

La corrélation croisée permet, si le signal est structuré, de faire apparaître les périodicités entre deux fonctions aléatoires. Ici, cela va nous permettre de mettre en évidence des déphasages entre les précipitations et les débits.

$$\text{Ainsi : } \rho_{12}(t) = \frac{\text{cov}[(P_1(x), P_2(x+t))]}{\sigma_1 \cdot \sigma_2}$$

$\rho_{12}(t)$: la corrélation croisée pour t,
t : le temps entre deux points,

P1 et P2 deux fonctions aléatoires (ici les chroniques de précipitations),

σ_1 et σ_2 les variances des fonctions.

Les corrélations croisées ont été réalisées sur les dérivées des données (ordre 1). Elles ont été regardées jusqu'à des déphasages de 5h sur des fenêtres de 2 jours à 50 jours glissées au pas de 6h. Seuls les résultats des corrélogrammes à 10j sont présentés (Graphique n°III.20).

Les résultats de ces corrélations confirment que les bassins ont des réponses impulsionnelles aux précipitations et que le déphasage moyen entre les pics de précipitations et les crues est de l'ordre d'une heure. Cela est dû à la taille des BV (moins de 18km²) et à leurs pentes.

III.II.b4 Comparaisons des débits de Trossy et de la station des Faverges

Pour déterminer s'il existe des pertes ou des arrivées significatives d'eau entre Trossy et les Faverges nous avons comparé les débits de ces deux stations (Tableau n°III.21).

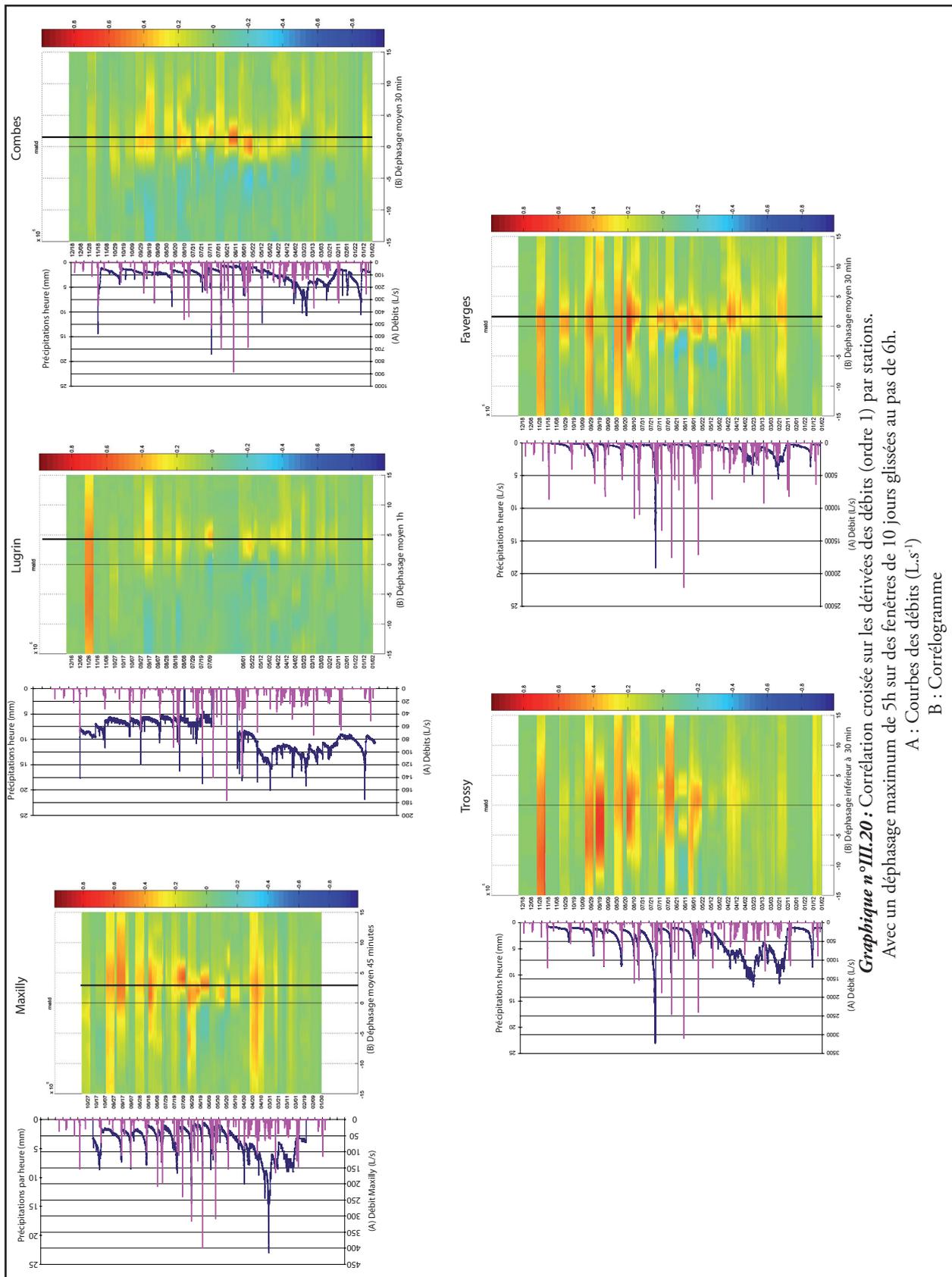
Il en ressort que pour les jaugeages du 17 juillet et du 17 août la différence de débit est de 160L.s⁻¹. Les apports des ruisseaux présents entre Trossy et les Faverges participent pour 50L.s⁻¹ dont 2,7L.s⁻¹ pour les eaux usées de la STEP. Il reste environ 100L.s⁻¹ dont il faut déterminer l'origine.

Ce volume peut difficilement s'expliquer simplement par les arrivées diffuses des eaux hypodermiques dans le bassin du Vernay. Nous pensons à des arrivées extérieures au bassin du Vernay. Deux zones sont susceptibles de fournir les débits voulus : la partie septentrionale du Mont-Bénant (Bassin de Copsy, et du Drainan) et le secteur Mont-Baron - les Trables au sud de la vallée de l'Ugine affecté par l'érosion karstique (spéléo-club des Mémises).

Si nous pouvons donner un sens à cette différence de débit observé entre Trossy et les Faverges les 17 juillet et 17 août, les valeurs de débits du 21 juin posent quelques problèmes. En effet, nous n'avons pas de différences de débits entre

	Faverges		Trossy		Arrivées des ruisseaux*	
	Débit (L.s ⁻¹)	Erreur (L.s ⁻¹)	Débit (L.s ⁻¹)	Erreur (L.s ⁻¹)	Débit (L.s ⁻¹)	Erreur (L.s ⁻¹)
21-juin-05	227	±29	236	±14	47,5	±10
17-juil.-05	354	±29	194	±39	49,9	±10
17-août-05	367	±33	206	±10	48,3	±10

Tableau n° III.21 : Comparaison des débits entre Trossy et Faverges
* : Arrivées d'eau des ruisseaux entre Trossy et Faverges - Localisation des stations figure n°III.17



les deux stations de mesures. Cependant, si nous déterminons le débit au Faverges en appliquant la loi de tarage à la hauteur d'eau enregistrée au limnimètre nous obtenons $327\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ ($\pm 15\%$) aux Faverges. Cette dernière valeur est en accord avec les deux résultats précédents. Nous considérons donc que nous avons commis une erreur le 21 juin sur la détermination du débit aux Faverges.

III.III Conclusions

Lors de cette étude cinq bassins versants et sous bassins versants ont été instrumentés. Les chroniques de hauteurs d'eau ainsi obtenues nous ont permis de connaître les débits des cours d'eaux aux exutoires pour l'année d'étude. Ainsi les débits sont pour :

Le bassin de Coppy, un débit moyen annuel de $66\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 10\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$;

Le bassin du Drainan un débit moyen annuel de $73\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 11\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$;

Le bassin des Combes un débit moyen annuel de $92\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 14\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$;

Le bassin de Trossy un débit moyen annuel de $410\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 61\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$;

Le bassin des Faverges un débit moyen annuel de $759\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 151\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$.

L'analyse des chroniques de débit a montré que nous avons des réponses très rapides des bassins versants aux précipitations. Cette réponse est de l'ordre d'une heure quel que soit le bassin considéré.

Au final nous pouvons considérer qu'il y a probablement des apports hydriques autres que les écoulements de surface et de sub-surface entre les stations de Trossy et des Faverges. Nous pensons que les karsts du Mont-Baron et des Trables pourraient être à l'origine de ces apports.

De plus nous avons pu mettre en évidence des réponses différentes des bassins aux précipitations neigeuses. En effet dans les chroniques de débits des bassins du flanc nord des Mémises - Mont-Bénant nous n'enregistrons pas de crues liées à la fusion nivale. Par contre dans les bassins de Trossy et du Vernay la fusion nivale contrôle les débits des cours d'eaux de mi-mars à début-mai. Cette réponse différente d'un versant à l'autre du Massif des Mémises Mont Bénant est due aux altitudes des bassins. En effet sur le flanc nord les altitudes moyennes sont inférieures à 1000m, ce sont donc des alternances régulières de précipitations neigeuses et de fontes qui se produisent pendant les mois d'hiver tandis que sur le flanc sud, l'altitude moyenne du bassin de Trossy qui est de 1500m est favorable au stockage de la neige ce qui implique la présence d'une fusion nivale non négligeable au printemps.

L'évapotranspiration comprend l'ensemble des processus d'évaporation des sols et de la transpiration du couvert végétal et dépend de plusieurs paramètres dont les conditions climatiques (température, ensoleillement, humidité de l'air, vent), la nature des sols, du couvert végétal [210] et la disponibilité en eau du sol.

Ainsi, l'évapotranspiration a tendance à augmenter avec les précipitations (jusqu'à une valeur limite) et à diminuer avec la baisse de température. « Il en résulte que le pouvoir évaporant de l'atmosphère est faible en saison froide » [197]

Comme nous n'avons pas réalisé de mesures directes, l'évapotranspiration a été estimée à partir des méthodes empiriques et analytiques. Les méthodes analytiques du type Penman et

Penman-Monteith [213-215] sont les plus utilisées et conseillées [210, 213] pour l'estimation de l'évapotranspiration. Il semble cependant que les formules empiriques de Turc [216] soient les plus performantes en milieu alpin et permettent d'établir une relation linéaire avec l'altitude [197] pour l'évapotranspiration réelle (sur un an).

Pour ces raisons après avoir précisé les principaux résultats de la bibliographie concernant la région éviaise, nous présentons les résultats d'évapotranspiration en fonction des méthodes de calculs Penman –Monteith et de Turc. Nous établissons ensuite une carte de spatialisation des évapotranspirations réelles et nous proposons un premier bilan hydrologique global.

IV.1 Les données bibliographiques

De nombreux travaux sur la région lémanique ont utilisé les formules de Penman et Turc pour déterminer l'évapotranspiration (Tableau n°III.22). Comme nous pouvons le voir, les valeurs, très différentes sont conditionnées par les périodes et la méthode utilisée (l'écart type sur Thonon entre les différents calculs est de 92).

Ces variations sont dues, pour une même méthode utilisée, à des approximations différentes d'un auteur à l'autre mais surtout aux variations des conditions climatiques pendant les périodes étudiées. Il sera donc difficile de comparer les résultats obtenus aux travaux antérieurs.

ETP	Cumulée (mm/an)	Type de calcul	Source
Thonon date ?	689	Turc	Blavoux 1965
Thonon 1966-1974	666	Turc	Jérémie 1976
Thonon 1963-1977	517	Turc	Sartige 1978
Thonon 1986-2000	700	Penman	Triganon 2002
Thonon 1998-2000	764	Penman	Triganon 2002
Thonon 1991-2005	772 (écart type 64)	Penman	INRA
St Paul 1998-2000	514	Penman	Triganon 2002
Abondance 1963-1977	442	Turc	Sartige 1978
Bassin de Trossy 1963-1977	372	Turc	Sartige 1978
Bassin du Maravant 1966-1974	505	Turc	Jérémie 1976

Tableau n°III.22 : Synthèse des données bibliographiques sur l'évapotranspiration dans la région d'Evian et de Thonon

IV.II L'évapotranspiration de référence

L'évapotranspiration de référence (ET₀) est la quantité maximale d'eau qui peut être évaporée et transpirée, sous un climat donné abondamment pourvu en eau, et cela par un couvert

de gazon de hauteur uniforme, couvrant totalement le terrain et en pleine période de croissance [210].

IV.II.a L'équation de Penman Monteith

Il s'agit d'une formule analytique :

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

in Allen *et al* [213]

Avec :

ET₀ : L'évapotranspiration de référence (mm.j⁻¹),

Rn : Le rayonnement net (MJ.m⁻².j⁻¹),

G : Le flux de chaleur du sol (MJ.m⁻².j⁻¹),

T : La température spécifique de l'air (°C à 2m du sol),

e_s : La pression de vapeur saturante (kPa)

e_a : La pression de vapeur effective de l'air du moment (kPa)

Δ La pente de saturation de la pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa °C⁻¹),

γ : La constante psychrométrique (kPa °C⁻¹),

u₂ : Le vent à 2m du sol (m.s⁻¹).

IV.II.b Les équations de Turc

Seules sont présentées ici les formules décadaires et mensuelles. La formule annuelle, qui ne correspond pas exactement à une ET₀ est décrite dans le paragraphe n°IV.III concernant l'évapotranspiration réelle.

Les formules de Turc sont des formules empiriques.

Avec :

T : la température moyenne de la période (°C),

Rg : le rayonnement global (cal.cm⁻²/jour).

Um : Humidité relative

IV.II.b1 Turc décadaire

$$ET_0 = 0,13 \times \frac{T}{T + 15} \times (Rg + 50)$$

si l'humidité relative(Um) est supérieure à 50%

Si non :

$$ET_0 = 0,13 \times \frac{T}{T + 15} \times (Rg + 50) \left[1 + \frac{50 - Um}{70} \right]$$

IV.II.b2 Turc Mensuel

$$ET_0 = 0,4 \times \frac{T}{T + 15} \times (Rg + 50)$$

si l'humidité relative est supérieure à 50%

Avec :

T : la température moyenne de la période (°C),

Rg : le rayonnement global (cal.cm⁻²/jour).

IV.II.b3 Spatialisation des évapotranspirations de référence de Turc

Lors de la spatialisation des données mensuelles d'ET_{0-Turc} nous avons utilisé les données

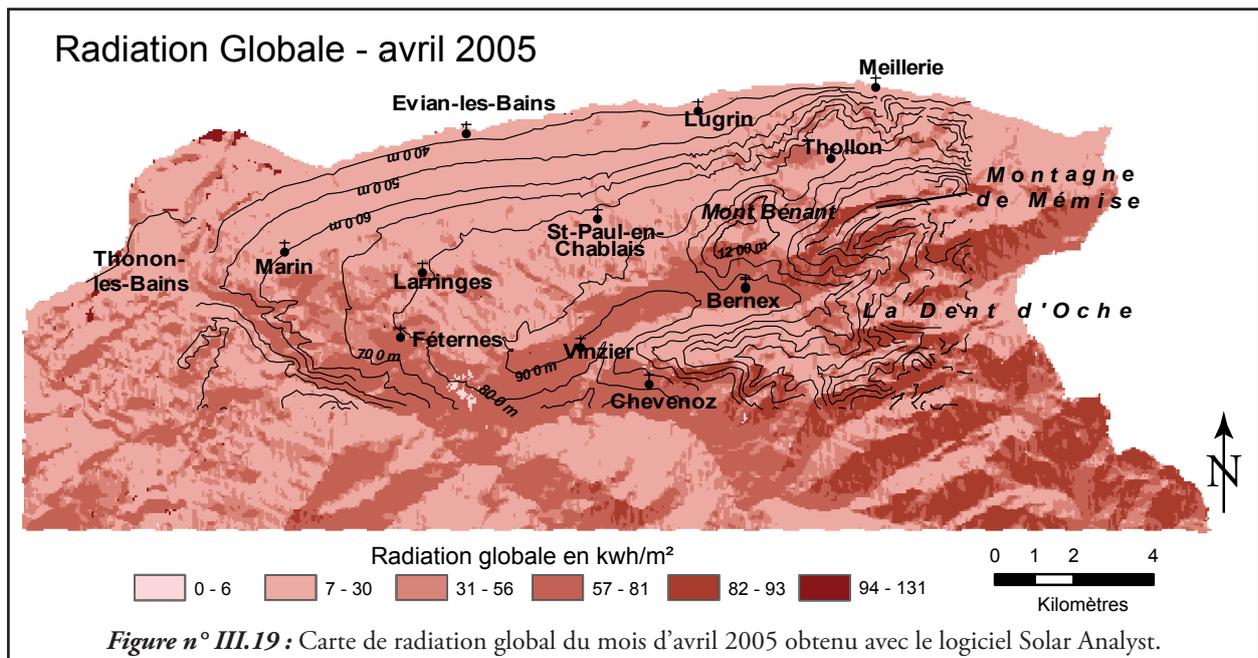


Figure n° III.19 : Carte de radiation global du mois d'avril 2005 obtenu avec le logiciel Solar Analyst.

	Nov. 04	Dec. 04	Jan. 05	Fév. 05	Mars 05	Avril 05	Mai 05	Juin 05	Juil. 05	Août 05	Sépt 05	Oct. 05	Nov. 05	Déc. 05	Jan. 06
Scionnex	83	89	80	76	73	73	71	66	68	72	77	80	81	85	86
St Paul	89	95	85	84	78	77	75	70	72	79	87	91	91	94	93
Bénant	96	86	84	90	89	90	88	87	88	92	94	88			

Tableau n° III.23 : Humidité relative mensuelle

de températures mensuelles spatialisées et posé comme approximation que les humidités relatives (Um) mensuelles restent supérieures à 50% sur l'ensemble de la zone d'étude quel que soit le mois considéré. Pour poser cette hypothèse nous sommes appuyés sur les mesures de l'Um mensuelles des stations de Scionnex, Gavot et Bénant où elles sont toutes supérieures à 50% (Tableau n° III.23).

De même le rayonnement global (RG) théorique a été déterminé à chaque point de la maille du modèle numérique de terrain avec l'outil « Solar Analyst » [218] de ArcGIS 3.1. Cette étape avait pour but de prendre en compte les effets de masques topographiques dans les calculs. La détermination du RG a été réalisée par temps clair. Pour illustrer les données mensuelles du rayonnement global spatialisées nous présentons ici la carte d'ensoleillement théorique du Nord Chablais (Figure n° III.19). Nous

voyons ainsi se détacher les zones fortement ensoleillées comme le flanc Sud du Mont-Bénant et les zones d'ensoleillement moindre comme le flanc Nord du massif des Mémises. Cependant ce logiciel surestime fortement l'ensoleillement (jusqu'à un facteur 10 par beau temps).

Après avoir essayé de réduire l'ensoleillement théorique en jouant sur le paramètre de clarté du ciel nous avons dû abandonner cette approche. Néanmoins nous pensons que si nous voulons par la suite optimiser le bilan hydrologique cette approche mériterait d'être explorée plus profondément entre autre avec une version plus récente de « Solar Analyst » (la version utilisée était une version gratuite). Il n'a donc pas pu être réalisé de spatialisation mensuelle de l'ET₀ selon la formule de Turc. Dans l'état actuel des données la seule spatialisation possible est celle réalisée à partir de l'équation de Turc annuelle (Cf. paragraphe IV.III).

IV.II.c Les résultats d'évapotranspiration de référence

La détermination de l'évapotranspiration de référence est discutée ici au niveau des stations où les paramètres nécessaires sont mesurés. Ces valeurs serviront de test de contrôle pour la spa-

tialisation des estimations annuelles.

Les évapotranspirations de référence décennales et mensuelles sont déterminées en prenant

en compte les dates de fusion totale du manteau neigeux (Cf. Chapitre II. Paragraphe n°II.III. b2).

Nous considérons ainsi (par exemple) qu'à la station du Mont Bénant le sol étant couvert de neige de mi-décembre à mi-mars nous n'avons pas d' ET_0 possible sur ce site à ces dates. De même nous attribuons une ET_0 nulle aux zones de roches nues.

Les résultats de calcul des ET_0 présentés dans le tableau III.24 montrent bien une baisse de celle-ci avec l'altitude entre la station de Thonon et celle de Gavot. Par contre entre les ET_0 de Bénant et Gavot, malgré un dénivelé de 390m, il n'y a pas de différences significatives de l'évapotranspiration de référence. En effet la différence maximale entre la station de Bénant et de Gavot est de $17\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ et cela quel que soit le mode de calcul.

Concernant les valeurs annuelles obtenues à Thonon, l' ET_0 déterminée avec la formule de Penman est plus forte de 60mm que celle calculée avec la formule de Turc. Cette remarque est également vraie sur 20 ans ($ET_{0\text{ Penman}} : 772 \pm 64\text{mm}$, $ET_{0\text{ Turc}} : 721 \pm 60\text{mm}$).

Le maximum d'évapotranspiration de référence est observé en juin sur les trois stations. A Thonon (Tableau n°III.25), sur les années 1971 à 2005 les ET_0 les plus fortes sont enregistrées généralement au mois de juillet, tandis que pour la période 1999-2005 le maximum d' ET_0 est enregistré au mois de juin. Il serait tentant de considérer que nous puissions avoir un décalage dans le temps du mois d'évapotranspiration le plus fort. Cependant, si nous reportons la différence $ET_{0\text{ juin}} - ET_{0\text{ juillet}}$ en fonction du temps sur la période de 1971 à 2005, nous n'obtenons pas de corrélation (coefficient de corrélation de 0,1).

ET_0 en mm	Bénant			Gavot			Thonon	
	Penman J.	Turc D.	Turc M.	Penman J.	Turc D.	Turc M.	Penman J.	Turc M
nov-04	11,47	9,3	5,6	12,37	8,4	9,3	22,3	20,4
déc-04	3,60	7,7	1,9	8,02	0,1	0,0	12,4	8,0
janv-05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,4	7,6
févr-05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,5	6,0
mars-05	48,50	36,8	20,7	44,09	31,3	25,9	45,9	44,5
avr-05	60,54	48,3	50,0	60,28	48,6	45,9	71,8	66,5
mai-05	95,07	83,7	86,5	99,87	92,2	94,7	112,7	107,7
juin-05	124,70	123,3	128,9	134,30	138,0	143,4	158,8	154,0
juil-05	113,38	114,8	117,1	120,18	124,4	127,4	149,3	139,8
août-05	88,91	90,9	93,3	89,40	90,6	93,0	109,3	105,3
sept-05	69,08	81,2	82,6	64,39	71,2	72,7	80,5	84,2
oct-05	41,56	61,4	63,2	33,83	47,5	48,7		48,6
nov-05				13,70	12,8	10,6	19,7	21,5
déc-05				7,56	0,0	0,0	9,8	3,9
janv-06				8,03	0,0	0,0	10,0	4,8
nov-04 à oct-05	656,80	657,31	649,92	666,73	652,30	661,00	798,90*	792,6
fév-05 à jan-06				667,61	656,65	662,30	790,3*	786,8

Tableau n°III.24 : Données d'évapotranspiration de référence (ET_0) pour les stations de mesures climatiques de Bénant, Gavot et Thonon en fonction des méthodes de calcul utilisées. (J : jour ; D : décade, M : Mensuel).

Pour la station de Thonon nous ne disposons pas des données nécessaires pour calculer l' ET_0 décadaire de Turc

* valeur indicative nous n'avons pas de valeur de l' ET_0 d'octobre. La moyenne d'octobre sur 20 ans Penman : $32,2 \pm 6,4\text{mm}$

TURC	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
THONON													
Moyenne 1971-2005	7,1	13,6	36,4	64,0	95,2	118,7	128,2	110,7	75,2	38,3	16,2	8,7	712,3
Minimum	0,0	0,0	15,5	35,3	68,2	92,7	103,1	95,9	57,7	23,2	8,2	3,9	615,5
Maximum	13,0	26,5	56,9	86,4	115,8	169,1	159,7	142,3	90,6	55,1	21,5	32,3	886,7
Ecart type	3,6	6,9	8,7	11,2	12,9	16,7	12,7	9,1	9,2	6,4	3,0	4,8	51,4
Moyenne 1985-2005	7,3	14,0	38,6	62,7	99,3	121,8	128,5	111,0	74,6	38,9	16,0	8,5	721,3
Minimum	0,0	0,0	20,8	35,3	73,6	96,4	109,9	95,9	57,7	23,2	8,2	3,9	615,5
Maximum	13,0	26,5	56,9	82,4	115,8	169,1	155,0	142,3	90,6	55,1	21,5	12,1	886,7
Ecart type	3,4	7,6	9,1	11,4	12,1	18,2	11,0	9,9	10,1	7,1	3,4	2,3	60,1
Moyenne 1999-2005	8,2	14,9	42,7	68,5	104,3	139,6	133,8	114,1	82,1	42,9	17,7	9,1	778,0
Minimum	6,7	6,0	34,5	55,8	85,8	117,4	113,5	100,6	68,2	34,5	12,4	3,9	703,4
Maximum	10,2	22,6	56,9	82,4	113,1	169,1	155,0	142,3	90,6	55,1	21,5	12,1	886,7
Ecart type	1,5	7,4	8,0	10,0	10,3	17,6	13,2	13,9	8,8	7,3	3,4	3,1	58,7
GAVOT													
Moyenne 1999-2005	0,7	4,8	27,9	48,8	91,9	132,4	125,6	105,9	70,6	37,8	9,8	2,4	658,7
Minimum	0,0	0,0	15,6	35,1	70,9	113,2	104,5	91,7	54,5	24,4	2,7	0,0	627,5
Maximum	2,9	13,1	38,2	56,6	104,4	162,2	141,5	133,2	80,9	52,6	14,8	8,0	740,9
Ecart type	1,2	5,9	7,0	7,8	10,4	16,8	12,0	14,1	10,3	9,8	4,8	3,3	42,1

Tableau n°III.25 : Données d'évapotranspiration de Référence (ET₀) pour les stations de mesures climatiques de Gavot et Thonon en mm d'après la formule de Turc mensuelle

IV.II L'évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle est la quantité d'eau qui s'évapore des plantes et du sol. Elle dépend du couvert végétal, du stade de développement physiologique de celui-ci et de l'humidité du sol. Ainsi, L'ETR est inférieure ou égale à l'ET₀.

La méthode pour déterminer les ETR consiste à considérer que l'humidité des premiers centimètres ou mètres du sol (suivant son épaisseur et sa nature) constitue la réserve utile (RU) en eau. Cependant, seule une partie de cette réserve utile est facilement utilisable (RFU) par les végétaux dans leur cycle d'évapotranspiration.

Ainsi l'ETR est déterminée à partir de l'ET₀, de la RFU et des précipitations disponibles au cours d'une période donnée (décade, mois).

En climat tempéré la réserve utile est généralement fixée à 100mm et la réserve facilement utilisable à 2/3 de la RU [2].

Dans la zone d'étude les sols sont bien développés jusqu'à l'altitude du Mont-Bénant. Au-delà leurs épaisseurs s'affinent ; ainsi sur le Massif des Mémises ils ne dépassent pas les 20 à 30cm et sont quasi nuls au-dessus des 1800m.

Nous n'avons pas effectué de mesures de terrain des RFU. Les RFU maximales ont été choisies en fonction des épaisseurs moyennes des sols, soit:

- A Thonon : 100mm
- Sur le plateau Gavot : 60mm
- Au Mont-Bénant : 40mm.

Nous pouvons ainsi déterminer les évapotranspirations réelles à chacune des stations à partir des données d'ET₀ précédemment citées ainsi qu'avec la formule de Turc annuelle.

ETR	Bénant							Thonon				
	Penman		Turc		Turc		Turc	Penman		Turc		Turc
	J.	ETR	D.	ETR	M.	ETR	A.	J.	ETR	M.	ETR	A.
	RFU	ETR	RFU	ETR	RFU	ETR	ETR	RFU	ETR	RFU	ETR	ETR
nov-04	40	11,5	40,0	5,6	40,0	9,3		100	8,1	100,0	20,4	
déc-04	40	3,6	40,0	1,9	40,0	7,7		100	10,4	100,0	8,0	
janv-05	40	0	40,0	0,0	40,0	0,0		100	13,4	100,0	7,6	
févr-05	40	0	40,0	0,0	40,0	0,0		100	22,5	100,0	6,0	
mars-05	40	48,5	40,0	20,7	40,0	36,8		100	45,9	100,0	44,5	
avr-05	40	60,5	40,0	50,0	40,0	48,3		96,1	71,8	97,5	66,5	
mai-05	40	95,1	40,0	86,5	40,0	83,7		100	112,7	100,0	107,7	
juin-05	40	95,5	40,0	95,5	40,0	95,5		42,8	86,3	47,8	91,3	
juil-05	0,0	113,4	0,0	117,1	0,0	114,8		0	95,5	0,0	95,5	
août-05	19,9	88,9	16,2	93,3	18,5	90,9		0	84,0	0,0	84,0	
sept-05	40	69,1	40,0	82,6	40,0	81,2		0	73,0	0,0	73,0	
oct-05	40	41,6	40,0	63,2	40,0	61,4				0,0	48,6	
nov-05								80,5	19,7	31,9	21,5	
déc-05								100	9,8	51,4	3,9	
janv-06								100	10,0	96,0	4,8	
nov-04 à oct-05		653,0		616,5		629,5	438,0		623,6		653,1	496
fév-05 à jan-06									631,2		647,3	480

Tableau n°III.26 : Données d'évapotranspiration réelle mensuelle et annuelle en mm pour la station de Thonon selon les formules de Penman journalier (J), de Turc mensuelle (M) et de Turc annuelle (A.)

IV.III.a L'évapotranspiration réelle aux stations de mesures.

Les évapotranspirations réelles (ETR) ont été déterminées aux stations de mesures de Thonon et de Bénant. Malheureusement les données de précipitations de la station de Gavot n'étant pas fiables les ETR n'ont pu être calculées pour ce site.

Au Mont-Bénant

Nous voyons que sur la période allant de novembre 2004 à novembre 2005, l'ETR la plus forte est au mois de juillet et conduit à une utilisation totale de la RFU. Il y a donc un déficit d'alimentation pour ce mois

A Thonon

Nous voyons que sur la période 2004 à 2005 l'ETR la plus forte est au mois de mai et que la RFU a totalement été utilisée de juillet à octobre. Il y a là aussi des déficits d'alimentation.

Dans les faits, depuis trois ans la RFU sur Thonon est totalement utilisée de juillet à octobre. Cet état n'est pas représentatif d'une situation « normale » (tableau n°III.27). En effet, si la RFU est fréquemment utilisée les mois d'août et de septembre, mois souvent déficitaires en eau ; elle n'est généralement pas utilisée dans sa totalité les mois de juillet et d'octobre. Ces faibles valeurs de la RFU sont à mettre en lien avec les faibles précipitations enregistrées ces trois dernières années.

RFU												
Thonon	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyenne	98,8	98,9	99,4	92,9	76,4	63,0	46,3	25,8	20,2	38,2	74,3	91,2
1971-2005	98,8	98,9	99,4	92,9	76,4	63,0	46,3	25,8	20,2	38,2	74,3	91,2
Minimum	58,0	67,6	87,0	58,6	23,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,4
Maximum	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	87,2	100,0	100,0	100,0
Ecart type	7,1	5,5	2,4	11,7	26,1	35,5	37,4	34,8	30,3	39,2	35,7	20,2

Tableau n°III.27 : Données de réserve facilement utilisable (RFU) mensuelle en mm pour la station de Thonon de 1971 à 2005

IV.III.b Les ETR Annuelles.

Pour déterminer l'ETR annuelle nous avons utilisé les ET_0 déterminées précédemment ainsi que la formule empirique de Turc annuelles qui donne directement un déficit d'écoulement assimilable à une ETR.

$$ET_0 = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{(300 + 25T + 0,05T^3)^2}}}$$

Avec

T : la température moyenne annuelle (°C),

P : les précipitations annuelles (mm).

Pour la période qui nous intéresse (01/02/05 -31/01/06), les évapotranspirations réelles obtenues par la formule de Turc annuelle ne sont pas en accord avec les travaux de Fourneaux & Sarrot-Reynauld [217] (tableau III.28) sur la relation altitude/ETR mesurée (case lysimétrique). En effet, comme le montrent les données du tableau n°III.27, plus l'altitude augmente plus nous observons des différences entre les ETR. Nous ne pouvons donc pas, en première approximation, utiliser cette équation pour spatialiser l'évapotranspiration sur la zone d'étude.

Les données d'ETR annuelle de la station de Thonon sur une période de 35ans (Tableau n°III.29) montrent que les ETR annuelles moyennes calculées par les méthodes de Turc mensuelles et de Turc annuelles diffèrent en moyenne de 16%.

Pour l'année hydrologique qui nous intéresse (Tableau n°III.25), l' $ETR_{\text{turc-annuelle}}$ est inférieure à l' $ETR_{\text{turc-mensuelle}}$ de 24% à Thonon et de 30% à la station du Mont-Bénant.

Cela signifie que les différences de résultats obtenues pour l'évapotranspiration réelle selon les méthodes de calculs (de 15 à 30%) vont nous obliger à être prudents sur l'interprétation du bilan hydrologique que nous allons réaliser.

En effet, 15 à 30% de différence sur les calculs d'ETR c'est une marge d'erreur d'au moins 15 à 30% d'erreur sur le bilan. Nous pouvons d'ores et déjà dire que le bilan ne pourra être considéré comme bénéficiaire ou déficitaire que si nous sortons de cette marge d'erreur.

Du 01/02/05 au 31/01/06	Altitude (m)	ETR turc annuelle (mm)	Formule de Fourneaux et Sarrot-Reynauld ETR = -0,24*Z+585 ±20 mm
Thonon	375	480	495 ±20
Evian	365	506	497,4 ±20
Scionnex	725	470	411±20
Bénant	1240	438	287,4 ±20
Mémises	1595	392	202,2±20

Tableau n°III.28 : Comparaison des ETR annuelles obtenues d'après la formule de Turc annuelle et de celles déterminés par la formule de Fourneaux et Sarrot- Reynauld [217].

Thonon 1971 à 2005	Turc M (mm)	Turc A (mm)	Différence entre Turc M et Turc A. (%)
Moyenne	626,7	529	15,54
Minimum	477	428	-10.2
Maximum	743	594	-20.1
Ecart type	78,6	38,5	

Tableau n°III.29 : Données d'évapotranspiration réelle annuelle en mm/an pour la station de Thonon selon les formules de Turc mensuelle (M) et de Turc annuelle (A.)

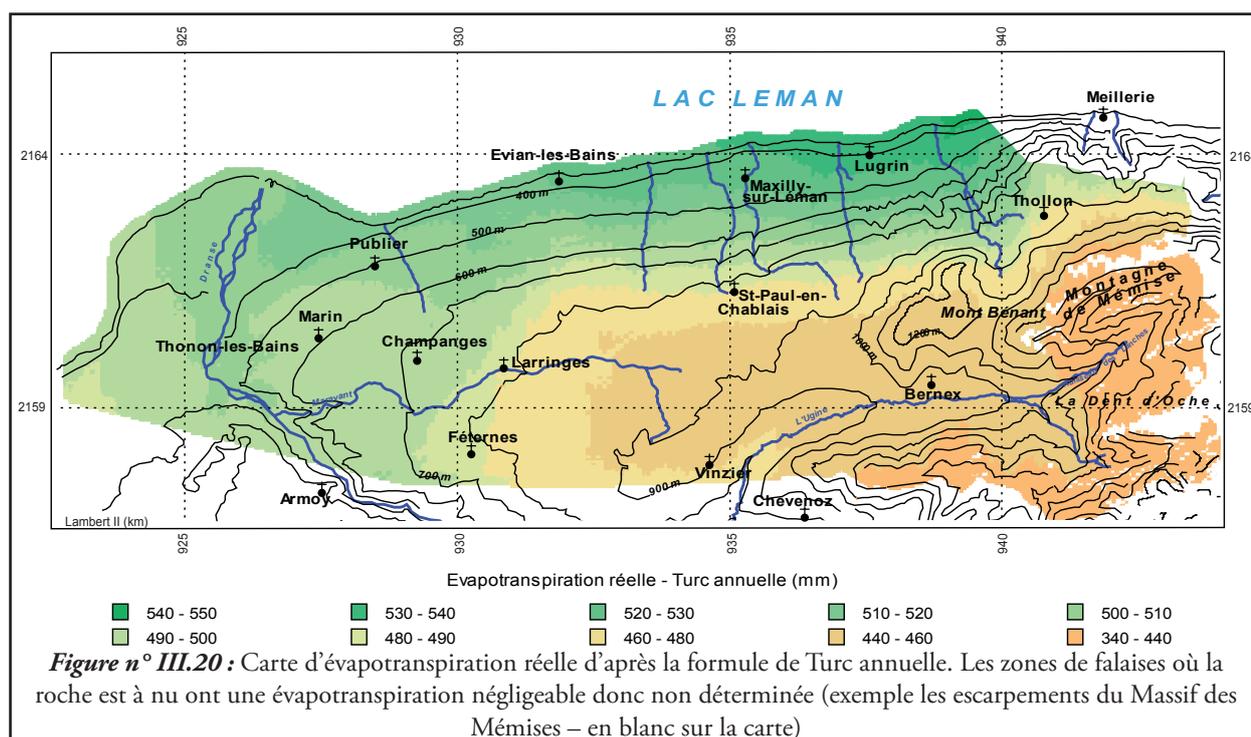
IV.III.c L'évapotranspiration réelle annuelle après spatialisation.

L'évapotranspiration réelle annuelle spatialisée sur la période février 2005 à janvier 2006 a été obtenue à partir des données de températures et de précipitations spatialisées et de l'équation de Turc annuelle.

Aux stations de références de Thonon et de Bénant les valeurs d'ETR calculées d'après les données de températures et de précipitations (enregistrées aux stations) sont de 496mm à Thonon et de 438mm au Mont Bénant tandis que les valeurs d'ETR obtenues à partir de la spatialisation des données de températures et de précipitations sont respectivement de 494mm à Thonon et de 448mm au Mont-Bénant. L'erreur sur la valeur de l'ETR de Turc annuelle à chacune des stations est donc de 2,9% entre le calcul direct et le calcul de spatialisation. Cette erreur

est négligeable par rapport aux 15 à 30% de différence obtenue à chaque station en fonction du mode de calcul choisi

La figure n°III.20 montre le résultat de cette spatialisation. Nous voyons que les bords du lac sont logiquement caractérisés par des ETR plus fortes que les zones d'altitudes. De même nous voyons que dans la vallée de l'Ugine, pour des altitudes équivalentes, les ETR sont plus faibles que sur le plateau de Thollon. Ces différences sont dues à l'influence du lac qui se fait sentir au niveau des températures jusqu'à une altitude de 1000m en rive sud du Léman. En effet, ces différences ne peuvent pas être imputées aux précipitations, celles-ci étant plus fortes sur le flanc sud des Mémises – Mont Bénant que sur son flanc nord.



IV.IV La pluie efficace

La pluie efficace est la pluie susceptible de s'infiltrer et/ou de ruisseler. Elle dépend donc des précipitations, de l'évapotranspiration réelle et de l'interception par le couvert végétal.

IV.IV.a L'interception

Les pertes par interception vont dépendre des conditions météorologiques et du type de couvert végétal [210]. Ainsi l'interception d'une pluie fragmentée en plusieurs épisodes sera beaucoup plus importante que l'interception d'une pluie de volume équivalent mais sur une durée continue. Cependant, la végétation (type densité, stade végétatif) constitue le facteur déterminant.

Les bassins versants qui nous intéressent sont essentiellement couverts de forêts, de prairies et d'alpages. Nous considérons que l'interception des végétaux d'alpages et de prairies est négligeable bien que dans les faits cette interception existe. Concernant les bois et forêts de feuillus que nous observons (taillis sous futaies, châtaigneraies) l'indice moyen retenu sur l'année est de 10% [220]. Enfin pour les surfaces couvertes de résineux nous retenons un indice d'interception annuel de 26%. Cet indice a été déterminé par des mesures réalisées pendant l'été 2005.

Les bois et forêts de résineux de la zone d'étude

sont généralement peu denses et les arbres sont fréquemment malades. Il nous est paru difficile d'appliquer les valeurs de la bibliographie pour les forêts d'épicéas (de 21 % à 59% in [210]) sans l'estimer sur le terrain d'étude.

Ces mesures d'interception ont été réalisées dans les bois de Mont-Bénant à 150m de la station météorologique (Figure n°III.21). Nous avons installé un pluviomètre cumulateur relevé au pas de 15 jours. Les écoulements le long des troncs n'ont donc pas été pris en compte dans les mesures. L'indice d'absorption ainsi obtenu est de 26%. C'est cet indice, conforme à l'indice moyen annuel de Reynolds & Thompson [220] qui a été retenu.

Pour intégrer la composante type de végétation dans les calculs des pluies efficaces la végétation a été digitalisée en trois ensembles (feuillus, conifères, alpages-prairie). Ce travail a été réalisé avec le logiciel Mapinfo en digitalisant les données de la carte topographique du secteur [219].

Par contre nous n'avons pas pris en compte les surfaces urbanisées dans les calculs.

IV.IV.b La pluie efficace. Les résultats

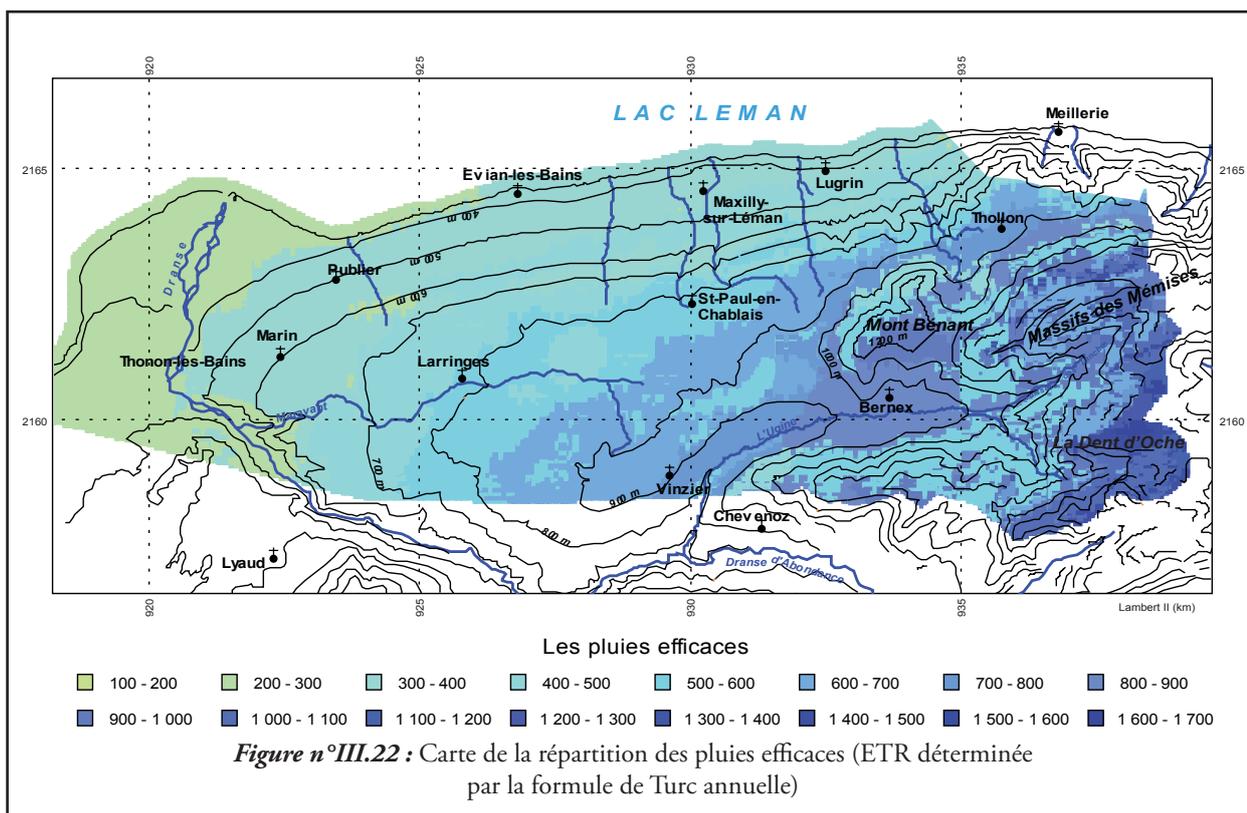
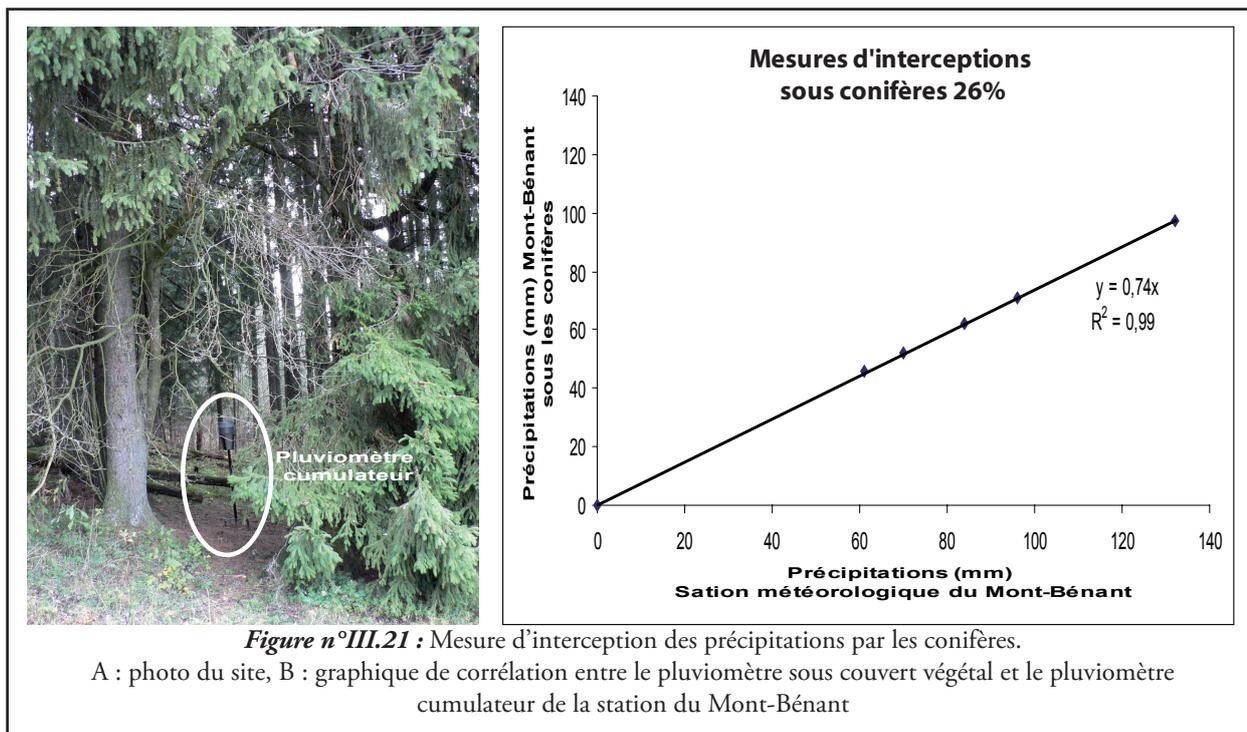
Nous obtenons ainsi une carte des pluies efficaces (Figure n°III.22) où nous voyons :

- L'effet du lac : Les valeurs des pluies efficaces sont dans les mêmes gammes de valeurs à Lugrin (400m d'altitude) qu'à Marin (580m d'altitude).
- L'effet de la végétation : par exemple, le flanc Nord-Est du Mont-Bénant est couvert de résineux et les volumes de pluies efficaces sont plus faibles qu'à sa base où dominent les prés, des zones humides et des bois de feuillus.
- L'effet des précipitations : Les précipi-

itations plus importantes dans la vallée de l'Ugine (secteur de Bernex) se traduisent par des pluies efficaces plus importantes que sur le plateau de Thollon.

- L'effet de l'absence de végétation : dans les secteurs de roches à nu les pluies efficaces sont égales aux précipitations (exemple le Mont César – entre Mont-Bénant et Massifs des Mémises)

L'erreur commise aux points de référence (stations météorologiques) est de 2,9% entre la valeur spatialisée et la valeur calculée à la station.



	BV des Mémises	BV des Combes	BV du Drainan	BV de Coppé	BV du Verany	BV de Trossy	BV de Trossy et BV du Vernay
Pb mm ±							
10%	756	776	805	824	863	967	938
Pe mm±							
35%	263	276	287	304	353	471	437
% de Pe/P	34,8	35,5	35,6	36,9	40,9	48,7	46,6

Tableau n°III.30 : Les pluies efficaces par bassin versant (Pb : pluie brute, Pe : pluie efficace)

A partir de cette carte de pluies efficaces (Pe) il a été possible de déterminer les pluies efficaces par bassin versant. Ainsi les pluies efficaces représentent de 263mm(\pm 118mm) à 471mm(\pm 212mm) (Tableau n°III.30) selon les bassins versants soit de 35 à 50% des précipi-

tations brutes. Nous obtenons 35 à 40% des précipitations brutes dans les bassins versants ne présentant pas ou peu de roches à nu et 45 à 50% des précipitations brutes dans les autres bassins versants.

IV.V Conclusion

Comme nous venons de le voir la détermination de l'évapotranspiration de référence, de l'évapotranspiration réelle puis des pluies efficace sur une zone d'étude se confronte à un certain nombre de difficultés que sont :

- Les données (T° , P, ensoleillement, vent, humidité relative, épaisseur des sols, détermination de la réserve facilement utilisable...),
- le choix de la méthode de calcul et enfin la spatialisaiton des données.

L'intégration de l'ensemble de ces contraintes oblige à une grande prudence sur la validité du résultat final.

Ainsi l'erreur totale commise sur la pluie efficace est de 43%. Cette erreur se décompose comme suit :

- 15% sur les précipitations, soit 197mm
- 30%, (soit 134mm) due à la variabilité des résultats d'ETR en fonction de la méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle choisie. En effet, il ne nous a pas été possible d'installer de case lysimétrique et la période d'étude est marquée par un fort déficit des précipitations. Nous ne sommes donc pas en

mesure de qualifier la validité d'une approche plus qu'une autre. Il a donc été décidé de retenir comme erreur la variabilité des résultats en fonction des approches. .

Un premier bilan hydrologique peut être réalisé sur les cinq bassins versants étudiés (tableau n°III.31). Ainsi pour une température moyenne de $6,3^\circ\text{C}\pm 0,6^\circ\text{C}$, des précipitations moyennes de $1312\text{mm}\pm 197\text{mm}$ toujours sur l'ensemble des bassins versants, un débit moyen de $997\text{L.s}^{-1}\pm 150\text{L.s}^{-1}$, une lame d'eau disponible au ruissellement de $890\text{L.s}^{-1}\pm 383\text{L.s}^{-1}$ nous avons un gain hydrique théorique de $106\text{L.s}^{-1}\pm 61\text{L.s}^{-1}$.

Nous voyons que l'erreur sur les mesures de débits suffit à expliquer ce gain hydrique apparent. Nous pouvons en déduire que sur la zone d'étude prise dans sa globalité le bilan hydrogéologique est équilibré, c'est-à-dire qu'il n'y a ni perte ni gain hydrique pouvant être mis en évidence dans ce premier bilan. Il va nous falloir nous poser la question bassin versant par bassin versant.

	Température	Précipitation	ETR (Turc annuel)	Cours d'eau	Disponible		Susceptible de s'infiltrer
	$^\circ\text{C}$				mm	L.s ⁻¹	
Moyenne	$6,3\pm 0,6$	1312 ± 197	446 ± 134	997 ± 150	761 ± 331	890 ± 383	-106 ± 61
Minimum	1,8	917	344		343	401	
Maximum	10,9	1624	533		1624	1901	
Ecart type	1,6	129	34		245	286	

Tableau n°III.31 : Bilan hydrogéologique global.

Afin d'affiner les connaissances sur les circulations hydrogéologiques nous avons effectué deux campagnes de traçages chimiques. Une campagne a concerné le Mont-Bénant et une autre le Massif des Mémises. Ces traçages font suite à ceux de Sartiges [91] et de Sésiano [221].

En parallèle de ces traçages chimiques nous avons bénéficié de mesures de traceurs isotopiques (^{18}O et ^2H) qui nous permettent de mieux identifier les altitudes des zones de recharges des aquifères débordant ou se déversant au niveau des sources.

V.I Résultats des traçages chimiques antérieurs

Les expériences de traçages réalisées par Sartige [91] en 1977 avaient pour objectifs :

- de déterminer le (ou les) bassin(s) versant(s) géologique(s) du synclinal perché des Mémises. En effet, (Partie II, chapitre II) le synclinal des Mémises est contrôlé en partie

par des accidents plus ou moins orientés Nord 150-160E limitant des secteurs susceptibles d'alimenter plusieurs bassins.

- de voir s'il existait des liens entre la nappe aquifère du Fayet et celle du Lain (Commune de Thollon).

V.I.a Les Mémises

Des traçages des Mémises¹, seule la Rhodamine injectée au Chalet des Mémises a pu être identifiée dans un des ruisseaux de Locum, montrant ainsi un lien entre la source du chalet des Mémises et le ruisseau de Locum. Mais, compte tenu des difficultés rencontrées lors de cette expérience, les taux de restitution enregistrés par Sartiges (entre 87% et 94,5%) ne sont pas réellement significatifs. En effet les sols étaient saturés en eaux et le traceur a totalement ruisselé. Quant à l'Uranine injectée dans le Vallon des Mémises (1575 m NGF), elle s'est totalement infiltrée. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer cette infiltration totale :

- Un temps de séjour dans les nappes aquifères supérieur au suivi de l'étude (27 jours).
- Une dilution de l'Uranine au-delà du

seuil de détectabilité du matériel employé (0,05 à 0,01 mg.L⁻¹) dans les nappes aquifères des formations calcaires et/ou dans les formations quaternaires.

- Des sorties éventuelles à la base du Malm masquées par les formations quaternaires : le passage entre ces formations pouvant se faire à la faveur de niveaux plus perméables dans les tills ou « de ruisseaux de trop plein se perdant rapidement dans les sols ». Nous n'aurions donc pas dans ce cas possibilité de suivre l'Uranine.

Si l'absence de résurgence d'Uranine et les résultats peu satisfaisants de la Rhodamine ont permis à Sartiges de confirmer l'existence d'une (ou deux) nappe(s) associée(s) au synclinal des Mémises, ces expériences de traçages ne lui ont pas donné la possibilité de déterminer le(s) bassin(s) contenant ces aquifères. Seule l'étude des données stratigraphiques et struc-

¹ Pour la localisation des sites se reporter à la carte en fin de document

turales l'autorise à considérer que les eaux des Mémises alimentent globalement le flanc Nord des Mémises.

Concernant ce traçage, Sésiano [221] surpris du résultat négatif obtenu par Sartiges a recommencé la coloration à la fluorescéine en

mai 1985. L'injection s'est faite dans la partie aval du synclinal (X : 936350, Y : 2164850, Z : 1470m – Lambert II) par temps de pluie. Le suivi sur 25 jours de la source de L'Echelle, du Ruisseau de L'Echelle (dans sa partie médiane) et de l'Ugine sont là aussi restés négatifs.

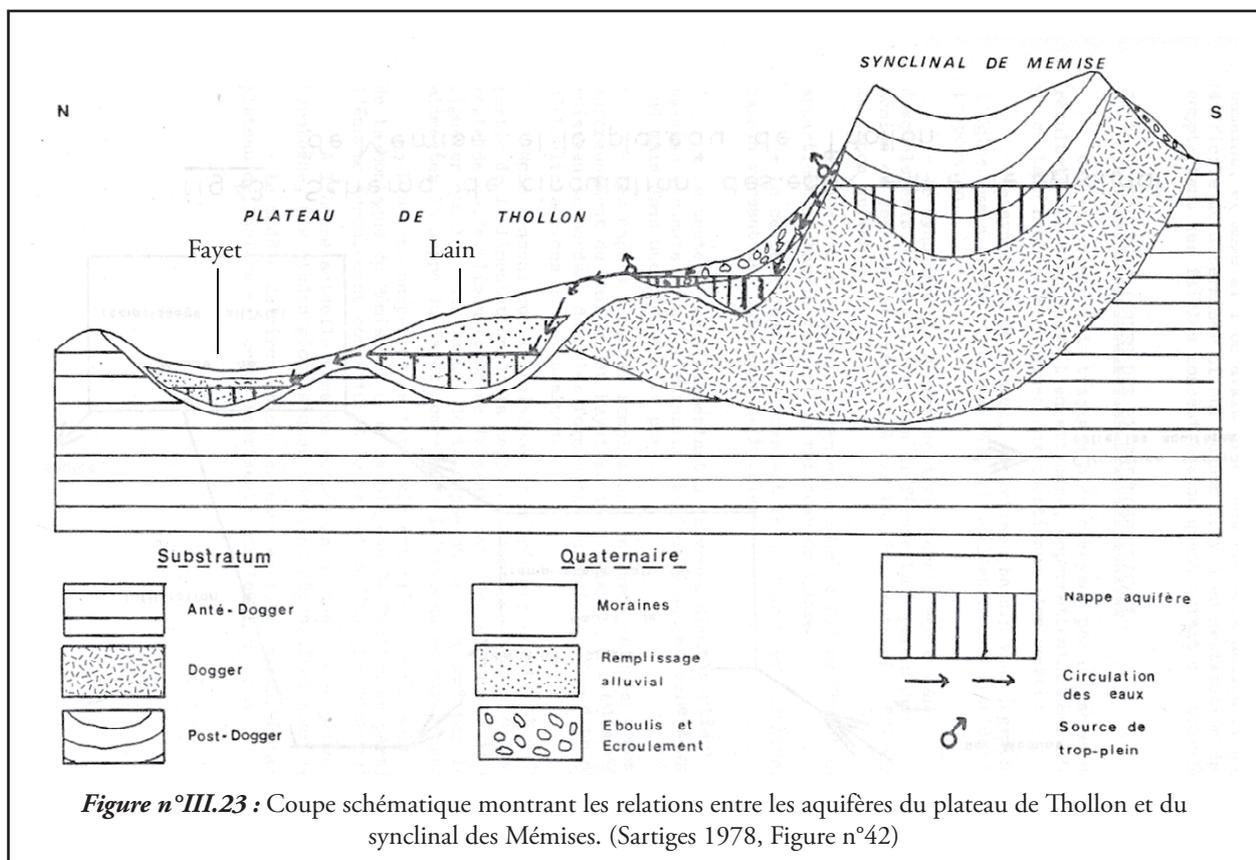
VI.b Le Lain et Le Fayet

Le traçage à base d'Uranine effectué par Sartiges au Lain a donné un taux de restitution de 20% à 30% sur l'ensemble des émergences de la nappe du Fayet. Pour Sartiges, ce résultat tend à montrer que nous aurions une alimentation de la nappe du Fayet par le trop plein de la nappe du Lain (Figure n°III.23). Il est à remarquer que cette hypothèse d'une partie de l'alimentation de la nappe aquifère du Fayet par le trop plein de la nappe du Lain avait déjà été émise par Doudoux [110].

De cette expérience et en particulier, des temps de restitution (après 1 mois de suivi l'Uranine était toujours détectable) et des faibles

vitesses de circulation dans les nappes (vitesse moyenne de 2 m.h-1), il déduit qu'il aurait fallu plus de 35 jours à l'Uranine injectée sur le synclinal pour être détectée dans les sources du plateau de Thollon. Ce temps est supérieur au suivi d'une part et, d'autre part, compte tenu de la dissolution, les chances de détecter le traceur auraient été très faibles.

Concernant toujours le flanc Nord des Mémises, Sartiges considère que nous pourrions avoir le même type de nappes que celle du Fayet au niveau de l'écroulement du replat de « Sur les Plagnes » au Sud de Thollon.



V.II Généralités sur les traçages

Les traçages chimiques permettent de mieux appréhender les zones de recharges des aquifères dont on connaît les sources et de déterminer les

directions privilégiées d'écoulements [222] aussi bien en systèmes karstiques (Mémises) qu'en systèmes fracturés (Bénant).

V.II.a Les capteurs

Nous avons utilisé deux types de capteurs :

- Des filtres à charbons actifs.
- Des préleveurs automatiques.

V.II.a1 Les filtres à charbons actifs

L'avantage des filtres à charbon est de permettre des évaluations sur le long terme ; l'accumulation de traceur sur une longue durée de traçage permet en effet d'augmenter les concentrations analysées et donc la sensibilité de détection par rapport au préleveur automatique. Enfin, cette méthode est peu coûteuse en matériel et manutentions.

Cependant, il ne permet pas d'avoir une date exacte d'arrivée du traceur, de quantifier les concentrations de traceurs en fonction du

temps ; il concentre la matière organique dont la fluorescence naturelle peut masquer le traceur [222] et enfin il peut subir une abrasion mécanique (par friction des grains de charbons) quand il est placé dans des eaux, même peu agitées.

V.I.a2 Les Préleveurs automatiques

Les préleveurs automatiques permettent un échantillonnage intensif sur des périodes données. Ainsi ils donnent avec précision (au pas de prélèvement) les dates d'arrivées des traceurs et la possibilité de quantifier les concentrations en fonction du temps [222].

Cependant, ces appareils demandent des passages réguliers et ne sont pas à l'abri de pannes.

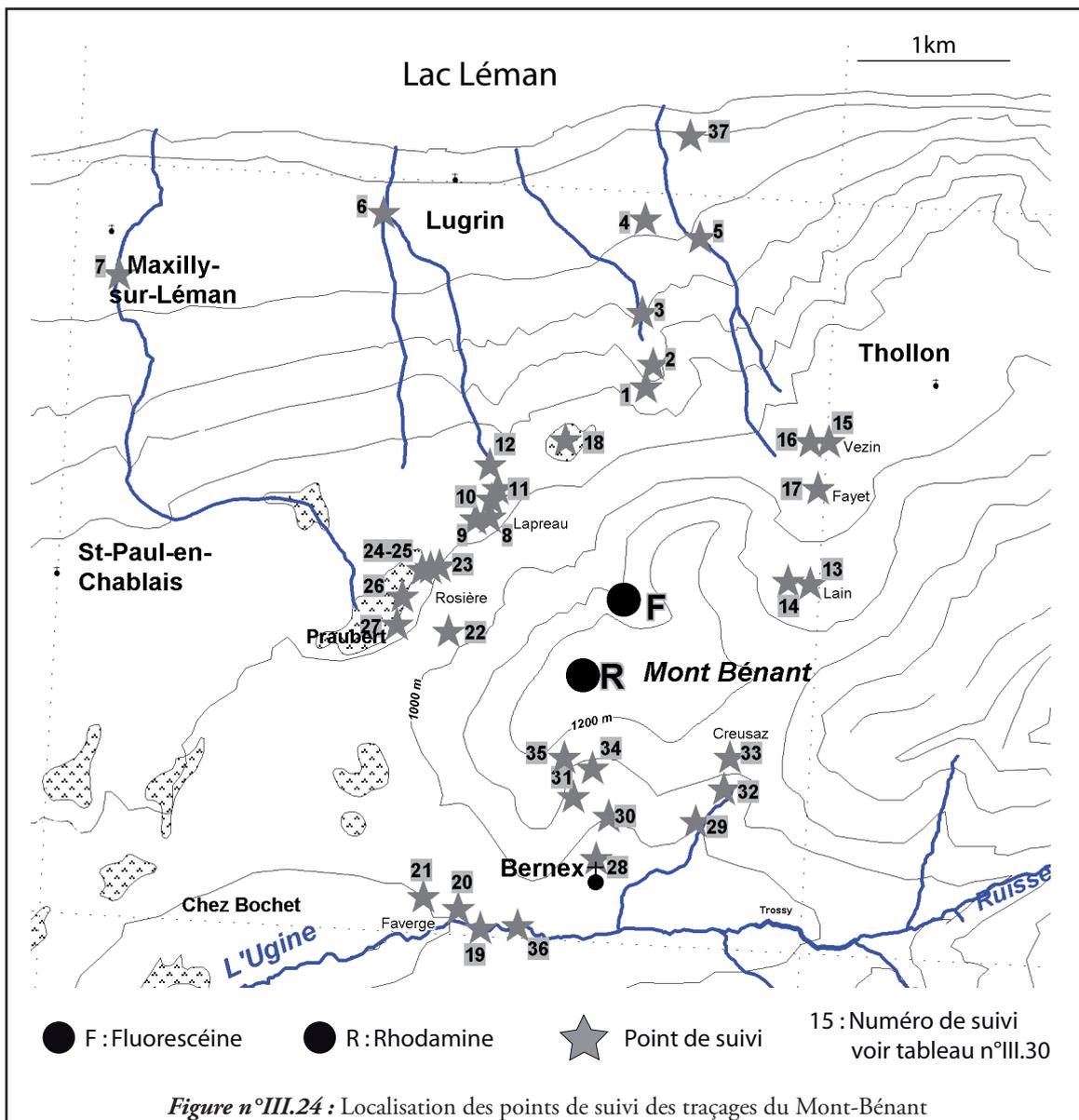
V.II.b Le choix des capteurs

Notre objectif lors de ces traçages était d'obtenir une simple réponse binaire (oui/non). Ne cherchant pas à quantifier les écoulements et disposant de nombreux points de suivis nous avons opéré de la façon suivante :

- Pour la première campagne de traçage : exclusivement avec les filtres à charbons actifs.
- Pour la deuxième campagne : avec les filtres à charbons actifs et mise en place du

préleveur automatique sur un point où nous espérons une réponse positive et rapide.

Les charbons ont été conditionnés en chapelets de 12 dans de petits sachets de nylon opaques. Nous les avons placés, autant qu'il était possible, à l'abri de la lumière et dans des zones de faibles courants.



V.III Les traçages du Mont Bénant

V.III.a L'injection

Pour la campagne de traçage du Mont-Bénant qui a débuté le 10 septembre 2004 nous avons utilisé deux points d'injections (Figure n°III.24 et photos III.8):

Une injection de 4kg de fluorescéine à la faveur du petit ruisseau qui descend vers le hameau de Lapreau et se perd totalement à l'altitude de 1100m (Ce ruisseau n'est pas indiqué comme pérenne sur les cartes bien qu'il le soit dans sa partie supérieure).

Une injection de 5kg de Rhodamine dans une dépression due à un effondrement (comblé par des gravas et 30 cm de terre) qui s'est produit au printemps 2003 dans les alpages du Mont-Bénant. Cet effondrement se situe dans la prolongation d'un sillon de 20 à 30m de long. Pour permettre l'injection nous avons utilisé une tonne à eau de 500 litres

Remarque : Globalement lors de traçages longs, la fluorescéine est plus intéressante que la rhodamine. En effet elle est moins absorbée par les argiles et son seuil de détection est 10 fois plus faible (fluorescéine seuil à 0.001 ppb – rhodamine seuil à 0.01ppb) [222].

V.III.b Le suivi

Les 36 points de suivis ont été répartis de la façon suivante (Figure n°III.24) :

- Les cours d'eau où nous avons nos stations de mesures de débit (n°3, 5, 7 et 36).
- Les sources du Mont-Bénant et alentours proches
 - Hameau de Bénant (34, 35)
 - Hameau de Creusaz (29, 32, 33)
 - Entre le hameau de Bénant et Bernex (28, 30, 31)

- Faverges (19, 20, 21)
- Aux Roseires (22, 23, 24, 25, 26 27)
- Lapreau (8, 9, 10, 11, 12, 18)
- Le Lain, le Fayet et chez les Vezins (13, 14, 15, 16, 17)
- Les sources de Lugrin et du vallon de Vallonne (1, 2, 3, 4, 37)

V.III.c Les résultats

Les charbons ont été prélevés à 3, 6, 9, 15 jours, 1 mois puis une fois par mois jusqu'au mois de mai 2005. Malheureusement sur les trois derniers mois il y a eu beaucoup de pertes de charbons. Enfin nous avons laissé un charbon dans certains sites pour les prélever en août et en décembre 2005.

Nous avons eu des résultats positifs (Tableau n°III.32, Figure n°III.25) :

- A la fluorescéine aux Roseires d'Amont (Source de la grotte de Lourde – n°22) fin fé-

vrier et fin mars aux Roseires d'Aval (Bassin de Mr Burnet – n°23)

- A la Rhodamine fin mars au forage du Lain (n°13)

Remarque : Traitement des charbons : Les charbons prélevés ont été placés pendant 15 minutes dans une solution d'alcool avec 5% d'ammoniac puis après filtrage de la solution celle-ci a été passée au spectromètre (λ : 400nm à 700nm)

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
		13/09/04	16/09/04	20/09/04	23/09/04	01/10/04	07/10/04	14/10/04	29/10/04	23/11/04	21/12/04	02/02/05	21/02/05	21/03/05	05/04/05	15/05/05	23/08/05
Site																	
1	Catrinon																
2	Gros Noyer																
3	Vallonne									R							
4	Troubois																
5	R. Combes									R	R						
6	R fruitière										R						
7	R. Maxilly																
8	Laprau - Ferme 1										R						
9	Laprau - Ferme 2																
10	Laprau Humide 1																
11	Lapreau Humide 2																
12	Lapreau Humide																
13	Lain forage										R						
14	Lain puit																
15	Vesin Est																
16	Vesin Ouest										R						
17	Fayet																
18	Lapreau Est																
19	Faverge Forage																
20	Mercier)																
21	Les Charmiez																
22	Rosière Amont												R				
23	Rosière Aval - 1																
24	Rosière Aval 2																
25	Rosière Aval 3									R							
26	Rosière Aval - Humide 1																
27	Rosière Aval - Humide 2																
28	Lugeon (bernex)																
29	Buttay (Bernex)									R	R						
30	Entre Benand/Lugeon Est																
31	Entre Benand/Lugeon Ouest																
32	Creusaz Sud																
33	Creusaz Eglise																
34	Benand																
35	Bénand - Chemin																
36	Faverge - Ugine																
37	Carrière de la Maladière																

MO Matière organique importante
 Vièrge ou non détecté
 Fluorescéine présente
 Rhodamine présente
 Charbon absent
 Charbon non posé
R : Charbon remplacé

Tableau n°III.32 : Résultats des traçages du Mont Bénant

V.III.d Discussion des résultats

V.III.d1 Traçage à la fluorescéine

La première remarque que nous devons faire concerne la réponse négative obtenue aux sources de Lapreau. En effet ces sources sont à la base du cône du ruisseau au-dessus duquel le colorant a été injecté. Nous en concluons qu'el-

les sont alimentées par la partie superficielle et basale du cône.

La deuxième remarque concerne la réponse positive obtenue aux sources des Roseires. Topographiquement nous avons un point haut

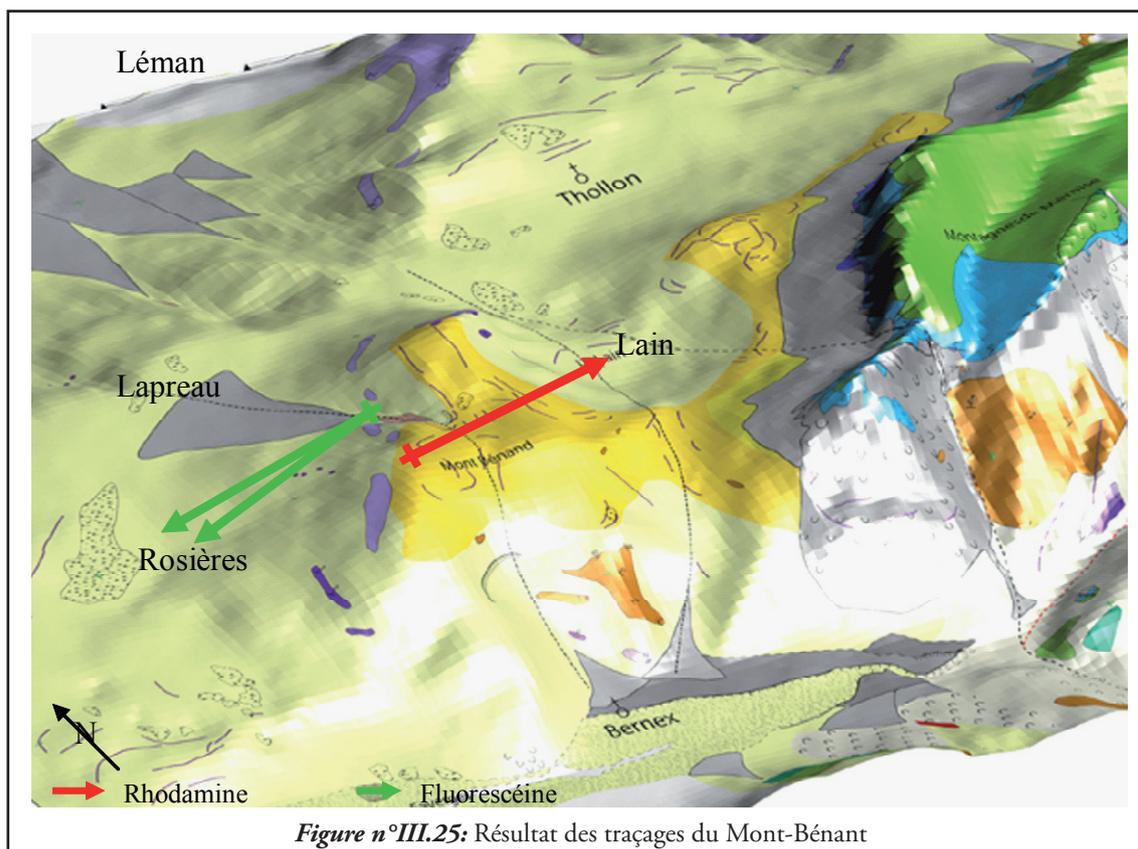


Figure n°III.25: Résultat des traçages du Mont-Bénant

entre le point d'injection et les sources ; de plus le cône du ruisseau de Lapreau ne s'étend pas au Sud-Ouest jusqu'à ces sources. Nous sommes donc obligés d'envisager une circulation des eaux, entre l'injection et les sources, par le substratum. Pour nous, cette circulation se fait probablement, en partie, par les accidents EEN-WWS qui affectent le Mont Bénant (Cf. Conclusion géologie).

Enfin, nous avons une réponse positive à 6 mois pour une distance de 1,2km ce qui nous donne une vitesse moyenne de transfert de $7,6 \cdot 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

V.III.d2 Traçage à la Rhodamine

La réponse positive au traçage à la rhodamine implique deux remarques :

Premièrement, la réponse positive observée au lain implique que l'accident normal-décrochant passant par le hameau de Bénant (Cf. partie géologie) est au moins en partie perméable, c'est-à-dire transparent au niveau de certaines circulations souterraines alors que l'on s'attendait plutôt à ce qu'il les arrête ou les détourne.

Deuxièmement nous avons là aussi une réponse positive à 6 mois pour une distance de 1,6km entre l'injection et le Lain ce qui nous donne une vitesse moyenne de transfert de $1,0 \cdot 10^{-4} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Cependant, nous considérerons que cette réponse à 6 mois est à prendre avec beaucoup de précautions. En effet, nous avons effectué notre injection en zone non saturée cela implique [222] :

- Des vitesses plus lentes dans la partie non saturée que dans la partie saturée qui nous intéresse.
- Des possibilités de piégeage dans les sols avec des possibilités de restitutions à très long terme (parfois des années).

De plus nous avons effectué l'injection du colorant mi-septembre espérant bénéficier des précipitations d'automne pour « pousser » le colorant (nous avons simplement « poussé » avec une tonne à eau) or celles-ci ont été très déficitaires (de septembre à mi-octobre). Puis dès fin novembre nous avons eu des précipitations neigeuses qui sont restées stockées sur le Mont-Bénant et n'ont fondu que mi-mars lors d'un fort redoux et de précipitations pluvieuses. Nous devons donc nous poser la question de sa-

voir si nous n'avons pas eu stockage du colorant pendant la saison hivernale puis chasse lors de la fonte. Dans ce cas le temps de transfert pourrait être plus court que celui que nous avons obtenu.

Pour répondre et mieux connaître les vitesses de transfert il faudrait réitérer ce traçage à la fonte nivale.



Photo n°III.9 : Le Traçage à la rhodamine des Chalets de Mémises

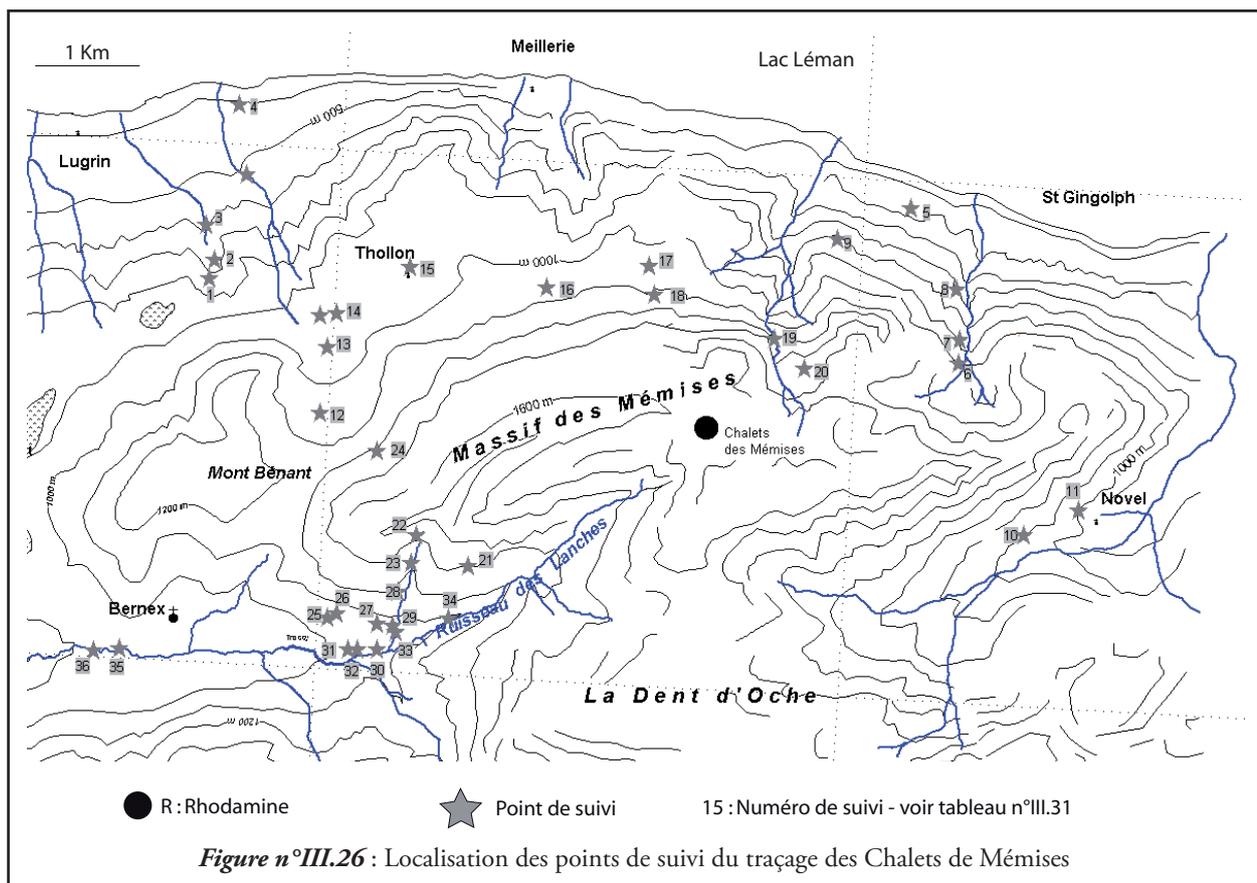


Figure n°III.26 : Localisation des points de suivi du traçage des Chalets de Mémises

V.III Les traçages du Massif des Mémises

Deux traçages étaient programmés dans le synclinal des Mémises : celui de la terminaison occidentale des Mémises et celui des chalets d'alpages. Seul celui des chalets d'alpages a pu être réalisé (Figure n°III.26, Photo n°III.9). En effet, lorsque nous avons voulu effectuer le traçage de

la terminaison occidentale des Mémises la fonte était déjà très avancée et les écoulements de surface n'étaient pas suffisants pour le permettre et nous n'avions pas la possibilité de faire monter une tonne à eau

V.IV.a Injection et protocole de prélèvement

Pour la campagne de traçage du Massif des Mémises qui a débuté le 19 mai 2005, nous avons injecté 5kg de la rhodamine dans la petite perte karstique du Malm, du bassin des chalets d'alpages des Mémises (100m au Sud de ceux-ci, altitude 1660m). La perte karstique n'est plus active : elle a été en partie cimentée lors de la construction du bassin. Nous avons donc relié la perte à la cascade alimentant le bassin par un tuyau qui a débité environ 1L.s⁻¹ pendant 30 jours.

Les points de suivis

Le traçage a été suivi en 36 points par charbons actifs et en un point par préleveur automatique (résurgence karstique du Boeul - n°6, Figure n°III.26).

Les 36 points de suivis ont été répartis de la façon suivante (Figure n°III.26):

- A l'aval du bassin topographique des Mémises
 - Dans les sources communales de Bernex et d'Evian et Thollon (n°12, 23, 25, 27 à 29 et 30 à 32)

- Dans le ruisseau de l'Echelle et dans quelques petites sources (21, 22, 24 et 33)
- Dans le forage des Faverges (n°36)
- Dans l'Ugine (n°35 et 34)
- Dans les sources du plateau de Thollon (n° 13 à 18), dans les captages Est de la commune (n°18, 20) et dans le ruisseau de Locum (n°19).
- Dans le secteur de Bret et du Boeul (sources karstiques) (n°5 à 9)
- A Novel (n°10 et 11)

Les prélèvements

Les charbons ont été prélevés à 5, 11, 19, 32 jours puis fin juin, fin juillet, fin août et enfin en décembre 2005. Au niveau de la résurgence karstique du Boeul le préleveur a effectué un prélèvement toutes les 6 heures stocké dans un flacon par 24h (soit 4 prélèvements par flacon par 24 h) et cela pendant deux mois avant que les charbons actifs ne prennent le relais jusqu'en décembre 2005.

V.IV.b Les résultats

Les résultats ont été positifs (tableau n°III.33 et figure n°III.27) :

- A 4 jours à la résurgence du Boeul (n°6 – altitude 920m). La coloration était visible à l'œil nu dans les flacons du préleveur. Malgré le fonctionnement temporaire de la source du Boeul (uniquement lors de la fonte et de très fortes précipitations) les prélèvements et char-

bons sont restés positifs jusque fin juillet. Par la suite les charbons ont été emportés par la crue du 21 août.

- A 11 jours à une source secondaire du Boeul (altitude-880m), à la source de l'Homme Fort (altitude 800m) et à la source Tarner (Plan de Bret- altitude 790m).

Site	23/05/2005	30/05/2005	06/06/2005	21/06/2005	05/07/2005	28/07/2005	22/08/2005	15/12/2005
1								
2								
3								
4								
5								
6								
7								
8			R					
9								
10								
11								
12								
13								
14								
15								
16								
17								
18								
19								
20								
21								
22								
23								
24								
25								
26								
27								
28								
29								
30								
31								
32								
33								
34								
35								
36								

Matière organique importante
 Vièrge ou non détecté
 Rhodamine présente
 Charbon absent
 Charbon non posé
R Remplacé

Tableau n°III.33 : Résultats du traçage des chalets des Mémises

V.IVc Discussion des résultats

Les résultats de ce traçage confortent notre proposition de schéma de circulations des eaux dans le synclinal (voir conclusion géologique - partie II). Nous avons bien un écoulement vers l'Est des eaux de la partie orientale du massif des Mémises. Ces écoulements se font à la faveur d'un réseau karstique qui affecte le Malm.

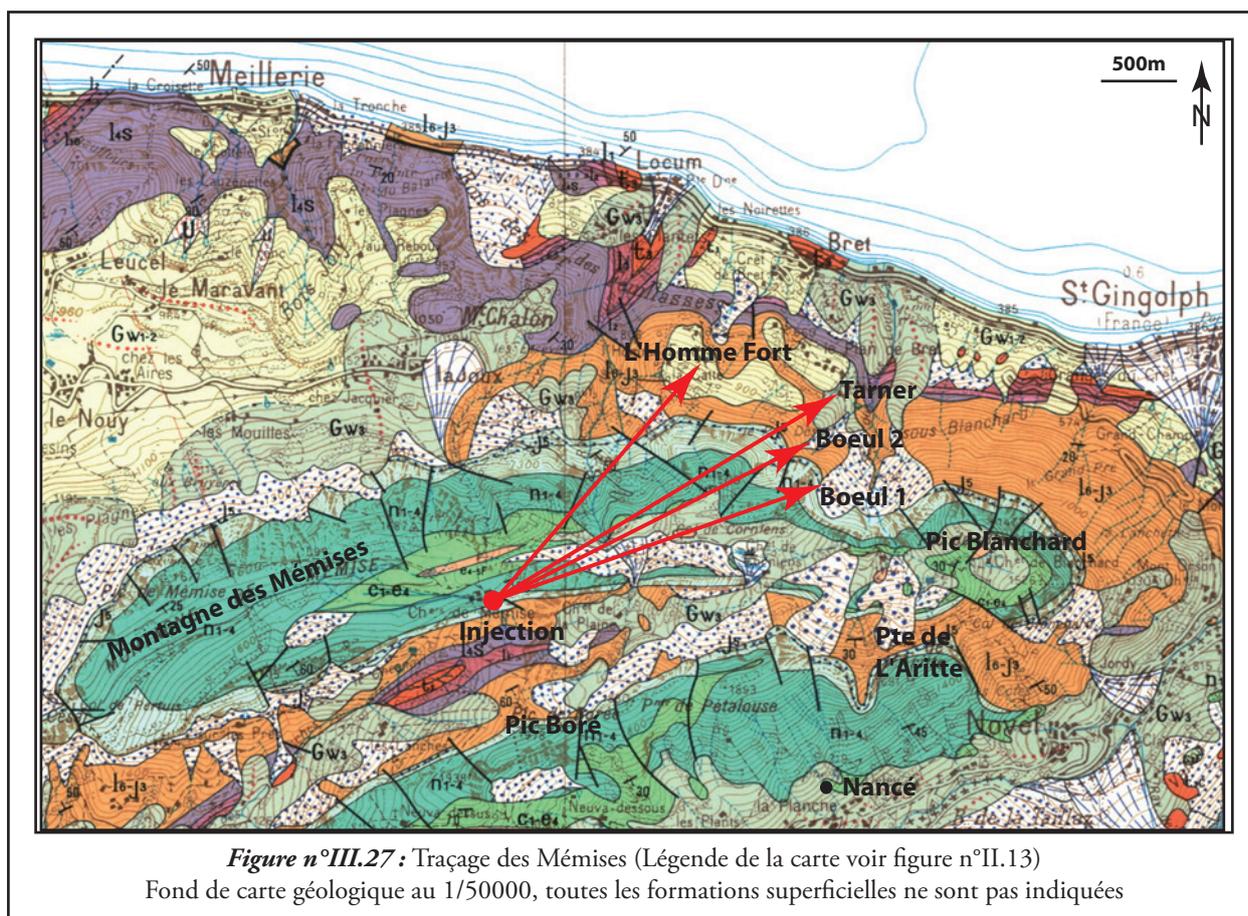
De plus si nous regardons les sites « positifs » et « négatifs » entre les Mémises et le Boeul, nous notons :

- Que les charbons du ruisseau de Locum n'ont pas révélé de colorant. Ce ruisseau prend sa source aux chalets des Mémises. Nous pouvons en déduire qu'il est essentiellement ali-

menté par des eaux de surface et qu'il est déconnecté de l'aquifère du Malm.

- Que les captages de la Plaine et de Nordevaux (réservoir de La Joux) n'ont pas été affectés par le traçage. Là aussi nous avons un système qui est alimenté par les éboulis, les placages glaciaires et les calcaires du Néocomien [223] et qui n'est pas en lien avec l'aquifère karstique du Malm.
- Que les charbons des sources pérennes de l'Homme Fort, de la Tarnier sont positifs. Ces sources apparaissent en pied d'éboulis des escarpements du Malm (figure n°27). Nous pouvons en déduire que le Boeul-1 est une source de trop plein du réseau karstique des Mémises et que ces sources de pied de pentes sont les sources principales de l'aquifère du Malm (Nous en avons équipé 3 mais il y a un grand nombre de petites sources).

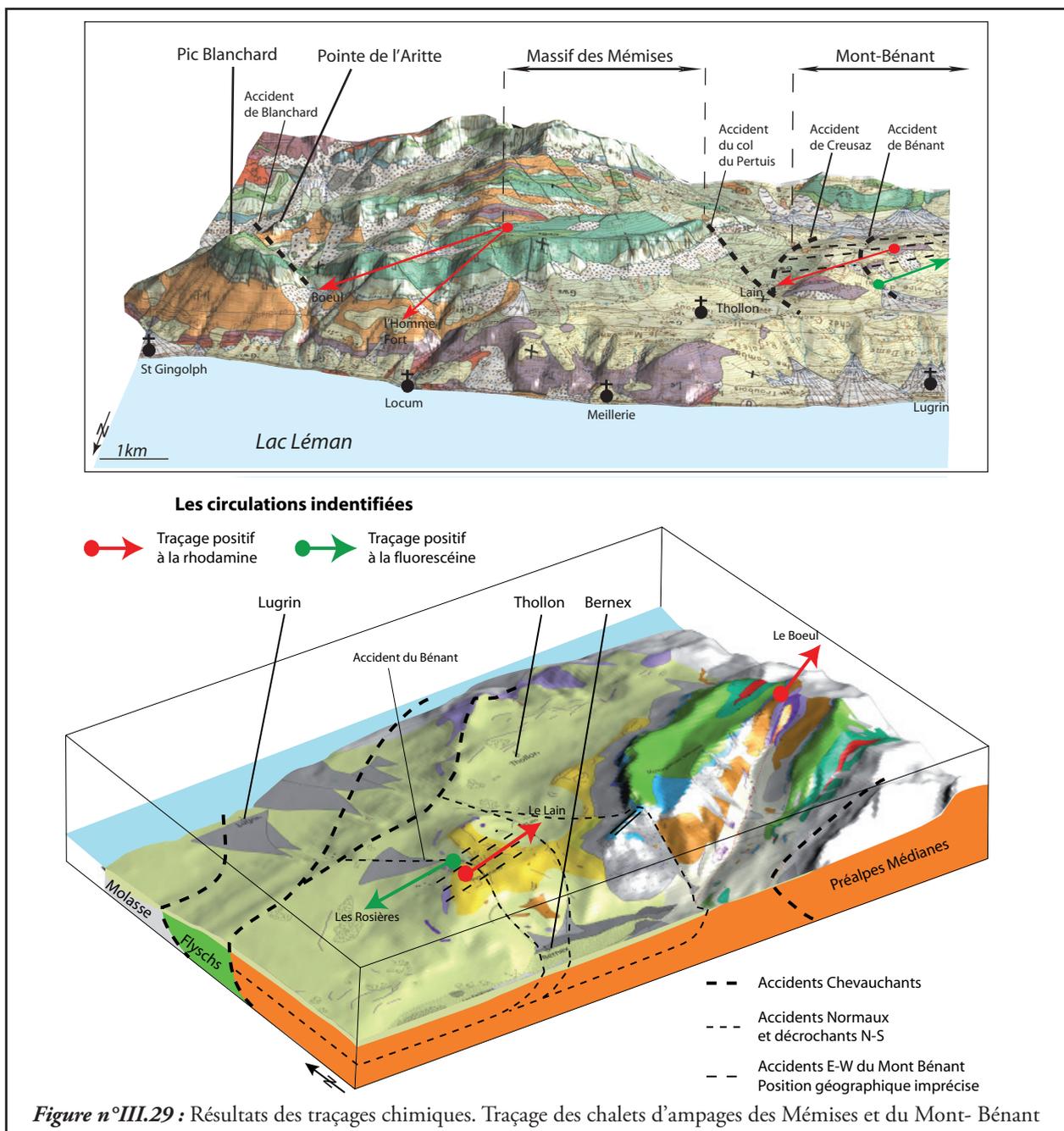
- Que les charbons de la résurgence karstique du Néocomien du Nancé (n°10, Novel) sont restés vierges de coloration. Nous pouvons en déduire que si cette source et le Boeul-1 ont des fonctionnements parallèles, elles ne sont pas issues du même aquifère. Ces fonctionnements concomitants sont à attribuer aux aires d'infiltrations des eaux de ces sources et aux distances similaires d'écoulement. En effet, comme nous venons de le voir le Boeul est en lien avec le secteur des Chalets des Mémises et si nous regardons la carte géologique nous nous apercevons que la source du Nancé peut avoir une partie de son alimentation qui provient du secteur du Pic Boré (ce point reste à confirmer).



V.V Altitude d'alimentation des sources – Traçages isotopiques

Confidentiel

(Pages 189-191)



V.VI Conclusion des traçages chimiques et isotopiques

Les traçages chimiques ont permis de confirmer :

- Qu'au moins une partie des écoulements dans le synclinal des Mémises s'effectue vers l'Est et qu'il s'agit d'écoulements karstiques avec des réponses à quatre jours lorsque les résurgences du Boeul sont actives. Sinon à 10 jours quand les temps de transfert sont allongés par le passage dans les éboulis en sortie du Malm.
- Que l'accident N160° à l'Ouest du Pic Blanchard constitue une barrière hydrologique. Les résurgences des infiltrations des Mémises se font à l'Ouest de celui-ci. (Figure n°III.29)

Ils sont également permis de mettre en évidence (Figure n°III.29):

- Que l'accident du Mont-Bénant est perméable aux écoulements.
- Que les infiltrations sur la partie supérieure Ouest du Mont-Bénant alimentent en partie l'aquifère du Lain
- Que les eaux du ruisseau de Lapreau n'alimentent pas les sources de Lapreau mais les sources des Roseires par une circulation dans le substratum, probablement par les accidents ENE-WSW qui affectent le Mont Bénant. Cet aspect semble confirmé par les résultats d' ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$). En effet, la source de Lapreau (-9,778‰) présente un $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ bien supérieur à celle de la source de Bénant (-11,18‰) tandis que celle des Roseires aval (-10,378‰) en est plus proche et pourrait être un mélange.

Quant aux traçages isotopiques ils ont confirmé les signatures isotopiques des eaux d'Evian et permettent d'étendre au moins jusqu'à 1000m les altitudes de recharge potentielle de l'aquifère, mais pas tellement au-delà. De même ils reposent la question de l'influence de l'évaporation et de la possible (ou non) sublimation du manteau neigeux.

Afin de confirmer les résultats obtenus et de lever les questions en suspens nous pensons que :

Deux autres traçages doivent être envisagés :

- Un premier à la terminaison occidentale des Mémises (vers les coordonnées Lambert II : X=936400, Y= 2162000). Pour confirmer que le karst présent dans cette partie du synclinal (voir chapitre n°I de cette partie) est bien en lien avec celui du Boeul. Ce traçage devra se faire à la fonte (fin avril- début mai) pour bénéficier du petit ruisseau qui se forme à cette période. Ce ruisseau se perd avant le col du Pertuis.
- Un second à l'effondrement du Mont-Bénant (Point d'injection de la rhodamine). Ce traçage devra être effectué à la fonte nivale (courant mars) pour permettre de mieux estimer les temps de circulations entre l'Ouest du Mont-Bénant et le Lain. En effet, comme nous l'avons exposé ci-dessus, nous pensons que les conditions climatiques qui ont suivi le traçage à la rhodamine ont pu permettre un stockage du colorant et que celui-ci a été remobilisé lors de la fonte d'où une incertitude sur les temps de transferts.

Le suivi isotopique de certaines des sources de la campagne d'octobre 2004 devrait être réitéré et intégré dans les campagnes de prélèvement de Danone Eaux France pour mieux connaître les gradients altitudinaux au-dessus des 900m et de valider, ou non, l'extension altitudinale de l'aire de recharge potentielle. De même nous pensons que des mesures d' ^{18}O des eaux de fontes permettraient de cerner la question de la sublimation de la neige.

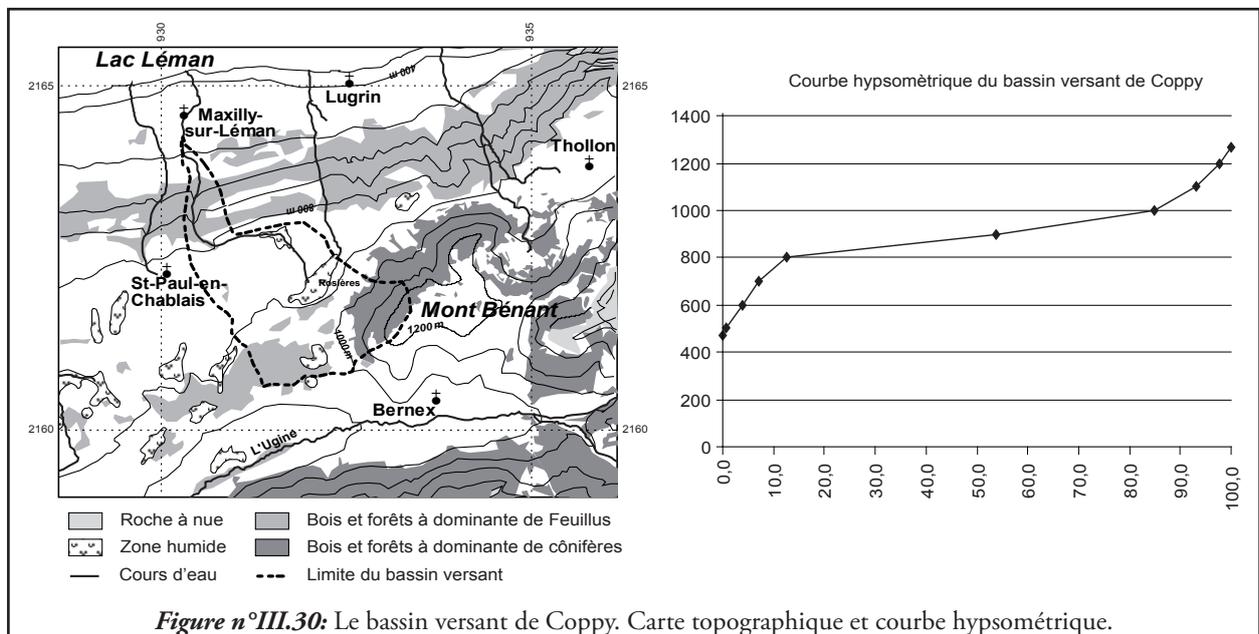
Nous présentons ici la synthèse des données et les résultats hydrogéologiques, bassin versant par bassin versant. Nous examinerons ainsi le bassin de Copsy, le bassin du Drainan, le bassin des Mémises (sous bassin de Trossy) et le bassin du Vernay.

VI.1 Le bassin de Copsy

VI.1.a Caractéristiques géographiques

Le bassin versant de Copsy (Figure n°III.30) s'étage de 465m à 1260 m pour une altitude moyenne de 890m. Il a une superficie de 5km². Sa courbe hypsométrique montre qu'il se structure en trois parties de l'aval à l'amont, se succèdent des pentes fortes couvertes par des fo-

rêts de feuillus (essentiellement) puis une zone de replat où se développent les tourbières des Rosières, tourbières à l'origine du ruisseau de Copsy, et enfin de nouveau des pentes fortes dont le boisement est essentiellement constitué par des conifères.



VI.Ib Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer

Sur le bassin de Copsy (Tableau n°III.34) la température moyenne annuelle est de $7,5^{\circ}\text{C} \pm 0,8^{\circ}\text{C}$; les précipitations atteignent $1152\text{mm} \pm 173\text{mm}$ ce qui permet une lame d'eau disponible à l'infiltration et au ruissellement de $617\text{mm} \pm 314\text{mm}$ (soit $98\text{L.s}^{-1} \pm 50\text{L.s}^{-1}$).

De plus la station de Maxilly enregistre un débit moyen de $66\text{L.s}^{-1} \pm 10\text{L.s}^{-1}$ et les captages communaux représentent une ponction à la ressource de $26,3\text{L.s}^{-1}$. Le gain de débit est donc de $5,7\text{L.s}^{-1} \pm 3,8\text{L.s}^{-1}$. Ce gain rentre dans la marge d'erreur de la mesure des débits. Le bilan hydrologique est donc équilibré sur le bassin versant de Maxilly.

	Temp.	Pluie mm	ETR (Turc annuelle) mm	Cours d'eau L/s	Débit des Captages L/s	Disponible		Bilan hydrique L/s
	°C					mm	L/s	
Moyenne	7,5±0.6	1152±173	469±141	66±10	26.3	617±314	98±50	-5.7±3.8
Minimum	6,4	927	449	9		364	58	
Maximum	10,3	1386	518	413		930	147	
Ecart type	0,8	107	15	42		109	17	

Tableau n°III.34 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (commune) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits proviennent de la station de mesure de Maxilly.

VI.Ic Les traçages

Le bassin versant de Copsy a été intéressé par le traçage réalisé le 10 septembre 2004 (Cf. chapitre V). En effet la fluorescéine injectée dans le ruisseau du NW Bénant appartenant au bassin de Maxilly est sortie après 6 mois aux Rosières amont et aval. Le bassin hydrologique du ruisseau de Copsy est donc plus important que son bassin topographique.

Les teneurs en ^{18}O des sources des Rosières aval ($-10,37 \delta\text{‰}$) et amont ($-10,11 \delta\text{‰}$) pré-

sentent un enrichissement par rapport aux eaux de la source du Mont Bénant ($-11,01 \delta\text{‰}$). Cette source donne naissance au ruisseau qui a été utilisé lors du traçage chimique. Cette différence peut avoir deux origines : le ruisseau s'infiltré à une altitude de 100m inférieure à celle de la source ce qui induit un enrichissement en ^{18}O entre la source et la zone d'infiltration. Des mélanges se font avec des eaux plus locales donc plus riche en ^{18}O .

VI.Id Conclusion sur le bassin de Copsy

Le bassin hydrologique du bassin de Copsy est un peu plus important que le bassin topographique, il reçoit dans le secteur des Rosières une partie des eaux du bassin du Drainan.

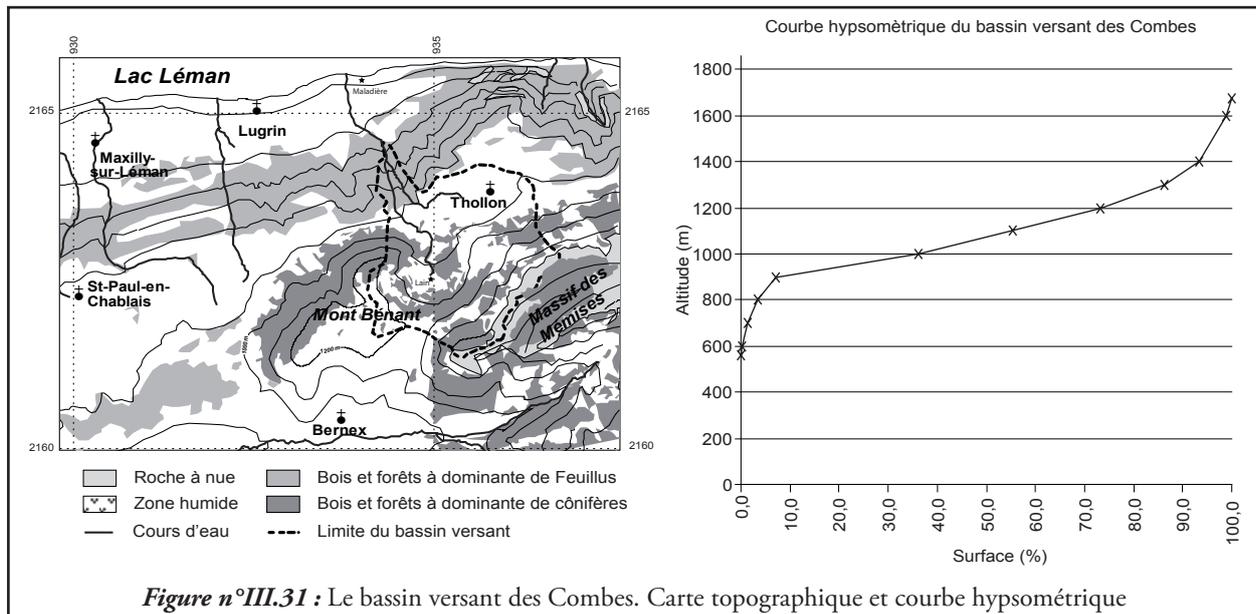
Cependant le bilan hydrologique est équilibré sur l'année allant de février 2005 à janvier 2006.

VI.II Le bassin versant des Combes

VI.II.a Caractéristiques géographiques

Le bassin versant des Combes (Figure n°III.31) s'étage de 570m à 1674m (Pic des Mémises) pour une altitude moyenne de 1125m. Il a une superficie de 5,3km². Sa courbe hypsométrique montre qu'il se structure en trois parties de l'aval à l'amont, on observe des pentes fortes couvertes par des forêts de feuillus (essentiellement) puis

une zone de replat correspondant au plateau de Thollon et enfin de nouveau des pentes fortes dont le boisement est essentiellement constitué par des conifères. La partie amont du bassin est constituée par le « cirque » du Lain d'où naît le cours d'eau des Combes.



VI.II.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer

Dans le bassin des Combes (Tableau n°III.35) la température moyenne annuelle est de 7,2°C±0,8°C ; les précipitations de 1300mm±195mm ce qui nous donne une lame d'eau disponible à l'infiltration et au ruissellement de 725mm±336mm (soit 122L.s⁻¹±56L.s⁻¹)

De plus la station de mesure des Combes enregistre un débit moyen de 92L.s⁻¹±14 L.s⁻¹ et les captages communaux des sources représentent 2L.s⁻¹ Nous avons donc un débit de 15L.s⁻¹±9L.s⁻¹ susceptible de s'infiltrer sur le bassin. Ce débit rentre toutefois dans la marge

	Température °C	Précipitation mm	ETR (Turc annuelle) mm	Cours d'eau L/s	Débit des Captages L/s	Disponible		Bilan hydrique L/S
						mm	L/s	
Moyenne	7,2±0.6	1299±195	740±141	92±14	2	725±336	122±56	15±9
Minimum	4,6	1052	403	7		411	65	
Maximum	9,9	1410	526	868		1410	224	
Ecart type	1,0	78	21	59		214	34	

Tableau n°III.35 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits proviennent de la station de mesure des Combes.

Si nous étendons notre bassin versant des Combes jusqu'à la source de la Maladière (15l. s⁻¹) qui se trouve 650m à l'aval de notre exutoire nous équilibrons parfaitement notre bilan hydrologique.

Remarque : pour intégrer la source de la carrière de la Maladière nous avons pris en compte les données spatialisées de précipitations et de températures sur une surface de bassin étendu jusqu'à la carrière.

VI.II.c Les traçages

Nous avons obtenu à la source du Lain des résultats positifs au traçage à la rhodamine du 10 septembre 2004. Ce traçage a été réalisé dans le bassin topographique du Drainan sur le Mont Bénant. Le bassin hydrogéologique des Combes est donc plus important que son bassin topographique. Par conséquent, le bassin hydrologique du Drainan est moins important que son bassin topographique.

Les données d¹⁸O du Lain (-10.68 ‰) et du Fayet (-10.7 ‰) présentent un enrichissement par rapport aux eaux de la source du Bénant. Cette différence est probablement liée à un mélange d'eaux.

VI.II.d Conclusion sur le bassin des Combes

Le bassin hydrologique des Combes est un peu plus important que le bassin topographique, il reçoit dans le secteur du Lain une partie des eaux du bassin du Drainan.

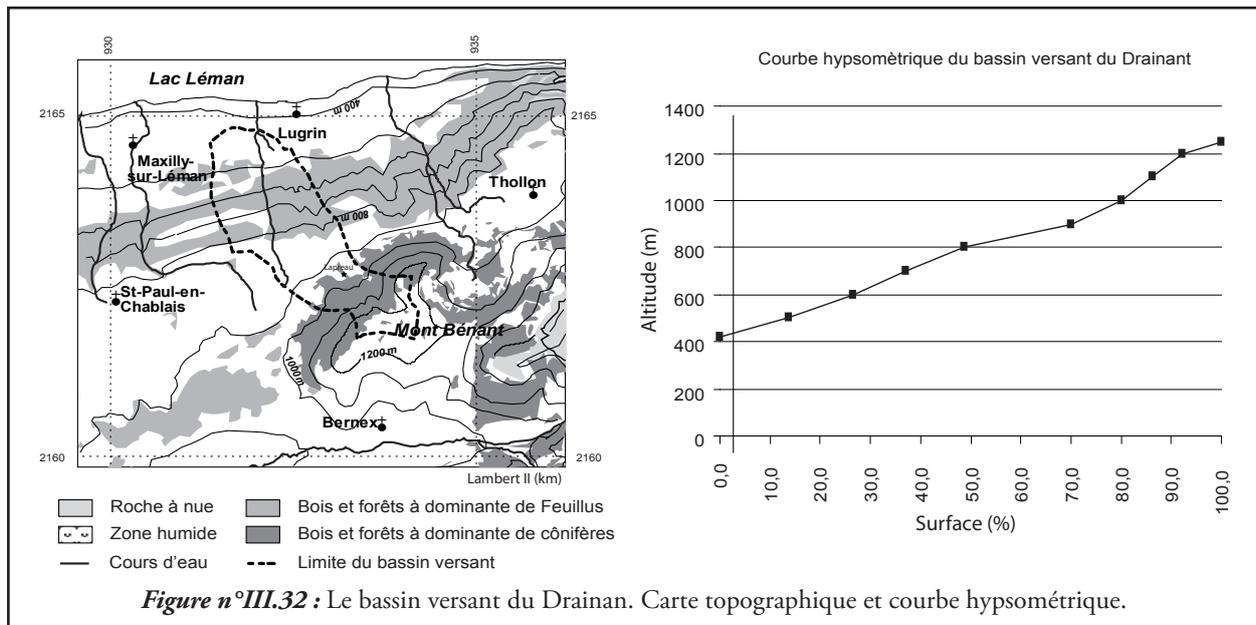
Cependant le bilan hydrologique est équilibré sur l'année allant de février 2005 à janvier 2006, que nous intégrions ou non la source de la Maladière

VI.III Le bassin versant du Drainan

VI.III.a Caractéristiques géographiques

Le bassin versant du Drainan (Figure n°III.32) s'étage de 425m (Lugrin) à 1284m (sommet du Mont-Bénant) pour une altitude moyenne de 810m. Il a une superficie de 4km². Sa courbe hypsométrique montre des pentes régulières et des surfaces altitudinales uniformément réparties.

Comme pour le bassin de Copsy nous avons de la base au sommet une forêt de feuillus puis des prés et enfin une forêt de conifères.



VI.III.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer

Dans le bassin du Drainan (Tableau III.36) la température moyenne annuelle est de $8,6^{\circ}\text{C} \pm 0,8^{\circ}\text{C}$; les précipitations s'élèvent à $1134 \pm 170\text{mm}$ et rendent possible une lame d'eau disponible à l'infiltration et au ruissellement de $550\text{mm} \pm 319\text{mm}$ (soit $70\text{L}\cdot\text{s}^{-1} \pm 41\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$)

De plus la station de la fruitière enregistre un débit moyen de $73\text{L}\cdot\text{s}^{-1} \pm 11\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ et nous n'avons pas de captages communaux de sources naturelles dans ce bassin versant. **Nous avons donc un bilan équilibré sur ce bassin.**

	Température	Précipitation	ETR (Turc annuelle)	Cours d'eau	Débit des Captages	Disponible		Bilan hydrique
	$^{\circ}\text{C}$	mm	mm	$\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$	$\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$	mm	$\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$	$\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$
Moyenne	$8,6 \pm 0,6$	1134 ± 170	495 ± 149	73 ± 11		550 ± 319	70 ± 41	$-3 \pm 2,2$
Minimum	6,3	917	446	36		343	43	
Maximum	10,9	1385	533	174		932	118	
Ecart type	1,3	129	24	21		148	19	

Tableau n°III.36 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits proviennent de la station de mesure de la fruitière en sortie de bassin versant.

VI.III.c Les traçages

Bien que le traçage à la fluorescéine du 10/09/2004 ait été réalisé dans le bassin du Drainan, les sources de ce bassin n'ont rien révélé tandis que la fluorescéine ressortait au moins en partie au bassin de Copsy. Le bassin hydrologique du Drainan devrait donc couvrir une surface moins importante que son bassin topographique ou en tous cas différente.

Les teneurs en oxygène-18 des sources de Lapreau ($-9,77\text{‰}$) présentent un enrichissement important par rapport aux eaux de la source du Mont Bénant ($-11,01\text{‰}$) qui, comme nous l'avons déjà dit, donnent naissance au ruisseau qui a été utilisé lors du traçage chimique à la fluorescéine. Cette différence beaucoup plus importante que dans le cas des sources des Rosières peut difficilement s'expliquer par l'in-

filtration du ruisseau à une altitude de 100m inférieure à celle de la source, ou par un mélange d'eau.

De plus ces sources ont des réponses rapides aux précipitations. Ces sources, bien que situées à la base du cône du ruisseau à l'origine

du traçage, sont donc alimentées par les écoulements superficiels de la base du cône et les eaux du ruisseau qui s'infiltrent, changent de bassin. Nous avons donc une cohérence entre les traçages chimiques et les traçages isotopiques

VI.III.d Conclusion sur le bassin du Drainan

Le bassin versant géologique du Drainan diffère un peu de son bassin topographique. Une partie des précipitations du Mont-Bénant (appartenant à ce bassin) alimente les bassins des Combes et de Copsy.

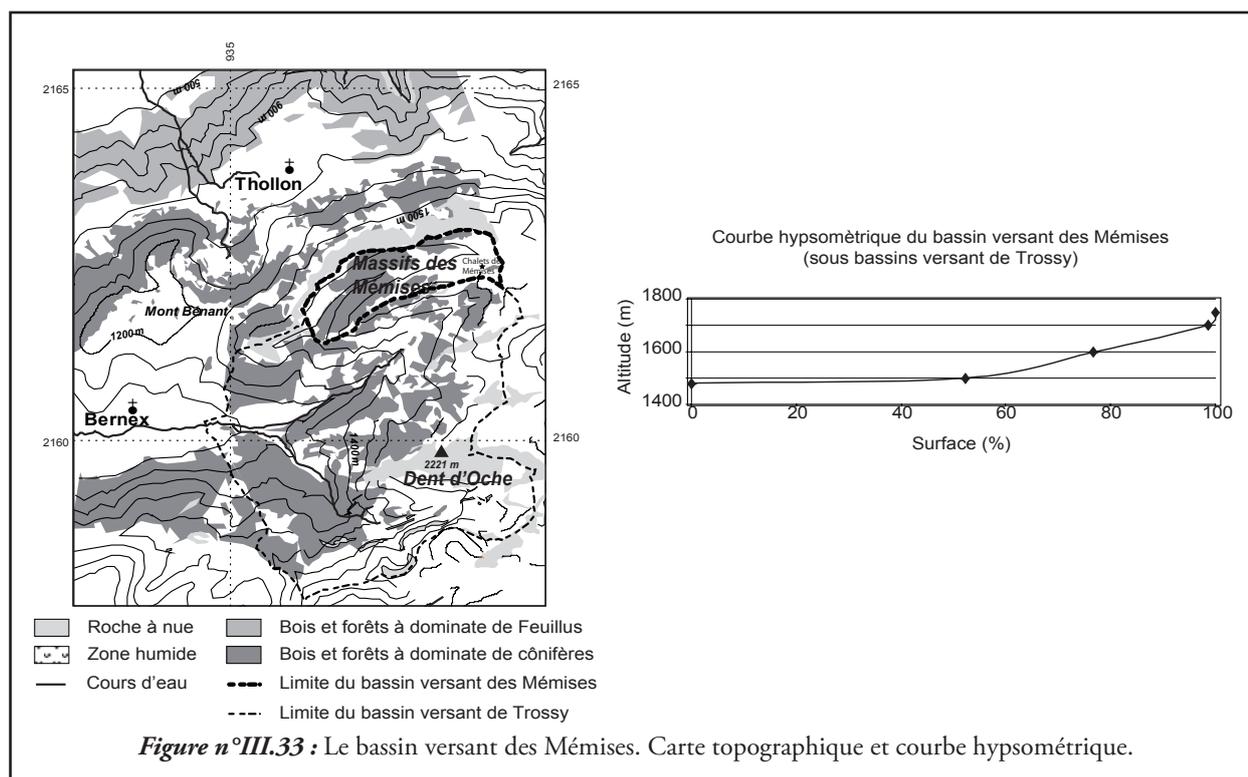
Cependant le bilan hydrologique est équilibré sur l'année allant de février 2005 à janvier 2006. Cela implique soit que les fuites vers les BV de Copsy et des Combes sont négligeables soit que le BV du Drainan reçoit en contrepartie des débits des bassins versants voisins.

VI.IV bassin versant des Mémises (Sous bassin versant du bassin de Trossy)

VI.IV;a Caractéristiques géographiques

Le bassin versant des Mémises, sous bassin versant de celui de Trossy (Figure n°III.33) s'étage de 1480m à 1674m (Pic des Mémises) pour une altitude moyenne de 1500m. Il a une superficie de 1,9km². Sa courbe hypsométrique

montre que l'essentiel du bassin se cantonne dans des altitudes comprises entre 1480 et 1520m. Du point de vue de la végétation la partie Ouest du bassin est recouverte par des conifères tandis que la partie Est est en alpage.



VI.IV.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer

Dans le bassin des Mémises (Tableau III.37) la température moyenne annuelle est de $5^{\circ}\text{C}\pm 0,8^{\circ}\text{C}$; les précipitations de 1410 ± 211 mm laisse une lame d'eau disponible à l'infiltration et au ruissellement de $830\text{mm}\pm 335\text{mm}$ ($50\text{L.s}^{-1}\pm 27\text{L.s}^{-1}$).

Ce bassin versant ne présente pas de ruisseau pérenne et le ruisseau qui se forme lors de la fusion nivale dans la partie Est de celui-ci s'infiltré totalement avant l'exutoire. De plus il n'y a pas de sources captées nous pouvons donc considérer que l'essentiel de la lame d'eau disponible s'infiltré.

	Température	Précipitation	ETR (Turc annuelle)	Disponible		Bilan hydrique
				°C	mm	mm
Moyenne	$5,0\pm 0,6$	1410 ± 211	413 ± 124	830 ± 335	50 ± 20	50 ± 27
Minimum	4,5		402	616	37	37
Maximum	5,6		428	1410	85	85
Ecart type	0,2		6	205	12	12

Tableau n°III.37 : Données météorologiques, de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration).

VI.IV.c Les traçages

Le traçage réalisé à la terminaison occidentale des Mémises (perte karstique au Sud des chalets d'alpages) en mai 2005 a montré que la partie orientale des Mémises était en lien avec le bassin versant de la carrière de la Chéniaz (résurgence du Boeul - commune de St Gingolph en rive sud du Léman).

De plus les traçages antérieurs [91, 221] réalisés à la terminaison occidentale se sont toujours avérés négatifs dans les bassins des Combes (Sources du Fayet et du Lain) et de Trossy (Source de l'Echelle principalement).

Ces données croisées aux données de la géologie nous conduisent à suivre l'hypothèse

de Sartiges [91] qui exclut le sous bassin des Mémises du bassin de Trossy.

Les teneurs en ^{18}O de la source Chalets de Mémises présentent un enrichissement très important ($-11,1\delta\text{‰}$) par rapport à son altitude (1700m – nous devrions avoir environ $-13\delta\text{‰}$ à $-13,5\delta\text{‰}$). Cet enrichissement est probablement relié avec la fusion nivale. En effet le prélèvement a été réalisé fin juin 2005 soit un mois après la disparition du manteau neigeux à cette altitude.

VI.IV.d Conclusion sur le bassin des Mémises

Le bassin hydrologique des Mémises ne présente pas d'exutoire naturel. Le débit potentiel d'infiltration est de 50L.s^{-1} . Ces infiltrations alimentent au moins en partie les résurgences karstiques du Boeul à l'Est de notre zone d'étude (Commune de St Gingolph, rive sud du Léman). Le bassin hydrologique des Mémises ne semble donc pas appartenir au bassin versant topographique de Trossy.

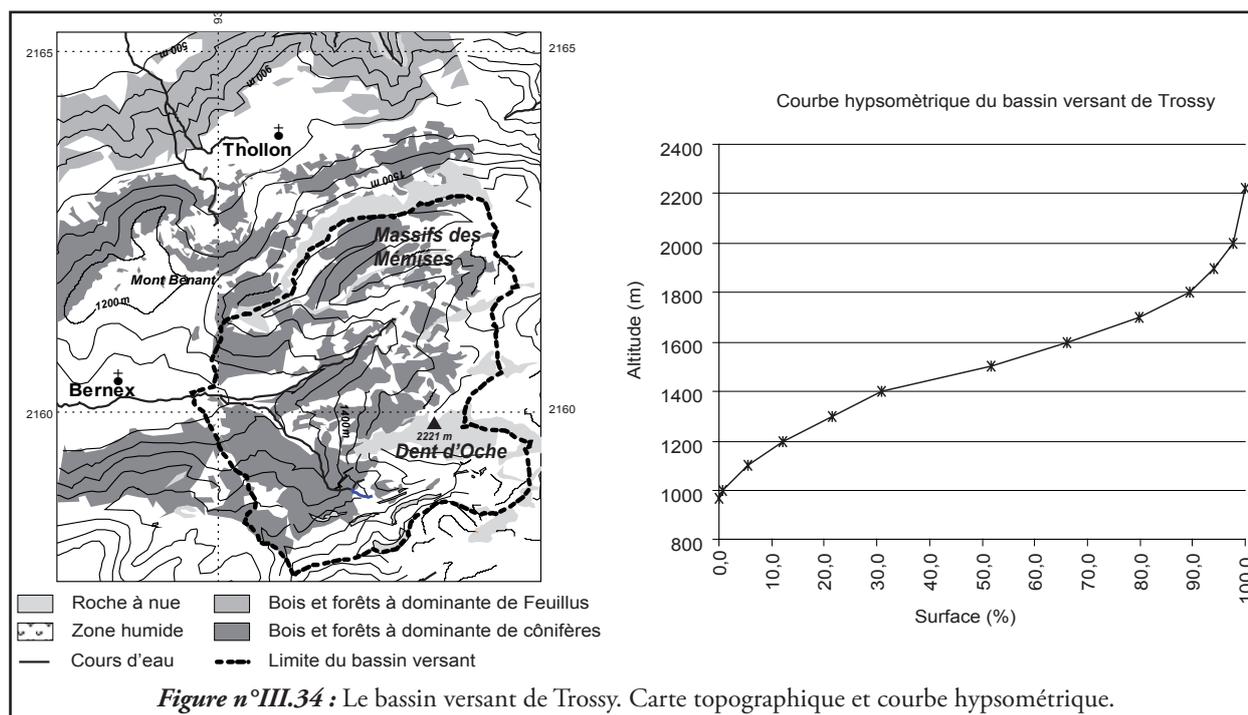
Cependant il nous paraît important que soit réalisé un traçage chimique dans la partie occidentale des Mémises pour confirmer que les précipitations sur cette zone rejoignent le système karstique dont l'écoulement se fait vers l'Est.

VI.V Le bassin versant de Trossy

VI.V.a Caractéristiques géographiques

Le bassin versant de Trossy (Figure n°III.34) s'étage de 970m (Pont de Trossy) à 2221m (Dent d'Oche) pour une altitude moyenne de 1500m. Il a une superficie de 16,3km² (avec son sous bassin versant des Mémises). Sa courbe hypsométrique montre des pentes régulières jus-

qu'à 1600m puis plus raides au-dessus (paroi de la Dent d'Oche). La base de ce bassin est essentiellement couverte de conifères puis au-delà des 1500-1600m nous avons les alpages et des parois rocheuses.



VI.V.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer

	Température	Précipitation	ETR (Turc annuelle)	Cours d'eau	Débit des Captages	Disponible		Bilan hydrique
	°C	mm	mm	L/s	L/s	mm	L/s	L.s ⁻¹
Moyenne	5,1±0,6	1401±210	419±126	419±63	22	866±336	448±175	-7±3,8
Minimum	1,8	1300	344	105		508	263	
Maximum	6,7	1624	455	3224		1624	840	
Ecart type	1	64	22	372		277	143	

Tableau n°III.38 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits proviennent de la station de mesure de Trossy.

Dans le bassin de Trossy (dont Mémises - Tableau 38) la température moyenne annuelle est de $5,1^{\circ}\text{C} \pm 0,8^{\circ}\text{C}$; les précipitations de $1400\text{mm} \pm 210\text{mm}$ permettent une lame d'eau disponible à l'infiltration et au ruissellement de $866\text{mm} \pm 336\text{mm}$ (soit $448\text{L.s}^{-1} \pm 175\text{L.s}^{-1}$).

De plus la station de mesure de Trossy enregistre un débit moyen de $419\text{L.s}^{-1} \pm 63\text{L.s}^{-1}$ et les captages communaux prélèvent à la ressource, $4,1\text{L.s}^{-1}$ pour la commune de Bernex et pour la commune d'Evian 18L.s^{-1} (Source des Cornus), la restitution se faisant à l'aval de l'exutoire. Nous aurions donc un gain de $7\text{L.s}^{-1} \pm 3,8\text{L.s}^{-1}$ sur le bassin, c'est-à-dire en fait un débit nul puisque cela représente moins de 1% du ruissellement.

Cependant comme nous venons de le voir le sous bassin hydrologique des Mémises n'ap-

partient probablement pas au bassin de Trossy. Nous devons donc considérer que le bassin hydrologique de Trossy a les caractéristiques rapportées dans le tableau n°39 pour une superficie de $14,4\text{ km}^2$. Ce qui nous donne une lame d'eau disponible de $873\text{mm} \pm 349\text{mm}$ en moyenne sur l'ensemble du bassin hydrologique. Dans ce cas nous avons un déficit d'infiltration de $42\text{L.s}^{-1} \pm 23\text{L.s}^{-1}$. Cependant l'erreur de 15% sur le débit moyen de l'Ugine à Trossy suffit à expliquer ce déficit.

Le bassin versant de Trossy est donc équilibré hydrologiquement que l'on tienne compte ou non du bassin des Mémises. Le manque de précision des ETR montre bien les limites de ce type de bilan lorsque les conditions de mesures du rayonnement ne sont pas optimales.

	Température	Précipitation	Cours d'eau	Débit des Captages	Disponible		Bilan hydrique
	$^{\circ}\text{C}$	mm	L.s^{-1}	L.s^{-1}	mm	L.s^{-1}	L.s^{-1}
Moyenne	5,1	1400	419	22	873 ± 349	399 ± 146	-42 ± 23
Minimum	1,8	1300	105		508	232	
Maximum	6,7	1624	3224		1624	742	
Ecart type	1,1	69	372		287	131	

Tableau n°III.39 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits proviennent de la station de mesure de Trossy

VI.V.c Les traçages

Les deux campagnes de traçages n'ont pas donné de réponses positives dans le bassin de Trossy.

Quant aux résultats des analyses d' ^{18}O de la source des Cornus ($-10,86\text{‰}$) elle ne présente pas de particularités.

VI.V.d Conclusion sur le bassin de Trossy

Le bilan hydrologique du bassin versant de Trossy est équilibré, que le sous bassin des Mémises soit intégré ou non à celui-ci et les tra-

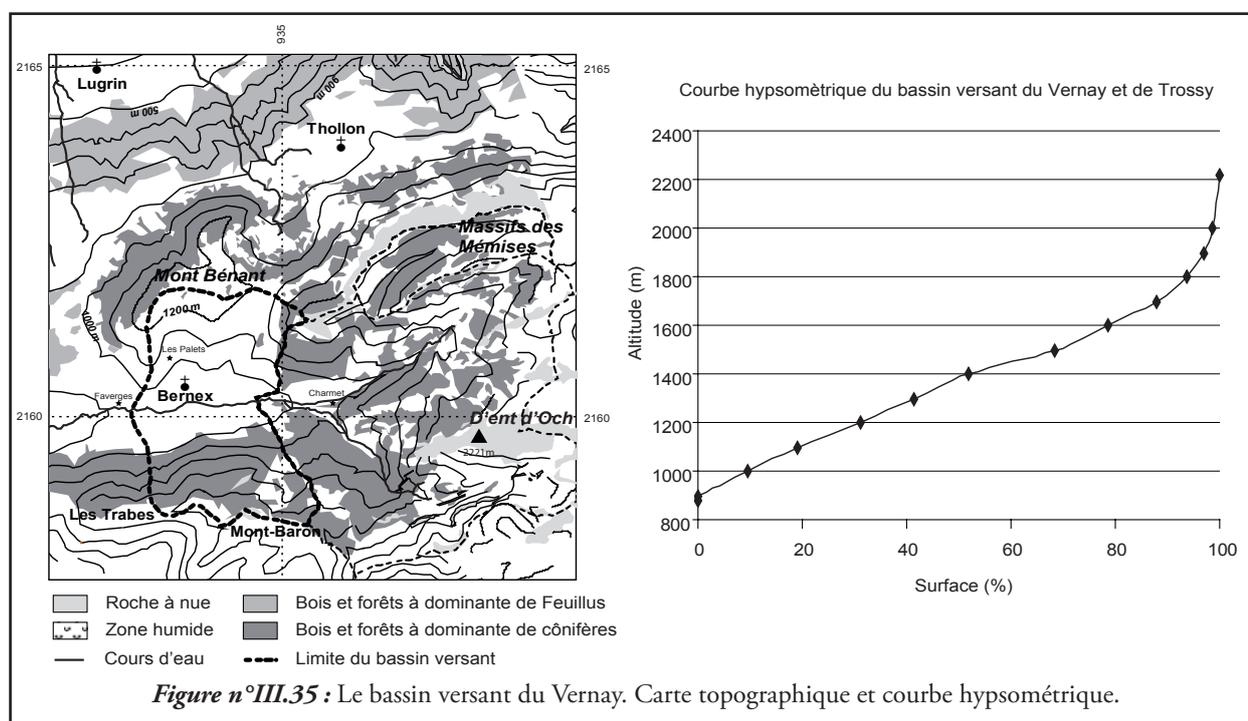
çages n'apportent aucune information complémentaire sur le bassin de Trossy (sans le BV des Mémises).

VI.VI Le bassin versant du Vernay-Trossy associé

VI.VI.a Caractéristiques géographiques

Le bassin versant du Vernay-Trossy (Figure n°III.35) s'étage de 915m (Faverges) à 2221m (Dent d'Oche) pour une altitude moyenne de 1390m. Il a une superficie de 20.8km² (sans le sous bassin versant des Mémises). Sa courbe hypsométrique est semblable à celle du bassin de Trossy ; des pentes régulières jusqu'à 1600m puis plus raides au niveau des parois de la Dent

d'Oche). Du point de vue de la végétation ce bassin (Vernay-Trossy associé) se décompose en trois parties. La partie aval comprend les flancs du Mont-Bénant et est dominée par une végétation du type prairie ; la zone intermédiaire est couverte par des conifères et enfin au-delà de 1500-1600m règnent les alpages et des parois rocheuses.



VI.VI.b Les données météorologiques et les débits susceptibles de s'infiltrer

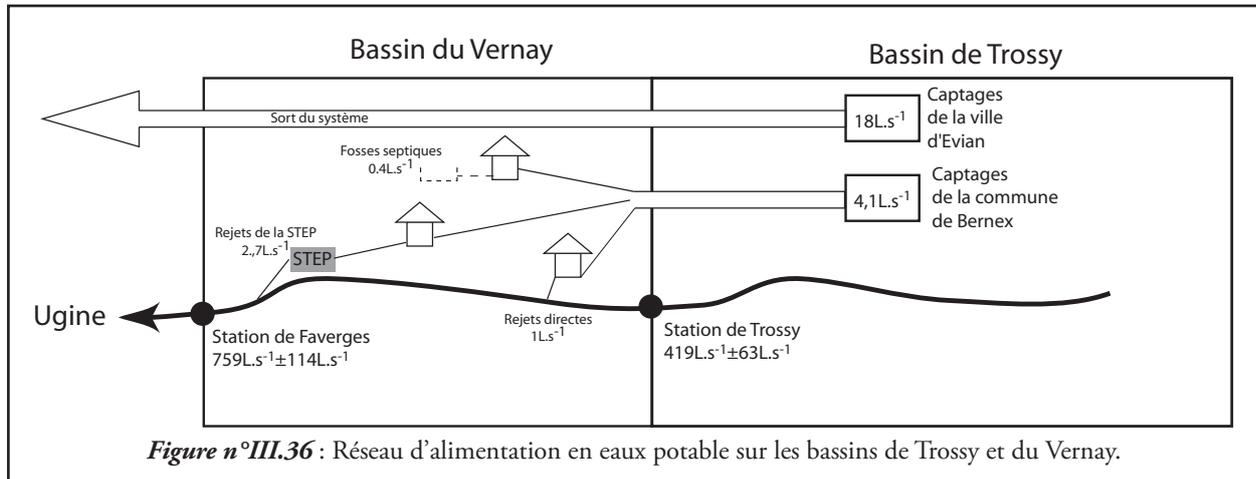
Dans le bassin de Vernay-Trossy (dont Mémises - Tableau n°III.40) la température moyenne annuelle est de 5,5°C ± 0,8°C ; les précipitations s'élèvent à 1375mm ± 206mm ce qui nous donne une lame d'eau disponible à l'infiltration et au ruissellement de 840mm ± 334mm (soit 604L.s⁻¹ ± 242L.s⁻¹)

La station de mesure des hauteurs d'eaux des Faverges donne un débit moyen de 759L.s⁻¹ ± 151 L.s⁻¹. Cette station se trouve à l'aval de la station d'épuration (STEP) (Figure n°III.36)

de la commune de Bernex. Nous devrions donc avoir équilibre entre le volume d'eaux distribué par la commune et les débits de la STEP. Le débit distribué est de 4,1L.s⁻¹ et le débit rejeté à l'Ugine de 2,7L.s⁻¹. A ces débits de STEP s'ajoutent les rejets directs d'égouts qui ont été mesurés à 3 reprises et qui représentent environ 1L.s⁻¹ (9 rejets directs sont connus entre Charmet et Faverges d'après le service technique de la mairie de Bernex). La différence soit 0,5L.s⁻¹ est réintégrée au système par l'assainissement autonome et les fosses septiques. Au final, nous considé-

rons donc que les prélèvements à la ressource hydrologique effectuée par la commune de Bernex pour l'alimentation en eau potable sont compensés par la réinjection des eaux usées dans le milieu naturel. Par contre le prélèvement de la ville d'Evian (Source des Cornus) est toujours à considérer en tant que perte (voir VI.Vb).

Nous avons un gain de $173\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 95\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ à l'issue du bilan qui n'est pas totalement expliqué par l'erreur de mesure sur les débits de l'Ugine et l'erreur commise lors de la spatialisation des données.



	Température	Précipitation	ETR (Turc annuelle)	Cours d'eau	Débit des Captages	Disponible		Bilan hydrique
	°C	mm	mm	L/s	L/s	mm	L/s	
Moyenne	5,5±0,6	1375±206	427±128	759±151	18	840±334	604±242	-173±95
Minimum	1,8	1269	344	50		507	365	
Maximum	6,8	1624	458	19100		1624	1169	
Ecart type	1,1	70	22	984		258	182	

Tableau n°III.40 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits des cours d'eau proviennent de la station de mesure des Faverges

VI.VII Le bassin versant du Vernay

Si nous regardons maintenant simplement le sous bassin du Vernay nous voyons que pour une superficie 2,25 fois moins importante que celle du bassin de Troissy (Vernay : $6,4\text{km}^2$, Troissy sans Mémises : $14,4\text{km}^2$) nous avons des débits à la station des Faverges bien supérieurs à ceux attendus.

En effet à Troissy le débit est de $419\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 63\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ pour $14,4\text{km}^2$ tandis qu'aux Faverges nous avons $759\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 151\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ pour $20,8\text{km}^2$ ce qui nous donne un débit pour le sous bassin du Vernay de $340\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 68\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ (Q Faverges

– Q Troissy - Tableau n°III.41 pour une surface de $6,4\text{km}^2$. Cette différence induit un gain de $202\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 117\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$. Si l'on considère le rapport débit/surface du BV de Troissy comme référence, elle ne peut plus s'expliquer simplement par l'erreur commise sur les débits.

De plus les comparaisons de débit ponctuel entre Troissy et Faverges (paragraphe---) nous ont montré une anomalie d'environ $+100\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ sur le débit des Faverges par rapport au débit de Troissy et que le ruissellement de sub-surface seul ne pouvait pas expliquer cette différence.

Nous devons donc envisager pour expliquer ce gain de $200\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ dans notre bilan :

- Que les difficultés rencontrées lors de l'enregistrement des chroniques de hauteur d'eau induit sur nos calculs de débits une erreur plus forte que ce que nous avons estimé.
- Que notre bassin hydrologique du Vernay est plus important que le bassin topographique identifié. Nous aurions donc des arrivées d'eau importantes provenant de l'extérieur de notre bassin topographique. Dans ce cas le meilleur candidat serait pour expli-

quer ces apports le secteur des Trabes-Mont Baron au sud de la vallée de l'Ugine où nous avons des réseaux karstiques identifiés (spéléo-club des Mémises). En effet le bilan hydrologique des flancs nord et ouest du Mont-Bénant est équilibré.

Nous devons également remarquer que si nous étendons notre bassin jusqu'au forage des Faverges et aux sources Mercier (attendant au forage) le gain est encore plus important de $22,6\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ (soit de $225\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$).

	Température	Précipitation	ETR (Turc annuelle)	Cours d'eau	Débit des Captages	Disponible		Bilan hydrique
	°C	mm	mm	L/s	L/s	mm	L/s	L/s
Moyenne	6,3±0,6	1323±198	446±134	340±68	18	768±332	156±67	-202±117
Minimum	5,0	1269	414			507	103	
Maximum	6,8	1388	458			1360	276	
Ecart type	0,3	31	8			158	32	

Tableau n°III.41 : Données météorologiques, de ruissellement, de débit capté (communes) de lame d'eau disponible (Turc annuelle) et de débit susceptible de s'infiltrer. Les données sont extraites des cartes de spatialisation pour les températures, les précipitations et les précipitations disponibles (ruissellement + infiltration). Les débits des cours d'eaux proviennent de la station de mesure des Faverges

VI.VII.a Les traçages

Les deux campagnes de traçages n'ont pas donné de réponse positive dans le bassin du Vernay.

Il nous faut cependant noter que l'absence de réponse au forage des Faverges et du Puits Mercier lors des traçages est à prendre avec précaution. En effet l'étude de Rousset [120] sur le comportement hydrologique du forage des

Faverges ainsi que les données de méthode géo-électrique et de cartographie (Partie II. paragraphe I.IIb.3) tendent à montrer que leur bassin d'alimentation est le Mont-Bénant.

Quant aux résultats des analyses d'oxygène-18 de la source des Pales ($-10,65\text{‰}$) et des Faverges ($-10,67\text{‰}$) elles ne présentent pas de particularités.

VI.VII.a Conclusion du bassin du Vernay

Le sous bassin du Vernay est le seul de nos bassins qui ne s'équilibre pas. Nous avons un gain de $200\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\pm 117\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$. Ce déséquilibre est probablement lié aux problèmes d'enregistre-

ment des hauteurs d'eau à la station des Faverges (et donc de débit) et à des arrivées d'eau provenant des systèmes karstiques du Mont-Baron et des Trabes au Sud de notre secteur d'étude.

VI.VIII Conclusion

Sur l'année hydrologique allant de février 2005 à fin janvier 2006 le bilan hydrologique est équilibré. En ce qui concerne les bassins de Copsy, Drainan, Combes et Trossy ils sont équilibrés en première approche. Concernant le sous bassin du Vernay nous avons un gain apparent de $200\text{L}\cdot\text{s}^{-1} \pm 117\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$. Cependant nous devons relativiser ce résultat. En effet nous avons signalé d'une part les difficultés rencontrées à la station de mesure des Faverges ; d'autre part, le calcul des erreurs, nous conduit à une erreur globale de $117\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$. En définitive le gain apparent s'inscrit entre $80\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ et $320\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$.

Les traçages chimiques ont montré que la partie supérieure du bassin du Drainan (Mont-Bénant) était en lien avec les bassins hydrologiques de Copsy (sources des Rosières) et des Combes (Forage du Lain). Le Drainan alimente donc à la fois le bassin versant de Copsy et celui des Combes, ce qui est confirmé par les données isotopiques, au moins en ce qui concerne le bassin versant de Copsy.

Cependant, les bilans hydriques des trois bassins versants étant équilibrés, il faut soit ima-

giner que les échanges concernent de très faibles quantités d'eau, soit que le bassin versant du Drainan reçoit une contre partie non mise en évidence de la part des bassins versants de Copsy et des Combes.

Dans ce dernier cas, le Mont-Bénant n'est pas à considérer comme une entité hydrogéologique simple. Il faut au contraire envisager de nombreuses petites unités hydrogéologiques plus ou moins indépendantes centrées sur des accidents et cataclases orientés globalement E-W.

Les traçages chimiques ont aussi mis en évidence que la terminaison orientale des Mémises alimente le réseau karstique du Boeul dont la résurgence se situe à l'Est de notre zone d'étude (Commune de St Gingolph). Cependant nous avons encore des incertitudes sur les écoulements dans la partie occidentale du synclinal. Seul un traçage suivi à la résurgence karstique et aux sources du Lain – Thollon et des Cornus - Bernex (jusqu'à 6-8 mois de suivi) pourrait nous permettre de trancher ou du moins d'améliorer nos connaissances.

穿點
石滴

Même une goutte d'eau creuse la pierre
Proverbe japonais

Quatrième partie
Conclusion générale

Conclusion Générale

La synthèse de cette étude s'articule en quatre parties. Dans les deux premiers temps, les principaux résultats concernant la géologie et l'hydrologie sont rappelés. Puis sont discutées les relations hydrogéologiques entre le Massif des Mémises - Mont-Bénant et le plateau Gavot, et enfin sont présentées les perspectives de recherches pour confirmation.

I. Synthèse géologique

La zone d'étude se caractérise par deux ensembles géologiques distincts : l'un constitué par le substratum rocheux, l'autre formé par les dépôts d'âge quaternaire qui recouvrent en grande partie le substratum.

I.I. Le Quaternaire :

Les sédiments quaternaires du Massif des Mémises - Mont-Bénant, de la vallée de l'Ugine et du plateau de Thollon sont essentiellement constitués par les dépôts liés aux fluctuations glaciaires.

Dans la vallée de l'Ugine, nous avons 80m au moins de dépôts où sont enregistrés les cycles glaciaires. Les dépôts s'étagent d'un interstade anté-würmien correspondant aux conglomérats des Dranses jusqu'aux sédiments lacustres du lac de barrage glaciaire associé à la récurrence datée de 30000 à 27650BP. Les dépôts graveleux de l'interstade anté-würmien sont masqués par les tills rhodaniens du maximum du « Würm ».

Ce maximum glaciaire n'a pas dépassé la cote 1200m d'altitude dans la région évianaise du plateau Gavot.

Les dépôts d'origine glaciaire du sommet du Mont-Bénant (1180-1280m) sont en limite d'influence du glacier rhodanien « würmien ». Ils sont constitués essentiellement de tills latéraux-frontaux présentant des perméabilités théoriques de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-5} m.s^{-1} . L'épaisseur de ces dépôts est très variable mais ne dépasse pas 5 à 10m. Ils donnent un aspect arrondi et régulier au Mont-Bénant masquant ainsi la complexité structurale de celui-ci.

I.II. Le substratum :

Lithologie et perméabilité

La succession lithologique des Préalpes Médiannes Plastiques va des gypses du Trias aux flyschs schisto-gréseux de l'Eocène moyen. Elle se caractérise dans son ensemble par une perméabilité réduite. Ainsi sont considérés comme

perméables en grand, **les formations calcaires du Malm** (de 50 à 200m d'épaisseur), **du Lias** (de 100 à 350m) **et les dolomies blondes triasiques** (jusqu'à 100m d'épaisseur) cornéulées et comme peu perméables les marno-calcaires du Dogger (de 300 à 600m d'épaisseur)

Structure

Le Massif des Mémises- Mont-Bénant est formé par un ensemble de structures plissées et chevauchantes, en échelon entre deux accidents sénestres, celui de la vallée du Rhône et celui de Bonnevaux – col du Pertuis. Le Massif des Mémises - Mont-Bénant constitue pour l'accident de Bonnevaux, avec les chevauchements de la Dent d'Oche et du Château d'Oche, sa zone principale d'amortissement.

Cette situation se traduit :

1. **à petite échelle**, par la contemporanéité des macro-structures plicatives, décrochantes et extensives mises en évidence par l'analyse microstructurale. Ainsi la contrainte principale σ_1 comprise entre N150E et N160E est à l'origine des décrochements N10E et des plis à axes courbes orientés de N50E à N90E. C'est cette courbure des axes de plis qui a induit une extension adaptative perpendiculaire aux structures (σ_3 entre N40E et N60E) ;
2. **à moyenne échelle** par :
 - a. La complexité de l'anticlinal chevauchant des Lanches et du système chevauchant du flanc Sud des Mémises qui forment très certainement un seul et même accident se ramifiant. Il induit ainsi l'amincissement du Malm du flanc Sud des Mémises.
 - b. Les accidents listriques normaux décrochant du Malm et du Lias qui pour les moins importants s'enracinent respectivement dans le Dogger, les gypses du Trias et les cornieules. Ces accidents sont à l'origine de la formation de blocs basculés et de la segmentation du massif en quatre parties. Soit d'Ouest en Est :
 - i. Le Mont-Bénant séparé en deux par l'accident de Bénant Est. Cet accident met en contact le Lias siliceux et les

dolomies blondes du Trias (coupe A – planche hors texte),

ii. Le César qui est séparé du Mont-Bénant par l'accident de Creusaz et de la Montagne des Mémises par l'accident du Pertuis,

iii. Et enfin les Mémises,

c. Les accidents décrochantes dextres N70E à N90E bien visibles sur le Mont-César. Ils sont aujourd'hui, avec le Dogger, à l'origine du fonctionnement en sackung du Mont-César. De tels accidents affectent également le Mont-Bénant. Il ne faut cependant pas oublier que les accidents E-W du Mont-César et du Mont-Bénant ne sont pas directement connectés. Dans un cas, ils affectent le Malm et s'enracinent dans le Dogger, dans l'autre cas ils concernent le Lias.

3. **à grande échelle** par :

- a. Les plis métriques asymétriques et coniques du Néocomien visibles aux passages d'accidents décrochantes,
- b. Les plis métriques asymétriques et les étirements observés dans les marno-calcaires du Dogger qui absorbent pour partie l'extension observée dans les calcaires massifs du Malm.

Les résultats obtenus sont en accord avec les travaux réalisés dans les Préalpes romandes particulièrement ceux de Plancherel [46, 149] et s'inscrivent dans le champ de contraintes régionales [41, 139].

Au final, l'intégration de l'ensemble de ces paramètres structuraux associés à la nature des roches a conduit à la proposition d'un premier schéma de circulation possible des eaux pour la zone d'étude (Figure n°II.43 page 112). C'est ce schéma que nous avons testé lors du volet hydrogéologique de ce travail.

II. Synthèse hydrologique

Pour mieux cerner les circulations hydrologiques et réaliser des bilans hydrogéologiques dans le massif des Mémises – Mont-Bénant la zone d'étude a été divisée en bassins versants topographiques jugés représentatifs du fonctionnement global du secteur et équipés de stations limnimétriques et météorologiques.

II.1. Les données météorologiques et limnimétriques

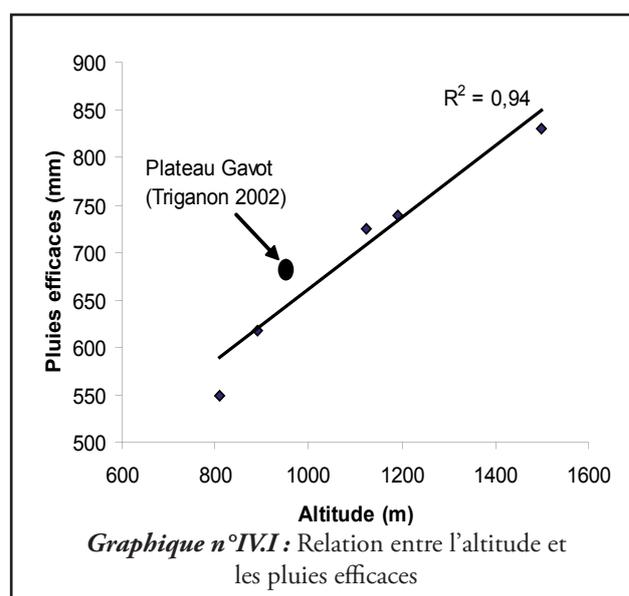
II.1.a les données météorologiques

Les données météorologiques ont montré que la période 2003-2006 se caractérise par un déficit des précipitations de 20% par rapport aux moyennes des 15 dernières années. L'année d'étude (février 2005-janvier 2006) n'est donc pas représentative d'une situation « normale ». Malgré ce déficit, le gradient pluviométrique longitudinal associé à l'influence du lac Léman est confirmé (+5,5mm.km⁻¹ vers le SE sur l'année d'étude). Cependant, le gradient altitudinal moyen entre la cote du lac et le massif des Mémises (+50mm/100 sur l'année d'étude) est légèrement inférieur aux gradients proposés antérieurement (de 57 à 80mm/an/100m).

De plus, les pluviomètres cumulateurs installés en période estivale ont permis de mettre en évidence des précipitations plus importantes, dans la vallée de l'Ugine que sur le plateau de Thollon et cela pour des altitudes équivalentes. L'ensemble de ces paramètres a été intégré lors de la spatialisation des précipitations en vue de la réalisation des bilans hydrogéologiques.

Concernant les températures, le gradient altitudinal moyen, obtenu (-0.6°C/100m) entre le lac et la station météorologique des Mémises, est en accord avec les gradients observés dans la vallée d'Abondance [172].

Les données de températures et de précipitations ont permis de déterminer les pluies efficaces bassin versant par bassin versant (Tableau n°IV.1). Ces pluies efficaces sont en accord avec les résultats obtenus par Triganon [2] à St Paul (680mm/an - station météorologique – altitude de 950m). En effet, la relation pluies efficaces - altitude moyenne des bassins versant montrent que nous avons des résultats cohérents.



	BV de Copsy	BV du Drainan	BV des Combe	BV de Trossy	BV du Vernay	BV du Vernay
Altitude moyenne (m)	890	810	1125	1500	1390	1190
Pluies efficaces (mm)	617±314	550±319	725±336	866±336	840±334	738±332
Pluies efficaces (l.s ⁻¹)	85±50	70±41	122±56	448±175	604±242	156±67

Tableau n°IV.1 : les pluies efficaces bassin versant par bassin versant.

II.1.b les données limnimétriques

L'analyse des chroniques des débits a montré que les cinq bassins versants équipés de stations de mesure de hauteur d'eau ont des réponses rapides aux précipitations, de l'ordre d'une heure. De même, ces chroniques ont permis de mettre en évidence des réponses différentes des bassins par rapport aux précipitations neigeuses. En effet, dans les bassins du flanc Nord des Mémises (altitude moyenne inférieure à 1000m), des alternances de précipitations neigeuses et de fonte se produisent pendant l'hiver tandis que dans les bassins de l'Ugine, la neige reste stockée de décembre à mi-mars, date de début de la fusion nivale.

Ces comportements différents ont des conséquences sur les étiages les plus forts. Ainsi l'étiage le plus marqué se produit pendant les mois d'été sur les bassins lémaniques et en janvier-février dans les bassins de l'Ugine. Malgré ces différences de comportement, les bilans hydrologiques ont été réalisés pour l'ensemble des bassins sur la période allant de début février 2005 à janvier 2006. Le mois de février correspond au mois le plus sec.

Au final, les débits moyens retenus sont synthétisés dans le tableau n°IV.2.

	BV de Copsy	BV du Drainan	BV des Combe	BV de Trossy	BV de Trossy et du Vernay	BV du Vernay
Débits des cours d'eau (L.s⁻¹)	66±10	73±11	92±14	410±62	759±152	340±68

Tableau n° IV.2 : Les débits des cours d'eau par bassins versants (BV)

II.II. les bilans hydrologiques et les traçages

Les bilans hydrologiques annuels ont été réalisés avec la formule de Turc annuelle en intégrant les marges d'erreurs communément admise :

- 15% d'erreur sur les précipitations après spatialisation.
- 30% d'erreur sur les ETR
- 15% d'erreur sur les débits des cours d'eau.

Les bilans hydrogéologiques sont **globalement** équilibrés dans les bassins de Copsy, du Drainan, des Combes et de Trossy (Tableau n°IV.3).

Par contre, pour le bassin du Vernay, dans la vallée de l'Ugine, le bilan présente un gain hydrique de 202L.s⁻¹±117L.s⁻¹. Malgré les difficultés rencontrées à la station de mesure des Faverges il semble difficile de considérer que la totalité de ce gain s'explique par ces difficultés. En effet, les campagnes de débits sériés entre la station de Trossy et celle des Faverges ont mon-

tré des gains de 100L.s⁻¹±50L.s⁻¹. Nous pensons que ces gains sont dus à des arrivées d'eau diffuses par les tills et colluvions alimentés depuis les réseaux karstiques présents au Sud du bassin (Mont-Baron - Les Trabes).

Bien que les bilans hydrologiques soient équilibrés dans les bassins de Copsy, du Drainan et des Combes, les traçages chimiques ont montré que la partie sommitale du bassin du Drainan alimente pour partie le bassin des Combes et de Copsy.

En effet, le traçage à la rhodamine a permis de mettre en évidence des circulations Ouest-Est entre les bassins versants du Drainan et des Combes. L'injection s'est faite dans un effondrement du Lias siliceux et le colorant est sorti (après 6 mois) dans des niveaux graveleux intratill du Lain (Forage du Lain) : Les circulations intéressent donc le substratum et les dépôts quaternaires.

De même, le traçage à la fluorescéine a mon-

	BV de Copsy	BV du Drainan	BV des Combe	BV de Trossy	BV de Trossy et du Vernay	BV du Vernay
Bilan hydrologique (L.s-1)	-5,7±3,8	-3±2,2	15±9	-7±3.8	-173±95	-202±117

Tableau n°IV.3: Bilans hydrologiques par bassins versants(BV).

tré des circulations Est-Ouest entre les bassins versants du Drainan et de Cappy. L'injection s'est faite dans la partie amont du ruisseau de Bénant-Lapreau. Ce ruisseau se perd à la cote de 1000m. Le colorant est sorti après 6 mois aux Rosières et les fluorocapteurs des sources de la base du cône du ruisseau sont restés négatifs. Bien que le ruisseau se perde dans des dépôts quaternaires et que le colorant soit ressorti dans des sources issues du quaternaire, nous avons de nouveau des circulations dans le substratum.

En résumé, nous avons des circulations Est-Ouest et Ouest-Est au sein du substratum du Mont-Bénant. Les drains préférentiels sont les fractures orientées N70E à N90E identifiées lors des levés cartographiques. De plus, ces résultats indiquent que l'accident N10E du Bénant est au moins en partie perméable aux circulations souterraines. Nous devons donc considérer que le Mont-Bénant n'est pas hydrogéologiquement simple, mais qu'il est probablement constitué de nombreuses petites unités indépendantes et centrées sur les accidents et cataclases orientés N70E à N90E.

Concernant la terminaison orientale des Mémises, le traçage à la rhodamine dans un conduit karstique inactif a mis en évidence un réseau de drainage de l'Ouest vers l'Est dans les calcaires du Malm. En effet, le colorant est sorti après trois jours à la résurgence karstique du Boeul. De plus, le bilan hydrologique du sous-bassin versant des Mémises (constitué par le synclinal) présente une perte de $50L.s^{-1} \pm 20L.s^{-1}$. Nous pouvons donc considérer que ce sous-bassin versant n'appartient pas au bassin versant de Trossy. Ce point mériterait d'être confirmé par un traçage à la terminaison occidentale bien que les traçages antérieurs effectués dans ce secteur soient restés négatifs dans les sources des bassins des Combes et de Trossy [91, 221].

Il en ressort, marges d'erreurs prises en compte :

- **que les bilans hydrologiques des bassins du flanc Nord du Massif des Mémises – Mont Bénant sont équilibrés,**
- **que seul le bassin du Vernay (flanc Sud du Mont-Bénant) présente un gain hydrique compris entre 100 et 300L.s⁻¹**

III. Relations hydrogéologiques entre le Massif des Mémises – Mont-Bénant et l'aquifère des eaux d'Evian (du pays Gavot ?).

et que ce gain ne peut provenir que des terrains au Sud de la zone d'étude.

La question initiale était de savoir si les infiltrations se produisant dans le Massif des Mémises Mont-Bénant étaient susceptibles d'alimenter l'aquifère des eaux d'Evian. Pour apporter des éléments de réponses, nous allons prendre le Massif d'Est en Ouest, unité morphologique par unité morphologique (Montagne des Mémises, Mont-César, Mont-Bénant).

La Montagne des Mémises

La Montagne des Mémises est un synclinal perché dont l'ossature est formée par les calcaires du Malm reposant sur 300 à 600m de marno-calcaires du Dogger peu perméables. Ce Malm présente un réseau karstique bien déve-

loppé. Les écoulements mis en évidence lors du traçage dans ce karst donnent des circulations de l'Ouest vers l'Est.

Le massif des Mémises est isolé au niveau du Malm et du Néocomien du Mont César par l'accident du Bénant.

Nous pouvons donc dire que le synclinal des Mémises n'a pas de lien hydrogéologique avec le plateau Gavot

Le Mont-César

Le Mont-César est constitué dans sa partie sommitale par le Néocomien et le Malm. Ces formations sont fortement fracturées par des accidents normaux listriques orientés N10E et de nombreuses fractures et diaclases orientées

N70E à N90E. L'ensemble de ces fractures s'enracinent dans le Dogger.

Le fonctionnement actuel en sackung du Mont-César par glissement des marno-calcaires vers le Sud induit l'ouverture de ces fractures (failles et diaclases) ainsi que l'écroulement des escarpements, toujours vers le Sud.

Ce glissement et ces écroulements vers le Sud du Mont-César s'accompagnent de nombreuses sources sur son flanc Sud. Les résurgences se situent généralement en base d'écroulement ou d'éboulis, au contact de la couverture quaternaire ou du Dogger.

L'ensemble de ces considérations nous conduit à ne pas envisager de lien hydrogéologique simple entre le Mont-César et le plateau Gavot.

Le Mont-Bénant

Le Mont-Bénant est formé de deux blocs basculés sur les accidents de Creusaz et de Bénant. Ces blocs sont affectés par des fractures et diaclases orientées N70E à N90E. Ainsi seul le substratum du secteur Nord-Ouest (Bois de la Grande Forêt – Les Roseires) présente des pentages favorisant les écoulements vers le Nord - Nord-Ouest

Toujours du point de vue géologique, les dépôts quaternaires dans la partie Sud-Est du Mont-Bénant (entre le hameau de Bénant et celui de Creusaz) reposent sur les marno-calcaires du Dogger. Cela se traduit au niveau hydrologique par de nombreuses petites sources dont les résurgences se situent au contact de la couverture quaternaire et du substratum marno-cal-

caire. Par contre, nous n'avons pour ainsi dire pas de sources dans les parties Ouest et Nord du Mont-Bénant où, sous les dépôts quaternaires, sont présents les calcaires du Lias.

Par ailleurs, comme cela vient d'être rappelé, les traçages ont mis en évidence, dans le substratum du Mont-Bénant, des circulations Est-Ouest et Ouest-Est. Ces circulations se font à la faveur de fractures. Ces résultats semblent confirmés par les analyses des Oxygènes-18. En effet, la source de Lapreau (altitude 890m), dont les fluorocapteurs sont restés négatifs lors des traçages chimiques, présente un $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (- 9,77 $\delta\text{‰}$) bien supérieur à celui de la source du Bénant (-11,1 $\delta\text{‰}$ –altitude 1190m). tandis que le $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ des Roseires aval (altitude 910m), où les fluorocapteurs se sont révélés positifs, est plus proche (-10,37 $\delta\text{‰}$) des teneurs de la source du Bénant que de celle de Lapreau.

Malgré ces circulations, les bilans hydrogéologiques des bassins versants du flanc Nord et Nord Ouest sont équilibrés.

Il apparaît illusoire au vu de ces résultats d'envisager que la totalité de l'alimentation des aquifères des eaux d'Evian se fasse au niveau du Mont-Bénant. Cependant, nous ne pouvons pas exclure qu'il participe pour partie à son alimentation à hauteur maximale de 15 à 20L.s⁻¹. Le plateau Gavot comme zone d'infiltration première reste d'actualité.

La politique de préservation des ressources mise en place par Danone Eaux France sur le plateau Gavot et étendue aux communes de Thollon et Bernex est tout à fait cohérente et se justifie donc pleinement.

IV. Perspectives

Cette étude a permis de comprendre la structure géologique du Massif des Mémises – Mont-Bénant et de réaliser un bilan hydrogéologique de celui-ci. Il reste cependant de nombreuses questions :

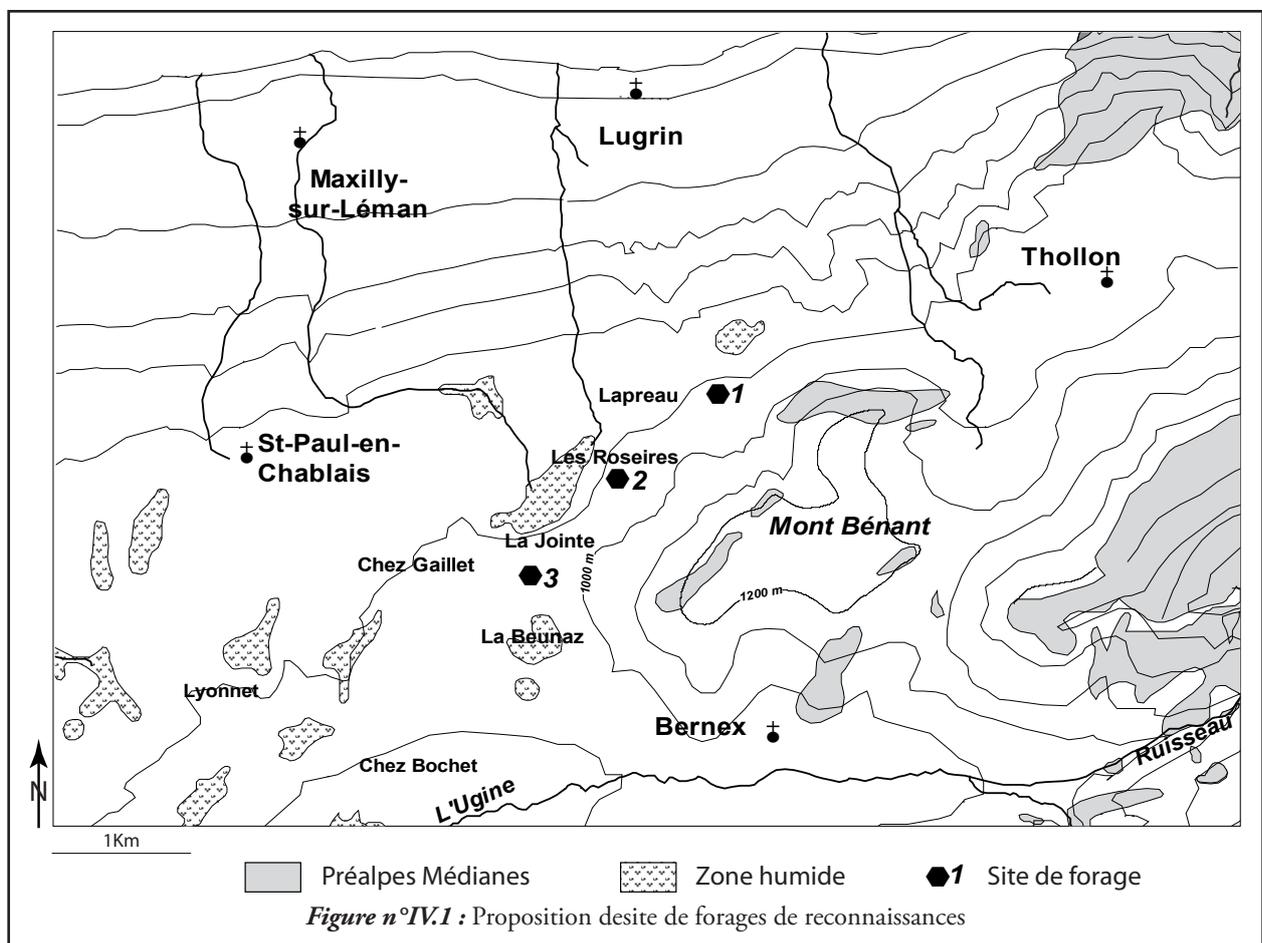
- Compte tenu des bilans équilibrés sur la terminaison occidentale du Massif des Mémises – Mont-Bénant, le bilan hydrogéologique du plateau Gavot mériterait d'être repris et réactualisé pour mieux quantifier les infiltrations vers Evian.

- Les effets de la sublimation de la neige sur les valeurs du $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ doivent être formellement étudiés, comme le proposait déjà Triganon [2]. En effet, les valeurs obtenues sur la source des chalets d'alpages des Mémises lors de la campagne de juin 2005 présentent un enrichissement marqué ($-11,1 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$ pour une valeur attendue autour de $-13 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$).

- Les processus de minéralisation n'ont pas été abordés dans ce travail et mériteraient une étude approfondie. En effet, la teneur en magnésium des eaux d'Evian n'est toujours pas expliquée. Quelle est son origine ? Quels sont les processus physico-chimiques en jeu ?

Pour mieux cerner l'influence du Mont-Bénant sur l'aquifère et essayer d'apporter quelques éléments de réponse à la question précédente, nous pensons qu'il faudrait réaliser **un forage de reconnaissance carotté** à la base du Mont – Bénant. Ce forage devra traverser les cornieules pour mieux comprendre l'influence de celles –ci dans les processus de minéralisation. Pour l'implantation de ce forage il y a plusieurs sites possibles (Figure n° IV.1) :

- o **Le site de la chapelle du hameau de Lapreau.** Ce site présente l'intérêt de se situer sur l'accident listrique du Bénant sur son versant Ouest – Nord-Ouest. Bien



que cette faille soit pour partie perméable aux circulations, nous ne pouvons pas exclure qu'elle draine une fraction des écoulements. De plus, cet accident affecte les dolomies blondes du Trias et les cornieules, il est donc susceptible d'expliquer une partie de la minéralisation des eaux. Cependant les coupes géologiques réalisées (Coupe n°1 et n°2) montrent que nous avons 50m à 80m de Quaternaire puis environ 200m de calcaires liasiques avant d'atteindre les dolomies et les cornieules. La longueur du forage à envisager est d'environ 300m.

o **Le site des Roseires.** Nous savons qu'il existe des circulations Est-Ouest depuis le Bénant alimentant ce secteur. La quantité de colorant récupéré dans les fluorocapteurs est très faible par rapport à la quantité injectée. Nous pouvons donc espérer qu'une partie des écoulements reste dans

le substratum. Cependant, comme pour le site de Lapreau, nous pouvons rencontrer jusqu'à 150m de formations liasiques avant d'atteindre les dolomies et les cornieules. La longueur du forage à envisager est d'environ 250m

o **Le site de Chez Gaillet – la Beunaz – La Jointe.** Du point de vue des accidents et des circulations identifiés c'est le site le moins intéressant. Mais c'est sur celui-ci que nous aurons l'épaisseur la plus faible de Lias (moins de 100m). Il est donc techniquement plus simple. La longueur du forage à envisager est d'environ 200m.

Indépendamment des contraintes techniques, si nous hiérarchisons notre choix, nous retenons en premier lieu, le site de Lapreau puis, celui des Roseires (Tableau IV n°4)

	Lapreau	Roseires	Chez Gaillet – la Beunaz – La Jointe
Contraintes techniques	+++	++	+
Intérêt géologique	+++	++	+
Connaissance des circulations	++	++	+

Tableau n°IV.4 : Choix du site d'implantation d'un forage

NOUS NE POUVONS PAS

*Tu crois que tu as fini ?
Réponds à trois questions : comment découvrir
Combien d'années vit un corbeau ?
À l'étoile la plus lointaine
Quelle est la distance ?
Qu'est-ce que je désire à présent ?
Ami, de nouveau, nous ne savons pas.
De nouveau, tout est inconnu.
De nouveau, nous devons recommencer.
C'est finir que
Nous ne pouvons pas*

*Nicolaes Roërich
(1915 -Traces)*

1. F Guiter, (2003) : **Contribution pollen-analytique à l'histoire de la végétation au cours des derniers 100 000 ans dans la région d'Evian (Haute, Savoie, France) : Implication pour la chronologie du dernier glacier du Rhône.** Aix-Marseille : Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille ; Thèse, p.271.
2. A Triganon, (2002) : **Géométrie et fonctionnement d'un aquifère quaternaire du bassin Lémanique.** Avignon : Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse ; Thèse, p.292.
3. A Triganon, G Nicoud, F Guiter, B Blavoux, (2005) : **Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm. Quaternaire - 16(1) ; pp.57-63.**
4. C Caron, (1972) : **La nappe supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **65(1)** ; pp.47-73.
5. C Caron, (1973) : **Survol géologique des Alpes occidentales.** *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles* - **62** ; pp.73-81.
6. M Caron, C Dupasquier, (1989) : **Litho- et biostratigraphie des dépôts du «Crétacé moyen» dans les Préalpes Médiannes.** *Geobios* - **11** ; pp.49-58.
7. J Mosar, GM Stampfli, F Girod, (1996) : **Western Préalpes Médiannes Romandes : Timing and structure. A review.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **89(1)** ; pp.389-425.
8. R Trumphy, (1980) : **Geology of Switzerland. A guide-book. Part A : An Outline of the Geology of Switzerland.**, Schweizerische Geologische Kommission edn. Basel, New York: Wepf & Co.; p.104.
9. M Lugeon, E Gagnebin, (1941) : **Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.** *Bulletin des laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne* - **72** ; pp.1-90.
10. G Stampfli, J Marcoux, A Baud, (1991) : **Tethyan margins in space and time.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* - **87(1-4)** ; pp.373-409.
11. R Trumphy, A Bersier, (1954) : **Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. Petrographie, stratigraphie, origine.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **144** ; pp.119-166.
12. J Mosar, (1991) : **Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse).** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **84(3)** ; pp.689-725.
13. EB Bailey, (1935) : **Tectonic essays, mainly Alpine.** Oxford : Clarendon Press ; p.200.
14. H Masson, (1976) : **Un siècle de géologie dans des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **69(2)** ; pp.527-575.
15. HB Saussure (de), (1779-1786) : **Voyage dans les Alpes.** Fauche: Neuchâtel ; p.540.

16. G Chamot, (1961) : **La Nappe des Préalpes médianes entre les Cornettes de Bise et le col du Corbier (Chablais français)**. *Bulletin des laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne* - **131** ; pp.1-86.
17. E Favre, (1859) : **Mémoires sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie**. *Mémoire de la Société Physique et Naturelle de Genève* - **15** ; pp.92.
18. E Favre, H Schardt, (1867) : **Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, et du Piémont et de la Suisse**. pp.236-309.
19. E Renevier, H Schardt, (1899) : **Carte géologique de la Suisse au 1:100000. Notice explicative de la feuille XVI**. *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **6** ; pp.81-112.
20. H Schardt, (1893) : **Sur l'Origine des Préalpes romandes**. *Arch. Sci. Phys. Nat. Genève* - **3** ; pp.570-583.
21. H Schardt, (1898) : **Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses. Préalpes du Chablais, du Stockhorn et des Klippes**. *Bulletin de la Société Vaudoise des sciences naturelles. Lausanne* - **34** ; pp.113-219.
22. M Lugeon, (1902) : **Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse**. *Bulletin de la Société géologique de France* - **1(4)** ; pp.723-825.
23. A Jeannet, (1912-1918) : **Monographie géologique des Tours d'Ai. Matér. Carte géologique Suisse n.s. 34**,
24. E Peterhans, (1926) : **Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy**. *Mémoire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles* - **69(2)** ; pp.191-344.
25. A Jeannet, (1909) : **La Nappe Rhétique dans les Préalpes vaudoises**. *C.R. Acad. Sci. Paris* **148** ; pp.246-248.
26. F Rabowski, (1920) : **Les préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Matér. Carte géologique Suisse n.s. 35**.
27. G Steinmann, (1905) : **Geologische Beobachtungen in den Alpen II**. *Ber. natf. Ges. Fribourg i. BR.* - **16** ; pp.18-67.
28. H Badoux, (1963) : **A propos des Préalpes du Chablais**. *Mémoire de la Société géologique de France* - **II** ; pp.379-382.
29. C Caron, (1965) : **L'appartenance tectonique des flyschs du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse) ; Considérations sur la nappe de la Simme**. *Bulletin de la Société géologique de France* - **7(7)** ; pp.921-928.
30. C Caron, M Weidmann, (1967) : **Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie)**. *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **60(2)** ; pp.357-398.
31. M Lugeon, (1943) : **Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation**. *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne.* - **62** ; pp.301-303.
32. H Badoux, (1967) : **De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses**. *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **60(2)** ; pp.399-406.
33. H Badoux, A Lombard, (1962): **Notice explicative de la feuille géologique de Lenk**.
34. H Badoux, (1965): **Carte Géologique au 1/50000. Feuille Thonon Chatel**. Ed. : BRGM.

35. H Badoux, (1965) : **Feuille de Montreux. Atlas géologique de la Suisse 1:25000.** Géologique.
36. H Badoux, C-H Mercanton, (1962) : **Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **55(1)** ; pp.135-188.
37. H Badoux, M Weidmann, (1963) : **Sur l'âge des Flyschs à Helminthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **56(2)** ; pp.513-528.
38. A Baud, H Masson, (1975) : **Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briançonnais ; failles conjuguées et paléokarst à St Triphon (Préalpes médianes, Suisse).** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **68** ; pp.131-145.
39. A Baud, M Septfontaine, (1980) : **Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **73(2)** ; pp.651-660.
40. M Septfontaine, (1983) : **Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. (Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique).** *Mémoire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles* - **97** ; pp.1-121.
41. M Mettraux, J Mosar, (1989) : **Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **82(2)** ; pp.517-540.
42. G Stampfli, (1993) : **Le Briançonnais terrain exotique dans les Alpes ?** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **86(1)** ; pp.1-45.
43. GM Stampfli, R Marchant, (1997) : **Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps.** In: *Deep Structure of the Swiss Alps - Results from NRP 20.* Edited by OA Pfiffner, P Lehner, PZ Heitzman, S Mueller, A Steck. pp. 223-239. Basel : Birkhäuser AG ; pp.223-239.
44. DG Borel, (1997) : **Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine Briançonnais. Les Préalpes médianes au Lias.** Lausanne - Suisse : Université de Lausanne; Thèse, p.150.
45. GM Stampfli, DG Borel, R Marchant, J Mosar, (2002) : **Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions.** In: *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny.* Edited by G Rosenbaum, GS Lister. pp. 77-106 : Journal of the Virtual Explorer ; pp.77-106.
46. R Plancherel, (1979) : **Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médianes plastiques entre Rhône et Aar.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **72(1)** ; pp.145-214.
47. E Gagnebin, (1937) : **Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman.** *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne* - **60** ; pp.29-62.
48. M Burri, (1963) : **Le Quaternaire des Dranses. Etude géologique des sédiments quaternaires de la feuille de Thonon au 1:50 000 de la Carte Géologique de France.** *Bulletin des laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne* - **142**; pp.1-34.
49. A Morlot, (1858) : **Sur le terrain quaternaire (sic) du bassin du Léman.** *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne.* - **6** ; pp.101-108.

50. B Blavoux, (1965) : **Les sources minérales d'Evian. Etude climatologique, hydrologique et hydrochimique des formations fluvio-glaciaires quaternaires du Bas-Chablais.** Paris: Université de Paris ; Thèse, p.366.
51. M Burri, (1977) : **Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique.** *Bulletin des laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne* - **223** ; pp.1-9.
52. B Blavoux, (1988) : **L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm.** *Bulletin de l'AFEQ* - **2/3** ; pp.69-79.
53. G Monjuvent, G Nicoud, (1988) : **Modalités et chronologie de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines «internes» à la cuvette lémanique.** *Bulletin de l'AFEQ* - **2-3** ; pp.129-140.
54. G Monjuvent, G Nicoud, (1988) : **Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français.** *Bulletin de l'AFEQ* - **2** ; pp.147-156.
55. G Nicoud, E Coddet, B Blavoux, M Dray, (1993) : **Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas-Chablais (Bassin lémanique, France) implications hydrogéologiques.** *Quaternaire* - **4(2-3)** ; pp.69-76.
56. F Guiter, A Triganon, V Andrieu-Ponel, P Ponel, J-P Hébrard, G Nicoud, J-L De Beaulieu, S Brewer, F Guibal, (2005) : **First evidence of "in situ" Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France) : implications for the chronology of the Last Glaciation.** *Quaternary Science Reviews* - **24** ; pp.35-47.
57. V Chazal, S Grange, (2002) : **Le Quaternaire dans le Bas-Chablais : Les phases glaciaires dans le bassin lémanique au cours du Würm.** *Rapport interne.*, Université de Chambéry ; p.85.
58. G Seret, E Dricot, G Mansard, (1990) : **Evidence of an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle.** *Nature* - **346** ; pp.453-456.
59. P Mandier, (1984) : **Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique.** Lyon ; Thèse, p.654+217.
60. R Arn, (1984) : **Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région Lémanique.** Lausanne; Thèse, p.307.
61. S Ivy-Ochs, J Schäfer, PW Kubik, H-A Synal, C Schlüchter, (2004) : **Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland).** *Eclogae Geologicae Helveticae* - **97**; pp.47-55.
62. F Preusser, M Geyh, C Schlüchter, (2003) : **Timing of Late pleistocene climate change in lowland Switzerland.** *Quaternary Science Reviews* - **22** ; pp.1435-1445.
63. C Schlüchter, M Maisch, J Suter, P Fitze, W Keller, C Burga, E Wynistorf, (1987) : **Das Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit.** *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* **123(3)** ; pp.135-174.
64. F Guiter, A Triganon, V Andrieu-Ponel, P Ponel, J-P Hébrard, G Nicoud, J-L De Beaulieu, (Sous presse) : **About the presence of Eemian peats in the Geneva basin and its implications : A reply to comments by Preusser. (Correspondance).** *Quaternary Science Reviews*.

65. F Preusser, C Schlüchter, R Drescher-Schneider, S Ivy-Ochs, M Kelly, (Sous presse) : **Comment on “First evidence of “in situ” Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France) : implications for the chronology of the Last Glaciation” by Guiter, F., Triganon, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Hébrard, J.-P., Nicoud, G., De Beaulieu, J.-L., Brewer, S., Guibal, F. (Correspondance),** *Quaternary Science Reviews*.
66. W Sissingh, (1997) : **Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases.** *Tectonophysics* - **282(1-4)** ; pp.223-256.
67. W Sissingh, (1998) : **Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin : correlation of Alpine foreland events.** *Tectonophysics* - **300(1-4)**; pp.249-284.
68. PA Ziegler, S Cloetingh, R Guiraud, GM Stampfli, (2001) : **Peri-Tethyan platforms: constraints on dynamics of rifting and basin inversion.** **186** ; pp.9-49.
69. A Matter, P Homewood, C Caron, D Rigassi, J Van Stuijvenberg, M Weidmann, W Winkler, (1980) : **Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland.** In : *Geology of Switzerland. A guide-book. Part B : Geological Excursions* Edited by R Trumpy, vol. Part B. pp. 261-293. Basel, New York: Wepf & Co ; pp.261-293.
70. D Morend, A Pugin, GE Gorin, (2002) : **High-resolution seismic imaging of outcrop-scale channels and an incised-valley system within the fluvial-dominated Lower Freshwater Molasse (Aquitainian, western Swiss Molasse Basin).** *Sedimentary Geology* - **149 (4)** ; pp.245-264.
71. M Bourbon, (1980) : **Evolution d’un secteur de la marge Nord-Tethysienne en milieu pélagique : la zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l’Eocène inférieur.** Strasbourg : Université Louis Pasteur ; Thèse p.580.
72. DG Borel, (1995) : **Préalpes médianes: courbes de subsidence et implications géodynamiques.** *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne* - **83(4)** ; pp.293-315.
73. DG Borel, J Mosar, (2000) : **Subsurface structures in the Chablais Préalpes : New tectonic interpretations of the Préalpes Médiannes nappe based on palinspastic lengths.** *Eclogae Geologicae Helveticae* - **93(3)** ; pp.307-314.
74. F Girod, (1995) : **Etude géologique et minéralogique de la région des Cornettes de Bise.** Diplôme de fin d’étude, Université de Lausanne ; p.178.
75. R Plancherel, (1990) : **Les Préalpes du Chablais - Présentation générale.** In: *Suisse Lémanique pays de Genève et Chablais. Guides Géologiques Régionaux.* Edited by J Charollais, H Badoux, ed. Masson, Masson ; pp.183-190.
76. M Septfontaine, (1995) : **Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Préalpes of lake Geneva: interpretation as synsedimentary inversion structures, Paleotectonic implications.** *Eclogae Geologicae Helveticae* **88(3)**; pp.553-576.
77. GM Stampfli, M Marthaler, (1990) : **Divergent and convergent margins in the north-western Alps, confrontation to actualistic models.** *Geodynamica Acta* - **4(3)** ; pp.159-184.
78. A Baud, (1972) : **Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes.** *Eclogae Geologicae Helveticae* - **65(1)** ; pp.43-55.

79. P Jeanbourquin, (1986) : **Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'autochtone helvétique en Suisse romande**. Université de Lausanne (Suisse), Thèse, p.218.
80. J Debelmas, M Gidon, C Kerckhove, (1980) : **Idées actuelles sur les cargneules alpines**. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. de Lyon - 4* ; pp.195-201.
81. H Masson, (1972) : **Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique**. *Eclogae geol. Helv. Eclogae Geologicae Helvetiae - 65(1)* ; pp.27-41.
82. CY Lu, (1985) : **Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moutiers) et dans les Schistes Lustrés du Mont Jovet , Alpes de Savoie**. : Université de Bretagne occidentale et Université de Savoie; Thèse, p.148.
83. CH Grandjacquet, (1973) : **Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de «cargneules» et de gypses des chaînes subalpines méridionales; implications structurales**. *C.R. Acad. Sci. Paris, série D 276* ; pp.2369-2372.
84. CH Grandjacquet, (1975) : **Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale**. *Bulletin de la Société géologique de France - 17* ; pp.242-259.
85. W Schaad, (1995) : **Die Entstehung von Rauhacken durch die Verkarstung von Gips**. *Eclogae Geologicae Helvetiae - 88(1)* ; pp.59-90.
86. WH Müller, (1982) : **Zur Entstehung der Rauhacke**. *Eclogae Geologicae Helvetiae - 75(3)* ; pp.481-494.
87. AT Debenedetti, (1975) : **Carniole della Valle d'Aosta. Studio Isotopico ed Ipotesi**. *Genetica. Boll. Soc. geol. ital. - 94* ; pp.1883-1894.
88. A Baud, R Heinz, M Septfontaine, (1989) : **Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes, du 2 au 4 octobre 1988**. *Eclogae Geologicae Helvetiae - 82(1)*; pp.359-377.
89. M Mettraux, B Mohr, (1989) : **Stratigraphy of the Triassic/Jurassic boundary in the 'Préalpes Médiannes' nappe : Facies and palynology**. *Eclogae Geologicae Helvetiae - 82(3)* ; pp.743-763.
90. GM Stampfli, (1996) : **The Intra-Alpine terrain. A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides**. *Eclogae Geologicae Helvetiae - 89(1)* ; pp.13-42.
91. B Sartiges, (1978) : **Infiltration des eaux et relations entre aquifères profonds et superficiels : Hydrogéologie du plateau de Thollon, de la montagne de Mémise et de la vallée d'Ugine (Haute-Savoie)**. Grenoble ; Thèse, p.275.
92. F Rappaz, M Hager, PF Pahud, (1996) : **Thollon - Dent d'Oche (inédit)**. Diplôme de fin d'étude, Université de Lausanne (Suisse) ; p.40.
93. F Girod, (1995) : **Géologie de la région des Cornettes de Bise (Préalpes du Chablais franco-suisse)**. *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne. - 83(4)* ; pp.317-334.
94. G Savary, (1957) : **Etude géologique de la région comprise entre les rochers de Mémise et la Dent d'Oche**. Diplôme de fin d'étude, Université de Lausanne (Suisse) .

95. R Plancherel, P Broquet, C Caron, (1998) : **Carte Géologique au 1/50000. Samoëns- Pas de Morgins.** 1922.
96. R Heinz, C Isenschmid, (1988) : **Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivakalk (Malm) der Préalpes Médiannes.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **81(1)** ; pp.1-62.
97. P Michaud, (1957) : **Etude géologique de la région du Pic Blanchard.** Diplôme de fin d'étude, Université de Lausanne (Suisse).
98. R Hable, (1997) : **Biostratigraphie, Sedimentologie und paläogeographische Entwicklung der Préalpes médianes des Chablais (Haute-Savoie) von Apt bis Unter-Eozän/.** Fribourg; Fribourg; Thèse, p.324.
99. J Charollais, R Plancherel, G Monjuvent, J Debelmas, (1998) : **Carte Géologique au 1/50000. Annemasse.**
100. C Caron, (1976) : **La nappe du Gurnigel dans les Préalpes.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **69(2)** ; pp.297-308.
101. C Caron, P Homewood, R Morel, J Van Stuijvenberg, (1980) : **Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes médianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise.** **Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles, 69/1 : 64-79.** *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles* - **69(1)** ; pp.64-79.
102. J Van Stuijvenberg, (1980) : **Stratigraphie et structure de la Nappe du Gurnigel aux Voirons, Haute Savoie.** *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles* - **69(1)** ; pp.1-98.
103. R Vial, (1976) : **Etude géologique et hydrogéologique de la région de Thonon Douvaine (Hte Savoie).** Université de Grenoble; Thèse.
104. D Raymond, B Deffontaines, A Ferhi, JM Dorioz, JP Rudant, (1996) : **Néotectonique de la région sud-lémanique (Haute-Savoie, France) : approche multisources (imagerie optique et hyperfréquences, analyse morphostructurale).** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **89(3)** ; pp.949-973.
105. E Gagnebin, (1937) : **Les lacs de la Bennaz, au-dessus d'Evian (Haute Savoie).** *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne* - **60(245)** ; pp.29-44.
106. A Parriaux, G Nicoud, (1993) : **Les formations glaciaires et l'eau souterraine. Exemple du contexte nord alpin occidental.** *Quaternaire* - **4(2-3)** ; pp.61-67.
107. B Blavoux, A Brun, (1966) : **Caractéristiques sédimentologiques et palynologiques des terrains würmien de la région d'Evian, d'après le sondage de Scionnex (Haute Savoie).** *C.R. Acad. Sci. Paris* **263** ; pp.212-215.
108. B Blavoux, M Dray, (1971) : **Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais et leurs enseignements stratigraphiques, leur intérêt pour l'hydrologie et l'hydrochimie régionales.** *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* - **13** ; pp.17-34.
109. B Blavoux, (1978) : **Etude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygène 18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée.** Université Pierre et Marie Curie, Paris VI ; Thèse d'Etat p.333.
110. B Doudoux, (1969) : **Rapport géologique de la zone du Fayet à Thollon (Hte Savoie).** Rapport, Université de Chambéry ; p.4.

111. B Doudoux, (1970): **Rapport sur les conditions géologiques de sources de forages à Thollon (Hte Savoie)**. Rapport, Université de Chambéry ; p.11.
112. B Doudoux, (1973): **Rapport sur les conditions géologiques de la source du Fayet. commune de Thollon-Les-Mémises (Haute Savoie)**. Rapport, Université de Chambéry ; p.6.
113. B Doudoux, (1973): **Rapport sur les conditions géologiques de puits et de forages effectués à Lain pour la commune de Thollon-Les-Mémises (Hte Savoie)**. Rapport, Université de Chambéry ; p.7.
114. P Gidon, (1949): **Rapport sur les conditions géologiques d'un captage destiné à l'alimentation en eau potable de la commune de Thollon. Haute Savoie**. Rapport, Université de Chambéry ; p.4.
115. BRGM, (2005): **La banque du sous-sol**. <http://infoterre.brgm.fr/>.<http://infoterre.brgm.fr/>
116. J-P Rampnoux, (1990) : **Rapport géologique préliminaire sur la définition des périmètres de protection du Forage n°10 ou de l'Ugine. commune de St Paul et Chabalais (Haute Savoie)**. Rapport d'hydrologie, Direction Départemental de l'Agriculture (DDAF Haute Savoie), Chambéry ; p.8.
117. J-P Rampnoux, (1991) : **Rapport géologique sur les périmètres de protection du nouveau forage (F2) des Faverges. Commune de St Paul en Chablais (Haute -Savoie)**. Chambéry ; p.6.
118. E Peterhans, (1923) : **Sur la tectonique des Préalpes entre Meillerie et St Gingolph (Hte-Savoie)**. *C.R. Acad. Sci. Paris - S.4* ; t. XXXIII ; pp.51-57.
119. E Siwertz, (2004) : **Source Alpian. Notice hydrogéologique 04-74-081**. Rapport de bureau d'étude, ENVHYDRO.
120. P Rousset, (2005) : **Commune de St Paul en Chablais. Etude de la productivité du forage des Faverges**. Régie Départementale d'Assistance de Haute-Savoie ; p.14.
121. F Guiter, V Andrieu-Ponel, J-L De Beaulieu, R Cheddadi, M Calvez, P Ponel, M Reille, T Keller, C Goeury, (2003) : **The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records**. *Quaternary International* - **111(1)** ; pp.59-74.
122. D Rosgen, (1996) : **Applied river morphology**, Fort Collins, Colorado : Wildland Hydrology
123. J Mosar, (1994) : **Géologie structurale l'est de Montreux (Préalpes médianes plastiques, Suisse)**. *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **87(1)** ; pp.11-32.
124. J Sésiano, (2004) : **Mesure du mouvement d'une fracture au Mont-César (Chablais, Haute-Savoie, France)**. *Bulletin de la Société Vaudoise des sciences naturelles. Lausanne* - **89(2)** ; pp.67-76.
125. F Agliardi, G Crosta, A Zanchi, (2001) : **Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics**. *Engineering Geology* - **59** ; pp.83-102.
126. M Bovis, (1982) : **Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia**. *Geological Society of America Bulletin* - **93** ; pp.804-812.
127. DH Radbruch-Hall, DJ Varnes, RB Colton, (1977) : **Gravitational spreading of steep-sided ridges in Colorado : U.S.** *Geological Survey Journal of Research* - **5** ; pp.359-363.

128. DH Radbruch-Hall, DJ Varnes, WZ Savage, (1976) : **Gravitational spreading of steep-sided ridges (“Sackung”) in Western United States.** *International Association of Engineering Geology, Bulletin* - **14** ; pp.23-35.
129. MH Bott, (1959) : **The mechanics of oblique Slip Faulting.** *Geol. Mag.* - **96(2)** ; pp.109-117.
130. J Angelier, (1990) : **Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means.** *Geophys. J. Int.* - **103** ; pp.363-376.
131. J Angelier, (1975) : **Sur l’analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l’Utilité d’une confrontation entre les méthodes dynamique et cinématiques.** *C.R. Acad. Sci. Paris Série D*, **281** ; pp.1805-1808.
132. J Angelier, J Goguel, (1979) : **Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles.** *C.R. Acad. Sci. Paris série D*, **288** ; pp.307-310.
133. A Etchecopar, G Vasseur, M Daignieres, (1981) : **An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis.** *Journal of Structural Geology* **3(1)** ; pp.51-63.
134. J Angelier, (1991) : **Inversion directe et recherche 4D : comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs de paléocontraintes en tectonique de faille.** *C.R. Acad. Sci. Paris Série II.* (**312**) ; pp.1213-1218.
135. P-Y Choi, J Angelier, B Souffaché, (1996) : **Distribution of angular misfits in fault-slip data.** *Journal of Structural Geology* - **18(11)** ; pp.1353-1367.
136. C Homberg, (1997) : **Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d’accidents majeur .** Paris: Pierre et Marie Curie ; Thèse, p.306.
137. J-F Gamond, (1985) : **Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels.** Université de Grenoble, Thèse, p.196.
138. J Mosar, (1989) : **Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse).** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **82(3)** ; pp.765-793.
139. J Mosar, DG Borel, (1992) : **Paleostress from the Préalpes médianes (Switzerland).** *Annales Tectonicae* - **6(2)** ; pp.115-113.
140. B Delacou, C Sue, J-D Champagnac, M Burkhard, (2004) : **Present day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis.** *Geophys. J. Int.*; pp.753-774.
141. B Delacou, C Sue, J-D Champagnac, M Burkhard, C Allanic, N Béthoux, (2004) : **2.5D Thin-shell gravitational modeling in the western/central Alps: comparison with seismotectonic synthesis.** *Boll. Geofis. Teor. Appl. GeoMod04 Special Issue*, vol. **45(1)** ; pp.74-77.
142. J Mosar, (1999) : **Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland.** *Earth and Planetary Science Letters* - **173(3)** ; pp.143-155.

143. J Danet, (2003) : **Caractérisation et interprétation de la déformation extensive dans la chaîne des Aravis (Massif des Bornes) - Inédit.** Mémoire de DEA, Grenoble, Université Joseph Fourier ; p.32.
144. J-D Champagnac, C Sue, B Delacou, M Burkhard, (2004) : **Brittle deformation in the inner NW Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse.** *Terra Nova* - **16(4)** ; pp.232-242.
145. K Decker, M Meschede, U Ring, (1993) : **Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps).** *Tectonophysics* - **223** ; pp.291-312.
146. NS Mancktelow, (1992) : **Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland).** *Tectonophysics* - **215** ; pp.295-317.
147. P Nievergelt, M Liniger, N Froitzheim, RF Maehlmann, (1996) : **Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland).** *Tectonics* - **15** ; pp.329-340.
148. SM Selverstone, (1988) : **Evidences for East-West crustal extension in the eastern Alps : implication for the unroofing history of the Tauern window.** *Tectonics* - **7** ; pp.87-105.
149. R Plancherel, (1976) : **Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegardelac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises).** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **65(2)** ; pp.461-469.
150. RE Wilcox, TP Harding, DR Seely, (1973) : **Basic Wrench tectonics.** *Bull. Amer. assoc. Petroleum Geol.* - **57(1)** ; pp.74-96.
151. J Mosar, (1997) : **Folds and thrusts in the Préalpes Médiannes Plastiques Romandes.** *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne* - **84(4)** ; pp.347 - 384.
152. J Mosar, J Suppe, (1992) : **Role of shear in fault - propagation folding.** In: *Thrust tectonics.*
153. JP Vernet, R Horn, H Badoux, G Scolari, (1974) : **Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **67(3)** ; pp.515-529.
154. M Beres, M Scheidhauer, F Marillier, (2003) : **Imaging Molasse and Quaternary Sediments in Lake Geneva, Switzerland, with 3-D High-Resolution Seismic Reflection Methods : A case Study.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **96(Supp.1)** ; pp.31-38.
155. I Chaudhary, D Dupuy, M Scheidhauer, F Marillier, (2005) : **The molasse fault zone in Lake Geneva, South-West Switzerland, from high-resolution seismic reflection data.** In: *8th EEGS-ES. Environmental and Engineering geophysics* ; University of Aveiro. Portugal.
156. M Scheidhauer, F Marillier, P Thierry, (2005) : **Detailed 3D seismic imaging of a fault zone beneath Lake Geneva, Switzerland.** *Basin Research* - **17(1).**
157. C Proietti, (2004) : **Cartographie à l'aide de la sismique réflexion d'une zone de failles affectant le bassin molassique dans le lac Léman.** DEA Institut de Géophysique, Université de lausanne. DEA, Lausanne; Résumé.
158. D Dupuy, (2006) : **Etude des sédiments Quaternaires, de la Molasse et sa tectonique, dans le Grand Lac (Lac Léman) à partir de données sismiques 2D et 3D.** Université de Lausanne; Thèse, p.236.

159. GE Gorin, (1993) : **Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **86(3)** ; pp.693-716.
160. C Signer, GE Gorin, (1995) : **New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **88(2)** ; pp.235-265.
161. R Paquin, (1974) : **Etude géoélectrique du Bas-Chablais entre Hermance et Evian.** Lausanne: Lausanne; Thèse.
162. C Meyer de Stadelhofen, (1991) : **Rapport n°1 : Etude géophysique Plateau de Vinzier - Evian.** *Institut de Géophysique. Université de Lausanne* ; pp.5.
163. C Meyer de Stadelhofen, (1992) : **Rapport concernant l'étude géophysique du plateau de Vinzier. Phase II et III.** *Institut de Géophysique. Université de Lausanne* ; pp.5.
164. C Meyer de Stadelhofen, J-M Baltassat, A Evans, L Fontannaz, C Larraz, Y Migliettei, (1987) : **Localisation de sillons anté-quaternaires par Gravimétrie et Géoélectricité entre Evian et Thonon (Haute-Savoie, France).**
165. A Donze, (1976) : **Etude gravimétrique du Chablais entre Anières et Evian. (Résumé de thèse).** Université de Lausanne; Thèse, p.161.
166. D Morend, A Pugin, GE Gorin, (1998) : **Sedimentological interpretation of high-resolution seismic facies in the Lower Freshwater Molasse (Chattian, western Switzerland).** *Terra Nova* - **10 (3)** ; pp.155-159.
167. B Delacou, N Deichmann, C Sue, F Thouvenot, J-D Champagnac, M Burkhard, (2005) : **Active strike-slip faulting in the Chablais area (NW Alps) from earthquake focal mechanisms and relative locations.** *Eclogae Geologicae Helvetiae* - **98** ; pp.189-199.
168. P Gidon, (1959) : **D'où vient l'eau Minérale d'Evian ?** *La Revue de Savoie*- **47** ; pp.39-47.
169. W Kilian, (1924) : **Mémoire Justificatif à l'appui de la demande d'établissement d'un périmètre de protection pour la source Cachat Evian (Hte Savoie).** Rapport, Société Anonyme des Eaux d'Evian, Evian; p.16.
170. J Blayac, G Giraud, R Castagné, (1932) : **Le neuvième voyage d'études de la faculté de médecine de Montpellier aux stations hydro-minérales et climatiques. Alpes de Savoie et bords du lac Léman.** pp.148-162.
171. B Blavoux, (1969) : **Les sources Minérales d'Evian.** *La houille Blanche* - **1.**
172. H Ardestani, (1965) : **Monographie hydrologique de bassin de la Dranse d'Abondance.** Paris : Faculté des Sciences; Thèse, p.262.
173. A Baud, H Masson, M Septfontaine, (1979) : **Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes.** In: *Symp. Sédimentation jurassique ouest Europe.* pp. 441-452. Paris: Assoc. Sédimentol. Fr. Publ. Spec.; pp.441-452.
174. JL Guendon, (1984) : **Les paléokarsts des Alpes Occidentales du Trias à l'Eocène.** *Karstologia* - **4**; pp.3-11.
175. R Maire, (1990): **La haute montagne calcaire.** Thèse d'état, *Karstologia* - **Mémoires n°3** ; pp. 729.
176. S-cdTI Mémises, (1981): **Le Boeul.** *Spéléalpes (revue du comité départemental de spéléologie -74)* - **2.**

177. C Nevier, (2006) : **La Tanne au la couverture ou MC10. Spéléalpes (revue du comité départemental de spéléologie -74) - 26.**
178. R Guérin, (1973) : **Liaisons entre karst et tectonique dans le Bas-Vivarais calcaire. C.R. Acad. Sci. Paris 227, série D ; pp. 1617-1620.**
179. FL Ladeira, P N.J., (1981) : **Relationship between fracture spacing and bed thickness. Journal of Structural Geology - 3(2) ; pp.179-183.**
180. PR La Pointe, JA Hudson, (1985) : **Characterization and interpretation of Rock Mass Joint Patterns. Geological Society of America Bulletin - Special Paper ; pp.1-37.**
181. (2001): **Commune de Thollon Les Mémises. Forage du Lain. Compte rendu des pompages d'essai réalisés en septembre 2001.** Régie départementale d'Assistance. Eau - Assainissement. Conseil Général de Haute Savoie.; p.40.
182. J-J Jérémie, (1976) : **Contribution à l'étude des paramètres hydrologiques de la région lémanique.** Paris VI : Université Pierre et Marie Curie ; Thèse, p.247.
183. R Arléry, H Grisolle, B Guilmet, (1973) : **Climatologie méthodes et pratiques,** Gauthier-Villars edn. Paris, Bruxelles, Montréal : Gauthier-Villars ; p.434.
184. S Jobard, (2005) : **Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire.** Université de Chambéry, Thèse, p.268.
185. Campbell, (2000) : **Capteur de température 107. Manuel d'utilisation,** Campbell Scientific; p.9.
186. M Leroy, (2002) : **La mesure au sol de la température et des précipitations. La météorologie - 39.**
187. J-M Destruel, M Leroy, (1994) : **Caractérisation de la fonction de transfert d'un abri météorologique de mesure de température et d'humidité relative. Note technique n°28. Note technique n°28.; pp. 16.**
188. B Thébé, Y L'Hôte, M Morell, (2006) : **Acquisition et constitution d'une information hydrologique de base. Site Web. <http://medhycos.mpl.ird.fr/fr/data/hyd/Drobot/start.htm>**
189. DA Parkin, WD King, DE Shaw, (1982) : **An automatic raingauge network for a cloud seeding experiment. J. Appl. Meteoreol. ; pp.228.**
190. Campbell, (2003) : **SBS 500 & SBS500H Tipping bucket raingauge. Preliminary user guide,** Campbell Scientific ; p.13.
191. Campbell, (2002) : **Pyranomètre SP-Lite. Manuel d'utilisation,** Campbell Scientific
192. Campbell, (2001) : **05103 Moniteur de vent. Manuel d'utilisation,** Campbell Scientific
193. G Révéniéras, (1986) : **L'hydrologie de l'ingénieur.** Paris : Eyrolles édit.; p.456.
194. A Bravard, (1991) : **Atlas climatique de la Haute Savoie.** Chamonix : Météo france, Conseil général de Haute Savoie, IGN
195. A Coutagne, (1935) : **Des régimes pluviométriques en France et de leur classification. La météorologie - 12 ; pp.6.**

196. D Moindrot, (1989): **Influence de la fusion nivale sur le bilan hydrologique et la qualité des eaux de trois bassins expérimentaux en moyenne montagne (Haut-Doubs).** Besançon : Université de Franche-Comté; Thèse d'université p.293.
197. M Dzikowski, (A paraître): **Contexte environnemental et alimentation des aquifères.** *Collection EDYTEM, cahier d'hydrogéologie 1.*
198. JY Rodriguez, (1993): **Mise au point d'un algorithme de calage de modèles de fusion de type degré-jours : application au bassin de la Durance à la Clapière (2170 km²).** In: *Book Mise au point d'un algorithme de calage de modèles de fusion de type degré-jours : application au bassin de la Durance à la Clapière (2170 km²).* pp. 24. City; p.24.
199. D Lhomme, M Dzikowski, G Nicoud, E Naffrechoux, (1995): **Réponses d'un aquifère fissuré de haute montagne à la fusion nivale, Morzine-Avoriaz, Haute-Savoie.** *La Houille Blanche* 7; pp.83-87.
200. D Bayard, M Stähli, A Parriaux, H Flühler, (2005): **The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland.** *Journal of Hydrology*; pp.66-84.
201. J Roberge, J Stein, A Plamondon, (1988): **Evaluation d'un modèle de fonte nivale en forêt boréale.** *Journal of Hydrology* 97; pp.161-179.
202. A Doguedroit, MF De Saintignon, (1984): **Les gradients de températures et de précipitations en montagne.** *Revue de Géographie Alpine* 72(2-3-4); pp.225-240.
203. DC Garen, D Marks, (2005): **Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results.** *Journal of Hydrology* 315(1-4); pp.126-153.
204. 2005): **Donnée météorologique suisse, climatogramme. Le climat depuis 1864.**http://www.meteosuisse.ch/web/fr/climat/development_climatologiques.html
205. R Lhotellier, (2005): **Spécialisation des températures en zones de montagnes alpines.** Grenoble: Université Joseph Fourier - Grenoble 1; Doctorat p.352.
206. C-V Patriche, (2004): **Accounting for terrain slope-aspect influence on air temperature. A deterministic approach.** In: *Proceedings of the Spatial Interpolation in Climatology and Meteorology International Conference, HMS.*; Budapest; pp.8.
207. J Mertz, (1957): **Essai de classification des types de temps sur les Alpes d'après la disposition des isohyèses à 500mb.** *La météorologie IV (45-46)*; pp.305-315.
208. D Joly, H Bert, R Fury, B Vermot-Desroches, J-P Jaquinot, (1994): **Interpolation des températures à grande échelle.** *Revue internationale de géomatique* 4(1); pp.55-85.
209. 2003): **Manuel d'utilisation. Nimbus Capteur intelligent à bullage:** OTT Hydrométrie; p.49.
210. A Musy, C Higy, (2003): **Hydrologie,** Presses Polytechniques et universitaires romandes edn. Lausanne: Presses Polytechniques et universitaires romandes; p.314.
211. B Fanget, H Najib, M Miettton, (2003): **Le jaugeage de débit torrentiels par dilution d'un colorant alimentaire (E110 : jaune orangé sunset). Application à l'exurgence de la Doria (Massif des Bauges, France).** *Karstologia* 41; pp.15-22.

212. Ministère-de-l'environnement, (2006) : **Charte qualité de l'hydrométrie. Code de bonnes pratiques.**; <http://medhycos.mpl.ird.fr/fr/data/hyd/Charte/Charte-fr.pdf>
213. RG Allen, D Raes, M Smith, (1998) : **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage.** Rome: United Nations
214. HL Penman, (1948) : **Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass.** *Proc. Roy.Soc.London* - **A193** ; pp.120-146.
215. J-L Monteith, (1981) : **Evaporation and surface temperature.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* - **107(451)** ; pp.1-27.
216. L Turc, (1961) : **Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise a jour.** *Annales d'Agronomie* - **12** ; pp.13-49.
217. JC Fourneaux, J Sarrot-Reynauld, (1977) : **Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du nord.** *Actes du 102ième Cong. Nat. Soc. Sav., Limoge, Sciences. C.R. Acad. Sci. Paris Fasc. II* ; pp.215-226.
218. P Fu, PM Rich, (2006) : **Design and Implementation of the Solar Analyst :an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales.** <http://gis.esri.com/library/userconf/proc99/proceed/papers/pap867/p867.htm>
219. (1996) : **Morzine, Massif du Chablais - les portes du soleil.** Top25 - 3528ET, IGN ed.
220. E Reynolds, F Thompson, (1988) : **Forests, Climate, and Hydrology. Régional impact,** United Nations Pubns ; p.227.
221. J Sésiano, (2000) : **Rapport sur six traçages effectués en Haute-Savoie entre 1994 et 1997.** *Hypogées* - **65** ; pp.23-32.
222. B Schudel, D Biaggi, T Dervey, R Kozel, I Müller, J-H Ross, V Schindler, (2003) : **Application of artificial tracers in hydrology - Guideline.,** Peter Lang edn; p.91.
223. S Fudral, G Nicoud, (1973) : **Rapport géologique sur les conditions de protection des sources alimentant la commune de Thollon-Les-Mémises. Haute Savoie.** Rapport ; p.6.
224. J-C Fontes, (1976) : **Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects.** Paris: Université Pierre et Marie Curie ; Thèse d'état, p.208.
225. P Olive, B Blavoux, P Letolle, (Soumis 2005) : **Forty years chronicle of isotope data on aquifers of the fluvio-glacial sediments of Evian and Thonon (France), and their modelling.** *Hydrogeology Journal.*
226. J Angelier, (1994) : **Fault slip analysis and paleostress reconstruction.** In: *Continental deformation* Edited by PL Hancock. pp. 53-100. Oxford: Pergamon Press ; pp.53-100.
227. EM Anderson, (1942) : **The Dynamics of Faulting,** Olivier and Boyd edn. Edinburgh ; p.206.
228. J Mercier, P Vergely, (1992) : **Tectonique.** Paris : Dunod ; p.214.
229. J Angelier, (1989) : **Tectonique cassante et néotectonique.** *Annales de la société Géologique de Belgique* - **112(2)** ; pp.283-307.
230. A Etchecopar, (1984) : **Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique).** Montpellier: Université de Montpellier ; Thèse d'Etat

231. RH Sibson, (1974) : **Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults.** *Nature* - **249** ; pp.542-544.
232. Z-M Yin, G Ranalli, (1992) : **Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under-Andersonian stress systems.** *Journal of Structural Geology* - **14(2)** ; pp.237-244.
233. G Ranalli, Z-M Yin, (1990) : **Critical stress difference and orientation of faults in rock with strength anisotropies : the two dimensional case.** *Journal of Structural Geology* - **12(8)** ; pp.1067-1071.
234. F Arthaud, (1969) : **Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles.** *Bulletin de la Société géologique de France* - **11(7)** ; pp.729-737.
235. F Arthaud, P Choukroune, (1972) : **Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine.** *Revue de l'Institut Français du Pétrole* ; pp.715-732.
236. O Pegoraro, (1972) : **Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale).** Montpellier: USTL Montpellier; Thèse.
237. J Angelier, P Mechler, (1977) : **Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la Méthode des dièdres droits.** *Bulletin de la Société géologique de France* - **7, t.XIX, n°6** ; pp.1309-1318.
238. E Carey, B Brunier, (1974) : **Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles.** *C.R. Acad. Sci. Paris* **279** ; pp.891-894.
239. TT Cladouhos, W Allmendinger, (1993) : **Finite strain and rotation from fault-slip data.** *Journal of Structural Geology* - **15(6)** ; pp.771-784.
240. R Marrett, W Allmendinger, (1990) : **Kinematic analysis of fault-slip data.** *Journal of Structural Geology* - **12(8)** ; pp.973-986.
241. J Kuhlemann, O Kempf, (2002) : **Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics .** *Sedimentary Geology* - **152(1-2)** ; pp.45-78.
242. JP Vernet, R Horn, (1971) : **Etude sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue.** *Eclogae Geologicae Helveticae* - **64** ; pp.291-297.
243. J-L Mari, G Arens, D Chapellier, P Gaudiani, (1998) : **Géophysique de gisement et de génies civil,** Paris : Editions Technip; p.468.
244. A Penck, E Bruckner, (1905) : **Die Alpen im Eiszeitalter,** ed : Leipzig, 3 Vol. p.1199

Annexes

Annexe 1. Données de forages	237
A1.I Carte de localisation.....	237
A1.II Log des forages	237
Annexe 2. Données microstructurales	249
A2.I Les rappels	249
A2.I.I Notions de mécanique.....	249
A2.I.II Structure cassante et axes de contraintes.....	250
A2.I.III Généralité sur les méthodes d'inversions des données	251
12.II. Les données microstructurales.....	252
A2.II.I Légende des figures	253
A2.II.II Sites.....	255
A2.II.IIa Site A. Mont Bénant.....	255
A2.II.IIb Site B, Col du Pertuis.....	256
A2.II.IIc Site C, Télécabine de Thollon	258
A2.II.IId Site D, Grotte de Maupas	261
A2.II.IIe Site E, Pré Richard - Bernex.....	263
A2. II.IIf Site F, Carrière de Meillerie	265
A2. II.IIg Site G, Feu Courbes	269
A2.II.IIh Site H, Le Gros Cez – Lyaud.....	271
Annexe 3. Imagerie sismique	275
A3.I localisation des profils sismiques.....	275
A3.II Les données	275
A3.II.I Paramètres d'acquisition et de traitement des données	275
A3.II.II Caractéristique des données.....	277
A3.III Les profils sismiques	277
A3.III.I Ligne sismique n°1 (88CH07 - Lundin)	277
A3.III.II Ligne sismique n°2 : (88CH02 - Lundin).....	277
A3.III.III Ligne sismique n°3 : (88CH03 - Lundin)	283
A3. III.VI Ligne sismique n°4 : (88CH04 - Lundin)	287
Annexe 4 Données climatiques	291
Annexe 5 Jaugeages et débits	293
A5.I. Généralités.....	293
A5.I.I Calculs d'erreurs.....	293
A5.I.II Jaugeages.....	293
A5.I.IIIb Année 2005	294
A5.I.IIIc Année 2006.....	294
A5.I.III Débits annuels –tableau de synthèse	294
A5.I.IIIa. Année 2004.....	294
A5.II. Station de Maxilly.....	295
A5.III.II Jaugeages	295
A5.II.II Débits à la station.....	298

A5.III. Fruitière	299
A5.III.I Jaugeages	299
A5.II.II Débits à la station	302
A5.III Combes	303
A5.III.I Jaugeages	303
A5.II.II Débits à la station	307
A5.III Faverges	307
A5.III.I Jaugeages	307
A5.II.II Débits à la station	312
A5.III Trossy	313
A5.III.I Jaugeages	313
A5.II.II Débits à la station	316
Annexe 6 Données d'oxygène-18 et de deutérium	317
Annexe 7 Bibliographie alphabétique	319

Données confidentielles

(Pages 237 à 248)

A2.1 Les rappels

A2.1.1 Notions de mécanique

La résultante des forces qui s'exercent en un point M sur une unité de surface dS immobile est appelée contrainte ($\vec{\sigma}$) (Figure n°A2.1A). Celle-ci est généralement oblique et peut se décomposer en un vecteur contrainte normale $\vec{\sigma}$ et en un vecteur contrainte tangentielle $\vec{\tau}$.

L'état de contrainte en un point M d'une unité de volume peut alors être définie à l'aide d'un tenseur, soit pour un repère (x, y, z) quelconque : $[\sigma_j]$.

$$(1) [\sigma_j] = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \text{ avec } \begin{aligned} \vec{\sigma}_x &= \sigma_{xx}\vec{x}_1 + \sigma_{xy}\vec{x}_2 + \sigma_{xz}\vec{x}_3 \\ \vec{\sigma}_y &= \sigma_{yx}\vec{x}_1 + \sigma_{yy}\vec{x}_2 + \sigma_{yz}\vec{x}_3 \\ \vec{\sigma}_z &= \sigma_{zx}\vec{x}_1 + \sigma_{zy}\vec{x}_2 + \sigma_{zz}\vec{x}_3 \end{aligned}$$

Il est alors possible de définir un repère principal (X_1, X_2, X_3) dans lequel les contraintes s'exercent perpendiculairement aux surfaces X_2OX_3, X_1OX_3 et X_1OX_2 (Figure n° A2.1B). Le tenseur peut alors être diagonalisé, soit :

$$(2) [\tau_j] = 0 \text{ et } [\sigma_j] = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \text{ où } \vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2$$

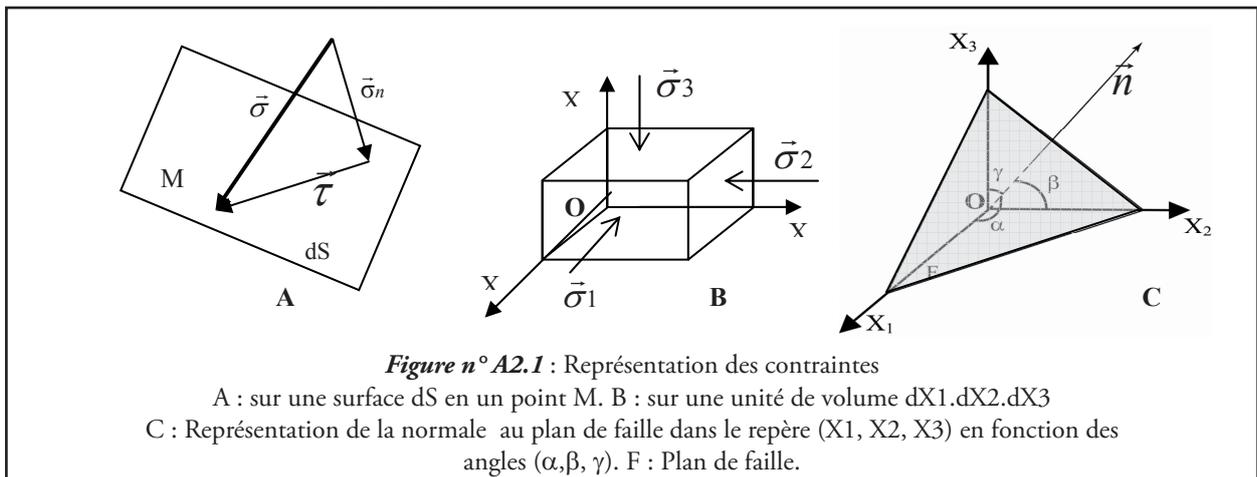
et $\vec{\sigma}_3$ sont les contraintes dites principales.

Dans ce nouveau repère la direction de la normale (\vec{n}) au plan de faille (F) peut être caractérisée par 3 angles (α, β, γ) (Figure n° A2.1C).

Chaque faille peut ainsi être définie par 6 paramètres ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \alpha, \beta, \gamma$), avec :

- σ_1, σ_2 , et σ_3 grandeurs (ou magnitudes) des contraintes principales de déformations $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$, avec $\vec{\sigma}_1$ la contrainte maximale, $\vec{\sigma}_2$ la contrainte intermédiaire et $\vec{\sigma}_3$ la contrainte minimale,

- α, β, γ angles entre les directions des contraintes principales et le repère principal utilisé.



A2.I.II Structure cassante et axes de contraintes.

Quand le seuil de rupture d'un matériau considéré comme homogène et isotrope est atteint, il se forme des plans de cisaillement selon des orientations préférentielles. Ainsi, la rupture du matériau aboutit à la formation de fractures « présentant une symétrie orthorhombique avec pour axes de symétrie les axes principaux des contraintes » [229] : σ_1 , σ_2 et σ_3 .

Plus précisément les failles les plus communes qui se forment sont des failles conjuguées ([227] in [229]) (figure n° A2.2) Les deux familles de failles contiennent l'axe σ_2 , l'angle aigu (2θ) formé a pour bissectrice l'axe σ_1 et l'angle obtus, σ_3 . L'angle de rupture θ dépend des propriétés propres des matériaux et est généralement proche de 30° dans les calcaires [136, 230].

L'orientation de σ_1 , σ_2 et σ_3 permet de définir trois types de failles conjuguées :

- Normales inclinées de 60° par rapport à l'horizontale avec σ_1 verticale, σ_2 et σ_3 hori-

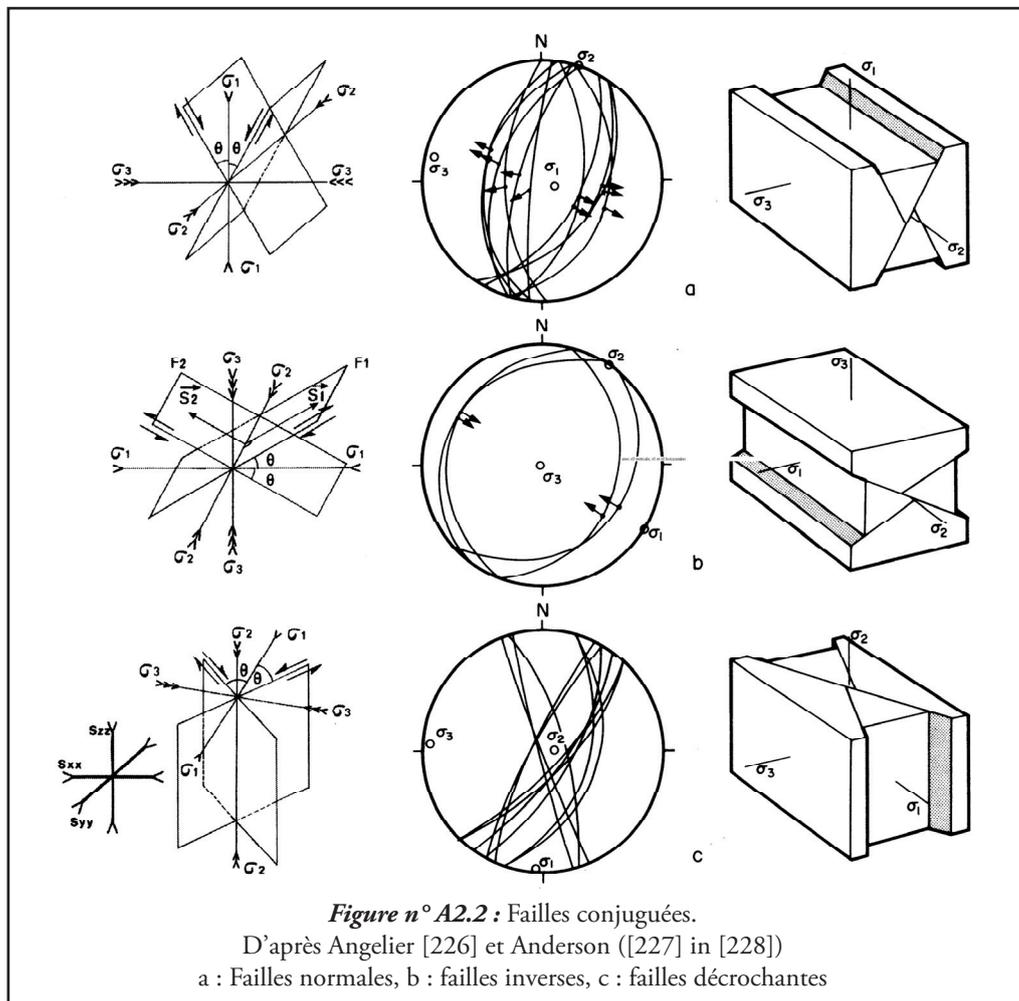
zontales ;

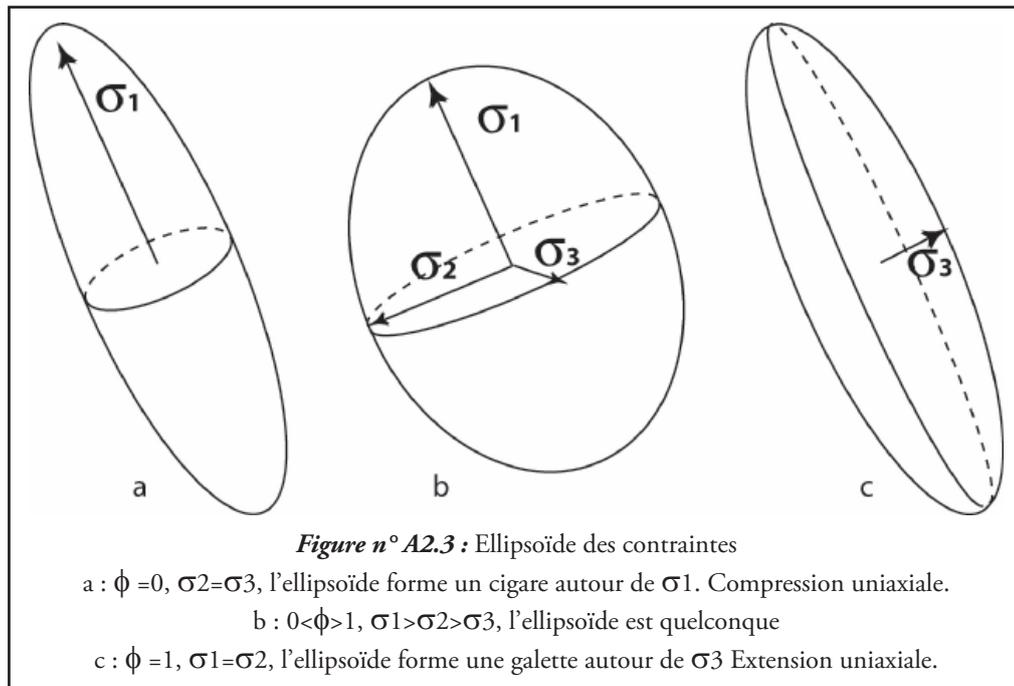
- Inverses inclinées de 30° par rapport au plan horizontal avec σ_3 verticale, σ_1 et σ_2 horizontales ;

- Décrochantes verticales, dextre et sénestre avec σ_2 verticale, σ_1 et σ_3 horizontales ;

Le passage d'un cas à l'autre se fait par simple rotation de 90° autour de l'axe σ_3 pour passer d'un système normal à décrochant, de l'axe σ_2 pour passer d'un système normal à inverse et de l'axe σ_1 pour passer d'un système inverse à décrochant.

Il est possible de définir l'ellipsoïde des contraintes par le rapport de forme ϕ , avec $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ [131] (figure n° A2.3). Dans le cas de failles conjuguées, σ_2 est parallèle aux plans de failles, il n'est pas alors possible d'utiliser ces failles pour déterminer ϕ car ce rapport n'est pas influent sur ces failles [229]. Seules les failles obliques par rapport aux





contraintes, notamment les failles héritées ayant rejoué, permettent cette détermination.

Dans la réalité nous avons affaire à des matériaux rocheux affectés de discontinuités préexistantes telles que plans de stratifications, failles et diaclases héritées d'épisodes tectoniques antérieurs. Ces discontinuités sont susceptibles de jouer ou rejouer en fonction d'un nouvel état de contraintes si leurs mises en mouvements nécessitent une énergie moindre que la formation de nouvelles fractures (ce sont ces fractures qui permettent de déterminer le rapport ϕ [226]. Le type de déformation se fait en fonction de différents paramètres définis par Bott [129], Sibson [231], Ranalli et Yin ([232, 233]. Ainsi d'après Homberg [136], le type de déformation dépend :

- Des propriétés physiques des discontinuités (μd , Cd) et des roches (μ_0 , C_0) avec μ_i le coefficient de frottement et C_i la cohésion tel que $\sigma_i = C_i + \mu_i \tau_r Cd$ (critère de Mohr-Coulomb),
- De l'angle entre σ_1 et la discontinuité,
- De la magnitude relative des contraintes.

A2.I.III Généralité sur les méthodes d'inversions des données

Les méthodes d'inversions de données consistent à partir de données structurales, stries, schistosité, axes de plis... à retrouver les contraintes à l'origine de la déformation.

Les premières méthodes graphiques ont été développées par Arthaud [234] Arthaud et Choukroune [235], Pegoraro ([236] in [230]), Angelier et Mechler [237], Etchecopar [230]...

La méthode graphique la plus utilisée ayant été celle des dièdres droits (méthode mise au point par Pegoraro [236] puis reprise et développée par Angelier et Mechler [237]).

Ces méthodes sont intéressantes par leur facilité d'emploi mais elles donnent des informations partielles sur la déformation. Elles ne renseignent pas sur la magnitude des contraintes et propose un positionnement des axes (σ_1 , σ_2 ,

σ_3) en zones de confiance et selon Etchecopar [230] « ce n'est qu'abusivement qu'on les utilise pour déterminer les contraintes ».

Les méthodes de traitement numérique et analytique [226, 229, 230, 130-133, 238-240] reposent sur la relation entre la strie mesurée et la contrainte tangentielle [129], c'est-à-dire que la strie mesurée est considérée comme la résultante de la contrainte tangentielle $\bar{\tau}$. L'angle θ entre la strie et le vecteur $\bar{\tau}$ doit donc tendre vers zéro (Figure n° A2.4).

De plus ces méthodes imposent des hypothèses de départ :

- les roches sont considérées comme homogènes et isotropes,
- les blocs entre les failles sont considérés comme indéformables et n'ayant pas subi de rotations,
- les glissements sur chaque plan de faille sont indépendants les uns des autres et les déplacements faibles.

- le tenseur des contraintes est estimé moyen et homogène dans l'espace et le temps (toutes les failles ont joué en même temps).

Ceci implique l'utilisation de mesures faites sur de petites failles éloignées d'accidents majeurs.

Cependant ces méthodes d'inversion ne permettent pas d'obtenir les six paramètres du tenseur des contraintes. Elles permettent d'avoir accès aux trois axes principaux et au rapport de forme ϕ . Déterminer le tenseur réduit des contraintes revient alors à résoudre un système de quatre équations à quatre inconnues ($\phi, \alpha, \beta, \gamma$) (pour α, β, γ , figure n° A2.1)

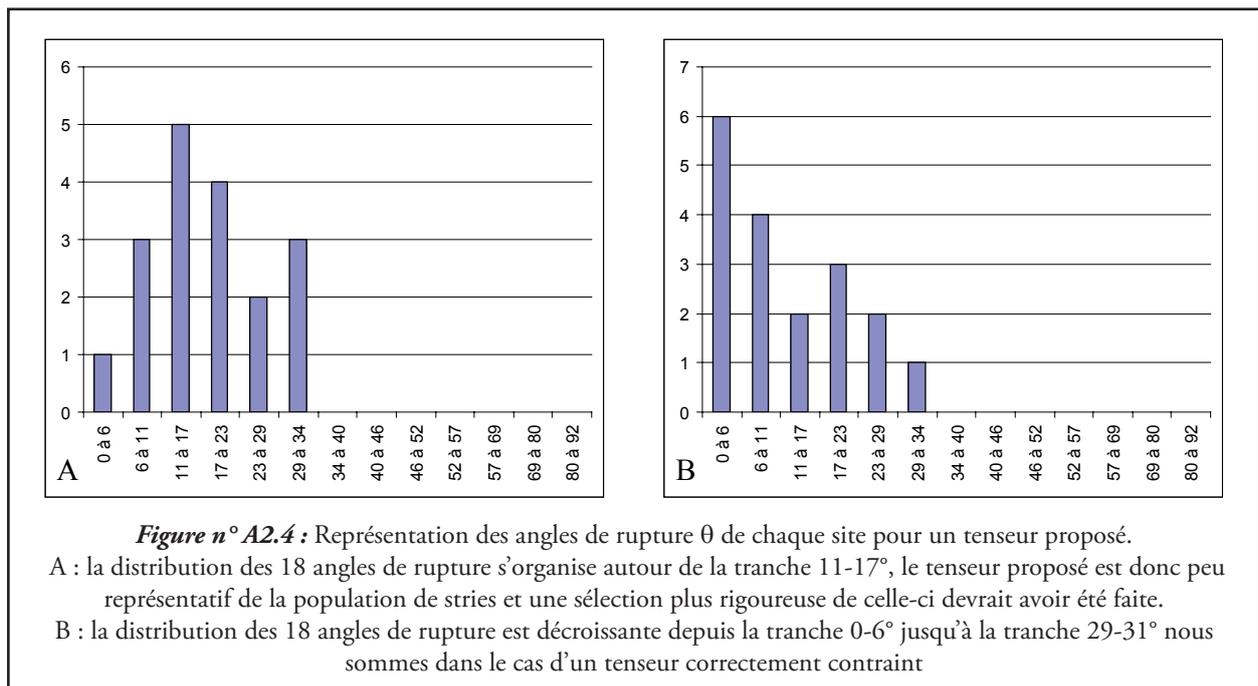
12.II. Les données microstructurales

Du point de vue des données nous avons six sites sur la zone d'étude et deux sites extérieurs à celle-ci.

Chaque site est présenté par une fiche synthétique avec la situation géographique, le contexte géologique du site et les résultats des traitements effectués (stéréogrammes de failles, cercles de Mohr, dièdres droits et diagramme de distribution des angles de rupture θ .)

Pour des raisons pratiques et de rendu visuel, seuls les résultats graphiques et numériques obtenus avec les logiciels d'Angelier (diagra.exe, diedre.exe, dimohr.exe, mesure.exe, rotilt.exe, tensor.exe, tra2.exe) sont donnés ici. Cependant nous avons choisi de représenter les diagrammes d'angles de rupture θ calculés par le logiciel tensor.exe (Angelier) selon un mode graphique inspiré du logiciel d'Etchecopar pour une lecture plus rapide et une validation visuelles des

tenseurs obtenus. En effet, la distribution des angles de rupture θ de chaque strie retenue par rapport au tenseur proposé permet d'apprécier la qualité de contrainte d'un tenseur, l'idéal étant d'avoir des θ les plus petits possibles. Ainsi, si nous regardons la figure n° A2.4 nous voyons que dans le premier diagramme (A) la distribution des 18 angles de rupture s'organise autour de la tranche 11-17°. Le tenseur proposé est donc peu représentatif de la population de stries et une sélection plus rigoureuse de celle-ci devrait avoir été faite. A l'inverse le diagramme B montre une distribution des 18 angles de rupture décroissante depuis la tranche 0-6° jusqu'à la tranche 29-31° nous sommes dans le cas d'un tenseur correctement contraint.



A2.II.1 Légende des figures

Toutes les figures qui suivent sont présentées de la même façon et contiennent le même type de données. C'est pourquoi pour alléger ces figures nous donnons ici (Figure A2.5) une

légende générale de celle-ci.

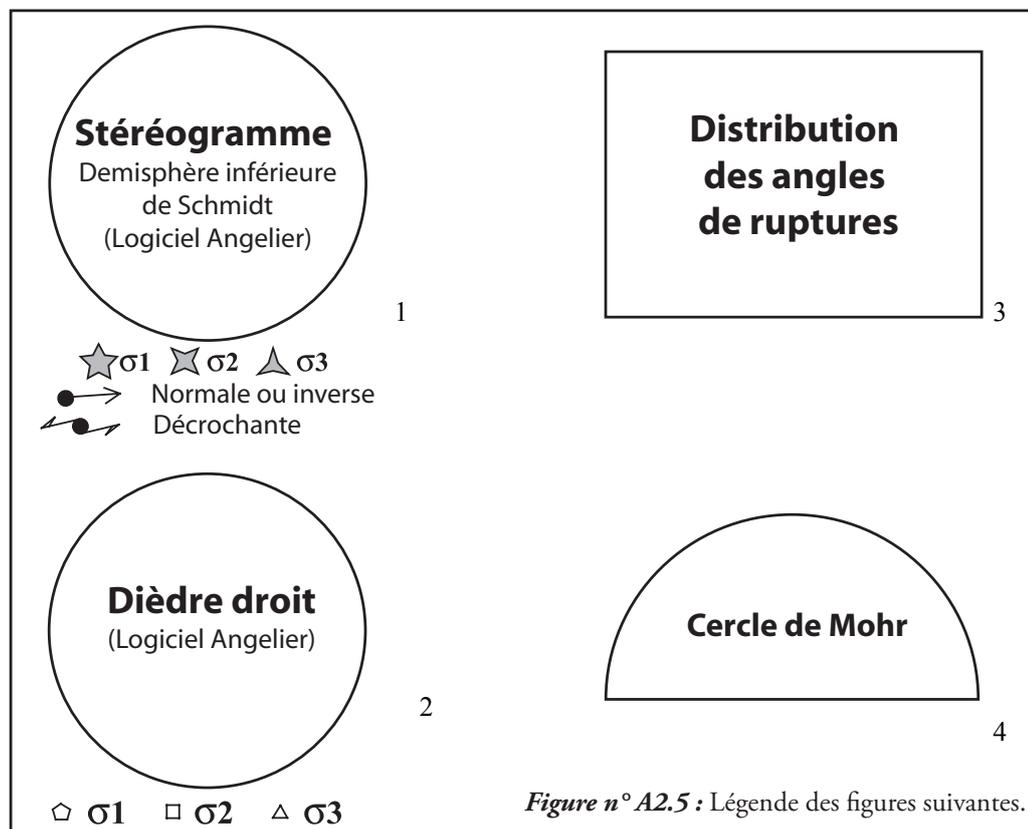
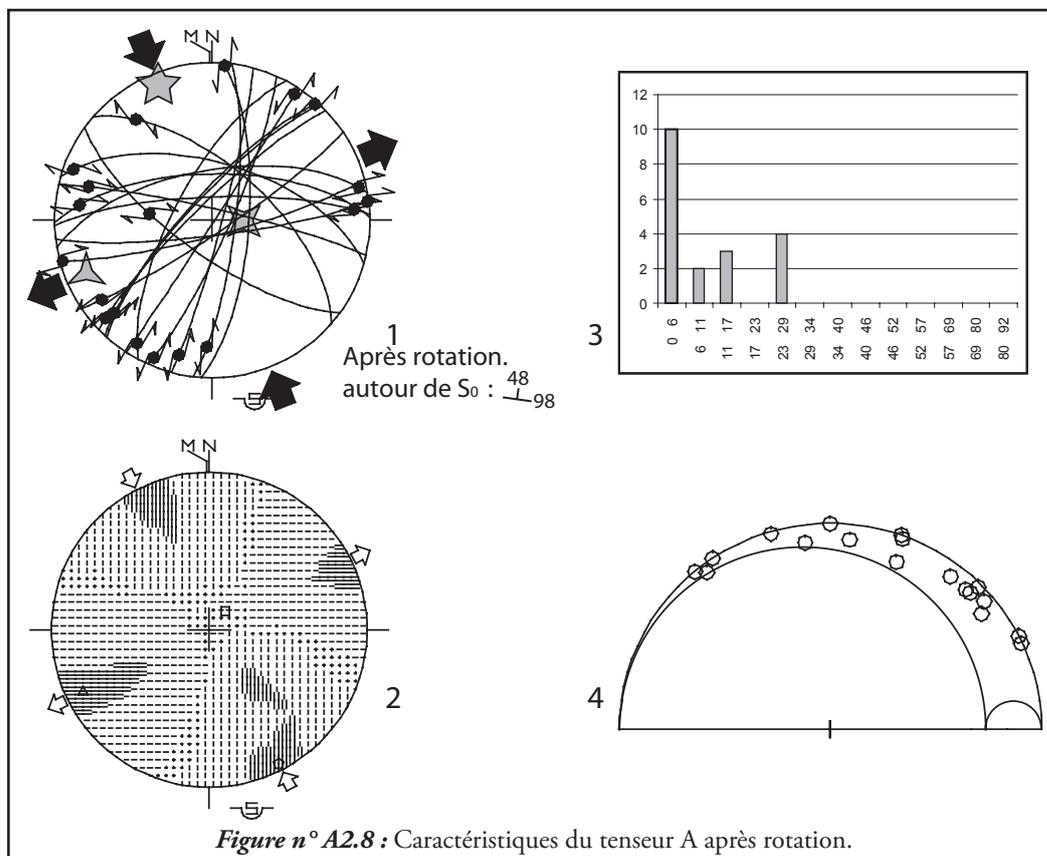
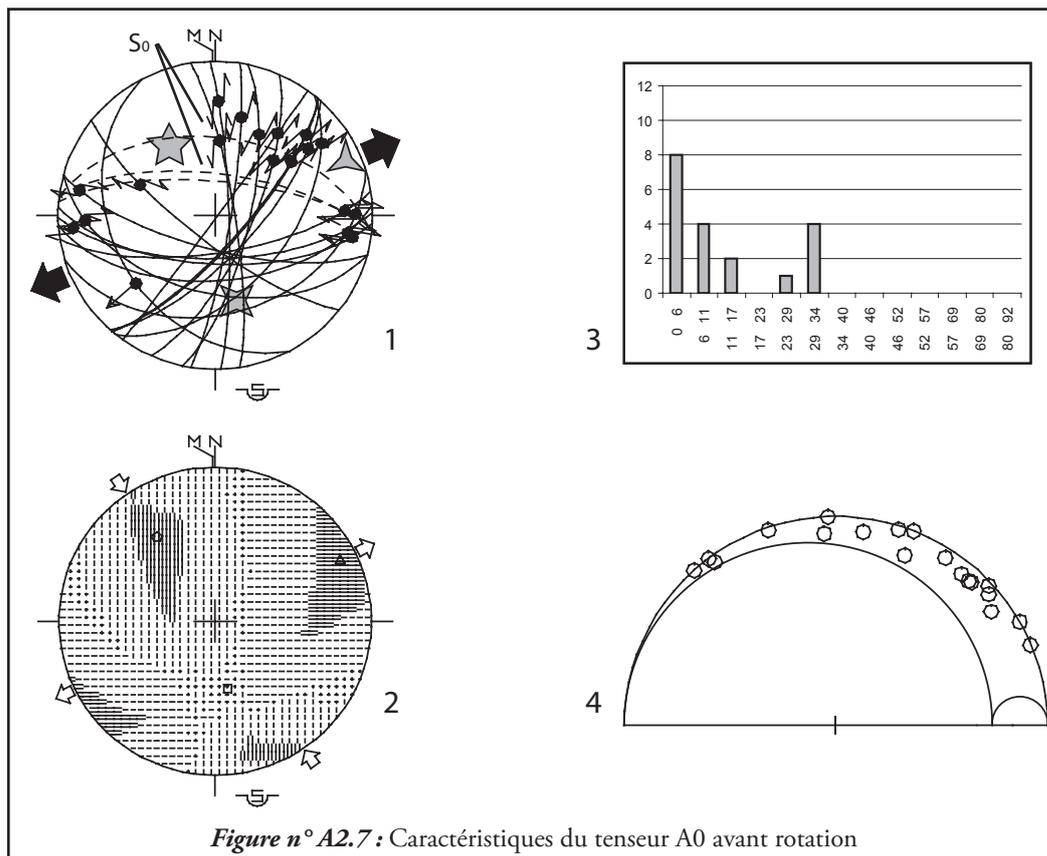


Figure n° A2.5 : Légende des figures suivantes.



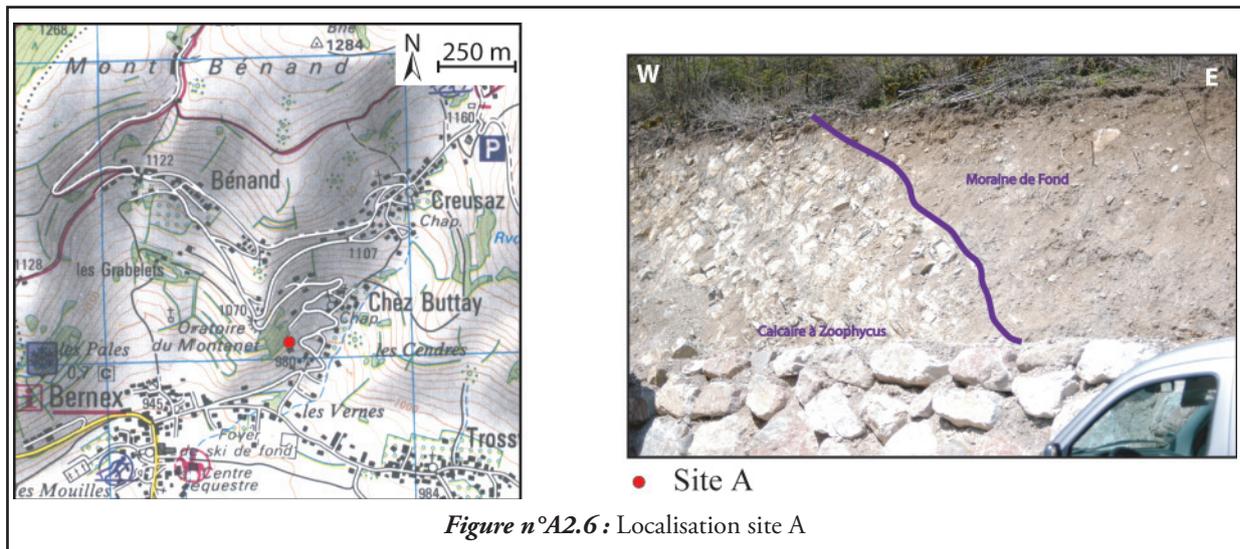


Figure n°A2.6 : Localisation site A

A2.II.II Sites

A2.II.IIa Site A. Mont Bénant

Coordonnées géographiques : X= 934 130, Y= 2 160 735 (Lambert II)

Localisation géographique : Le site A (figure A2.6) se trouve sur la commune de Bernex dans le premier virage à gauche de la route allant du hameau Les Vernes au hameau Chez Buttay

Contexte géologique :

- Les mesures de stries de ce site proviennent des calcaires à zoophycos (ou cancellophycus), plus précisément de la base de ces calcaires.
- Du point de vue de la structure nous sommes sur le flanc Sud du synclinal du Mont Bénant, avec S_0 comprise entre $098^\circ-48^\circ N$ et $096^\circ-72^\circ N$

Caractéristiques des données : 30 mesures,

Stries anté-basculément avant rotation (figure n° A2.7) : tenseur A0

- Mesures retenues : 19 mesures,
- Tenseur : σ_1 : d=327, p=46., σ_2 : d=166, p=42., σ_3 : d=67., p=10.
- Rapport $\phi = 0.88$,

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents. Dans les deux cas nous avons σ_1 et σ_2 en position intermédiaire.
- Le stéréogramme 1 montre que les

pitchs des stries mesurées dans les plans compris entre $N0^\circ$ et $N45^\circ$ sont proches du plan de stratification (S_0). De plus la valeur du rapport $\phi = 0.88$ implique des valeurs de σ_1 et σ_2 proches.

- La distribution des angles (3) de rupture θ est moyennement classée. En effet nous avons 6 stries avec des angles de rupture supérieure à 23° sur 19 stries retenues.
- Le cercle de Mohr est de qualité moyenne.
- L'ensemble de ces considérations nous conduit à proposer un débasculement suivant S_0 ($98^\circ-45^\circ N$), c'est-à-dire à ramener S_0 à l'horizontale.

Stries anté-basculément après rotation autour de S_0 : $98^\circ-48^\circ N$ (Figure n° A2.8)- Tenseur A

- Tenseur: σ_1 : d=339, p=5., σ_2 : d=88, p=75., σ_3 : d=248, p=14.
- Rapport $\phi = 0.86$
- Plusieurs points sont à remarquer :
 - Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents avec cette fois σ_2 sub-vertical et σ_1 - σ_3 sub-horizontaux.
 - Le stéréogramme 1 montre que les pitchs des stries sont globalement inférieurs à 10° .
 - La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité supérieure par rapport au résultat avant remise à l'horizontal de la stratification. En effet nous n'avons plus sur 19 stries retenues que 4 stries avec des angles de rupture supérieure à 23° et 10 stries avec une valeur de ϕ inférieure ou égale à 6° .

- Le cercle de Mohr par contre n'a pas été amélioré.

Au final nous avons au site A du Mont-Bénant l'enregistrement d'un décrochement anté-basculément avec σ_1 proche de N160°.

A2.II.IIb Site B, Col du Pertuis

Coordonnées géographiques : X= 935 940, Y= 2 161 630 (Lambert II)

Localisation géographique : Le site B (Figure n° A2.9) se trouve dans le dernier lacet de la montée au col du Pertuis par le chemin passant au Nord du Mont César et à la terminaison occidentale du Synclinal des Mémises - Commune de Bernex et Thollon.

Contexte géologique : Les mesures de stries de ce site proviennent du sommet des calcaires dit «massifs» (Malm) et à la base des calcaires plaquettés (Néocomien).

Du point de vue de la structure nous sommes sur le flanc nord du synclinal des Mémises, avec S_0 comprise entre 128°-18N et 138°-39E

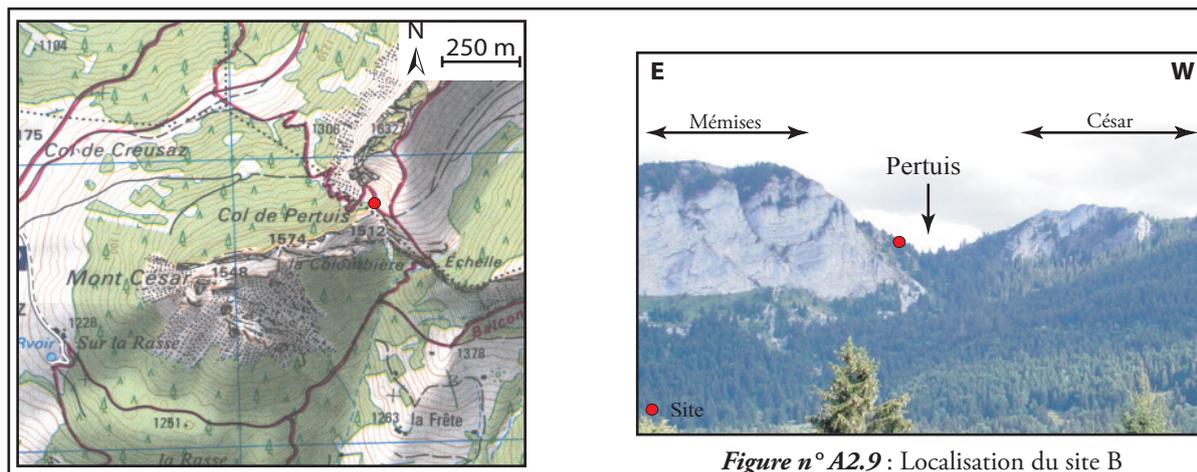
Caractéristiques des données : 57 mesures, séparées en quatre groupes, deux groupes décrochants, un groupe normal et 12 stries qui n'ont pu être intégrées.

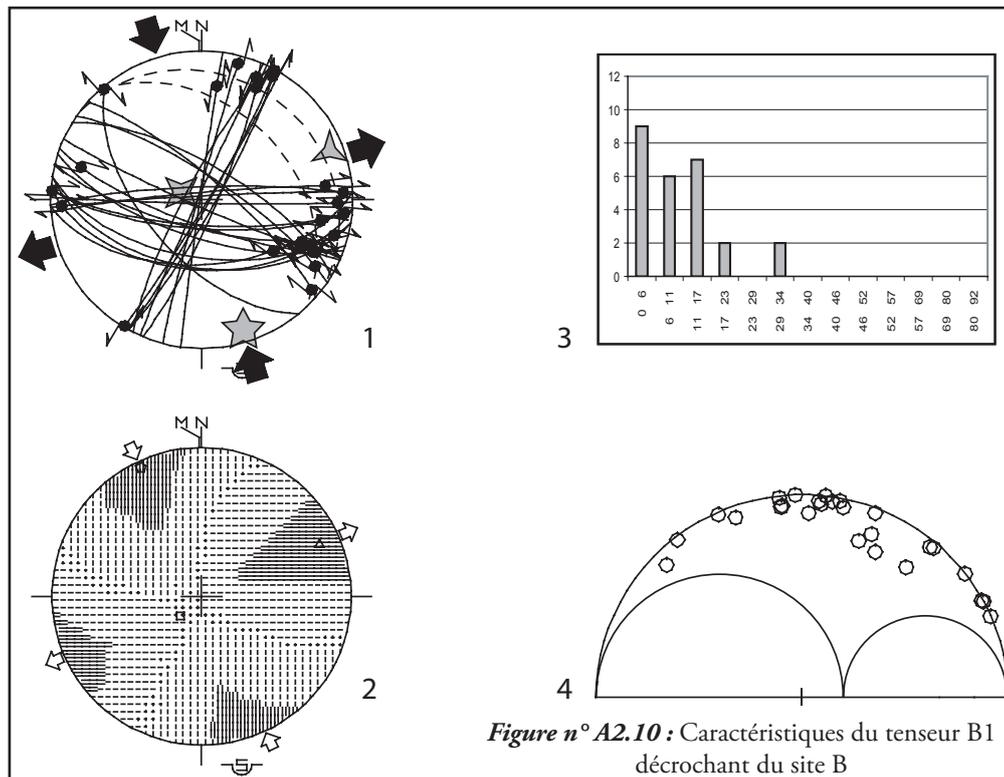
Décrochement principal : 26 stries sur 31 (Figure n° A2.10) Tenseur B1

- Tenseur: σ_1 : d=163, p=3., σ_2 : d=299, p=79., σ_3 : d=72., p=11.
- Rapport $\phi = 0.60$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N160°.
- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 20° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. De plus l'angle entre les failles conjuguées est élevé (proche de 90°). Nous pensons que cette forte valeur est à imputer à une paléo structure ayant rejoué.
- La valeur du rapport ϕ (0.60) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité correcte.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité moyenne.





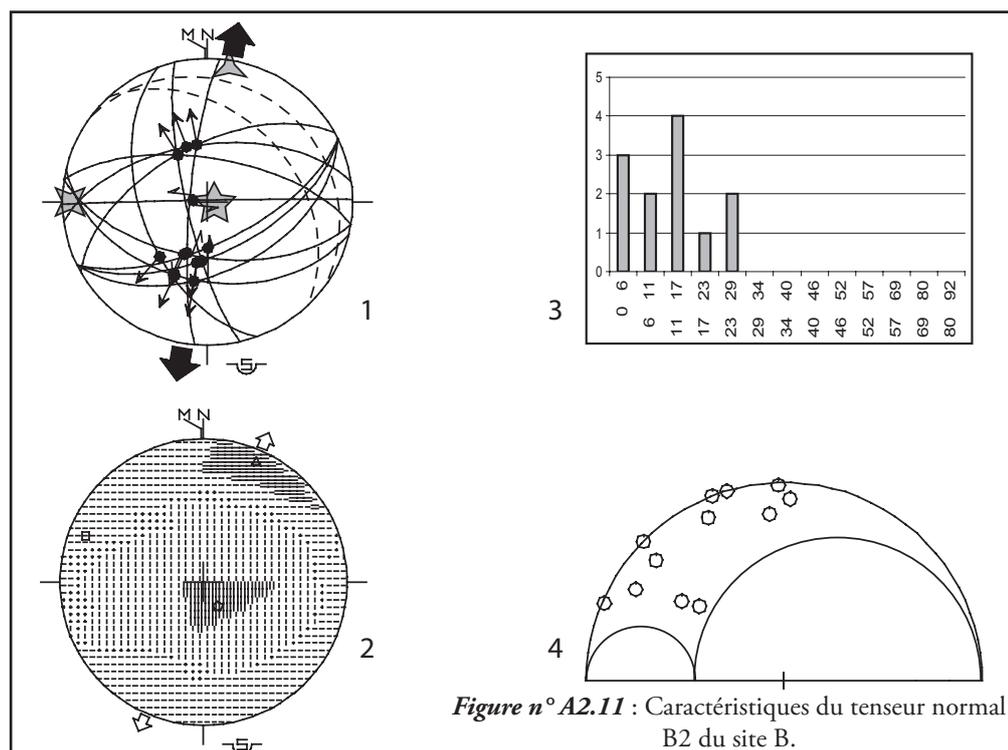
Stries Normales – Tenseur B2 (Figure n° A2.11): 12 stries sur 14,

- Tenseur: σ_1 : d=159, p=79., σ_2 : d=279, p=5., σ_3 : d=10., p=9.
- Rapport $\phi = 0.25$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal avec σ_3 proche de N180°(ou N000°).

- La valeur du rapport ϕ (0.25) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité moyenne et montre des failles paléofonnées ayant joué ainsi que des failles néofonnées



A2.II.IIc Site C, Télécabine de Thollon

Coordonnées géographiques (Lambert II) :

Site Ca X= 937 560, Y= 2 1621 720

Site Cb X= 937 410, Y= 2 162 780

Localisation géographique : Le site C (figure n° A2.12) est à l'Est de la gare supérieure de la télécabine de la station de Ski de Thollon les Mémises - Commune de Thollon.

Il peut être divisé en deux sous-sites : un sous site sur les chemins du cœur du synclinal et un autre sur le chemin descendant à la station. Ces données ont été séparées car, pour des raisons de travaux de terrassement le second sous-site n'existe plus.

Contexte géologique : Les mesures de stries de ce site proviennent des calcaires plaquettés (Néocomien).

Du point de vue de la structure, nous sommes sur le flanc nord du synclinal des Mémises.

Caractéristiques des données : Le site Ca comprend 51 mesures dont 22 de stries et 29 d'axes de plis

Ca – Décrochement – tenseur Ca1 (15 stries sur 22), (Figure n° A2.13)

- Tenseur: σ_1 : d=160, p=1., σ_2 : d=63, p=81., σ_3 : d=250, p=9
- Rapport $\phi = 0.67$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N160°.
- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement proches de l'horizontale. De plus l'angle entre les conjugués est élevé (proche de 90°). Nous pensons que cette forte valeur est à imputer à une paléo structure ayant rejoué.
- La valeur du rapport ϕ (0.67) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité correcte.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité moyenne.

Directions des axes de plis courbes (29 mesures)(Figure n° A2.14)

Nous avons affaire à de petits plis à axes courbes avec des directions comprises entre N30° et N80° et des plongements d'axes compris entre 0° et 20° et cela tantôt vers le SW et tantôt vers le NE.

Ces directions de plis à axes courbes sont compatibles avec un système décrochant ayant une valeur de σ_1 , proche de N160°.

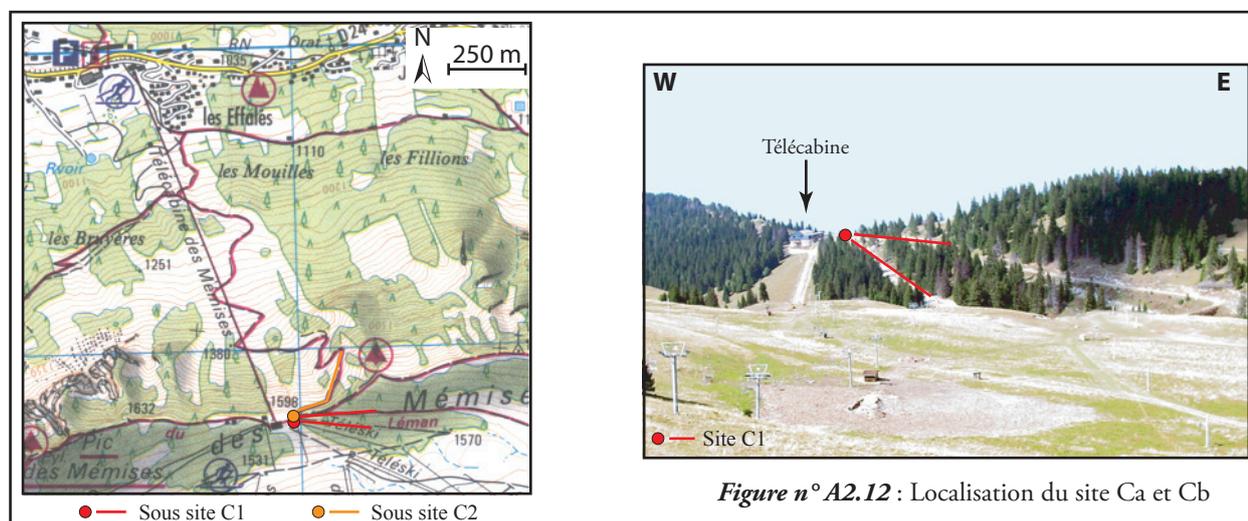
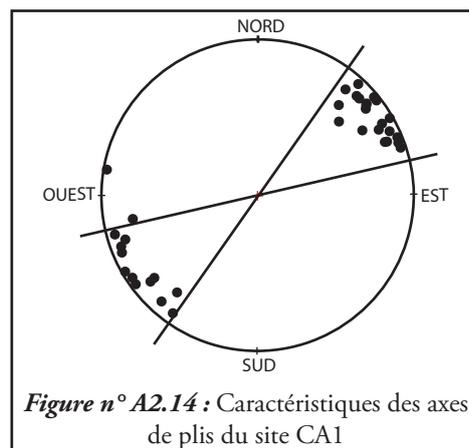
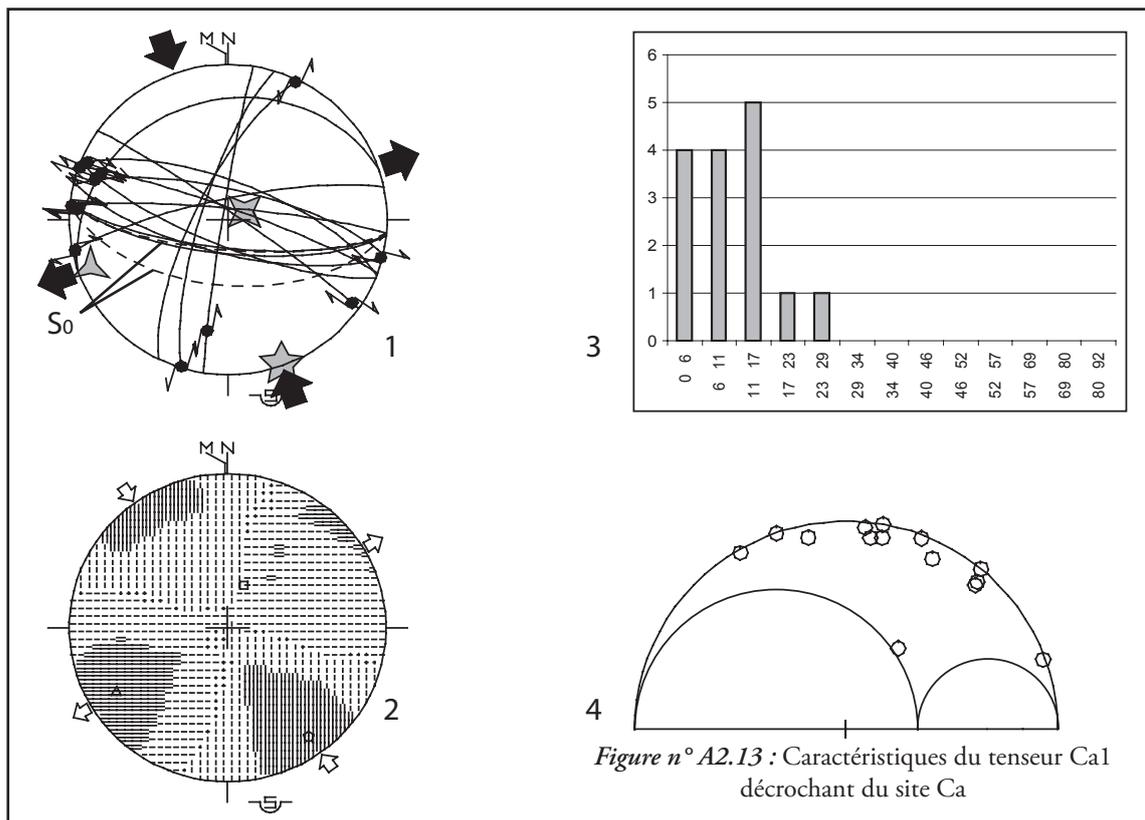


Figure n° A2.12 : Localisation du site Ca et Cb



Site Cb stries décrochantes – tenseur Cb1 (Figure n° A2.15)

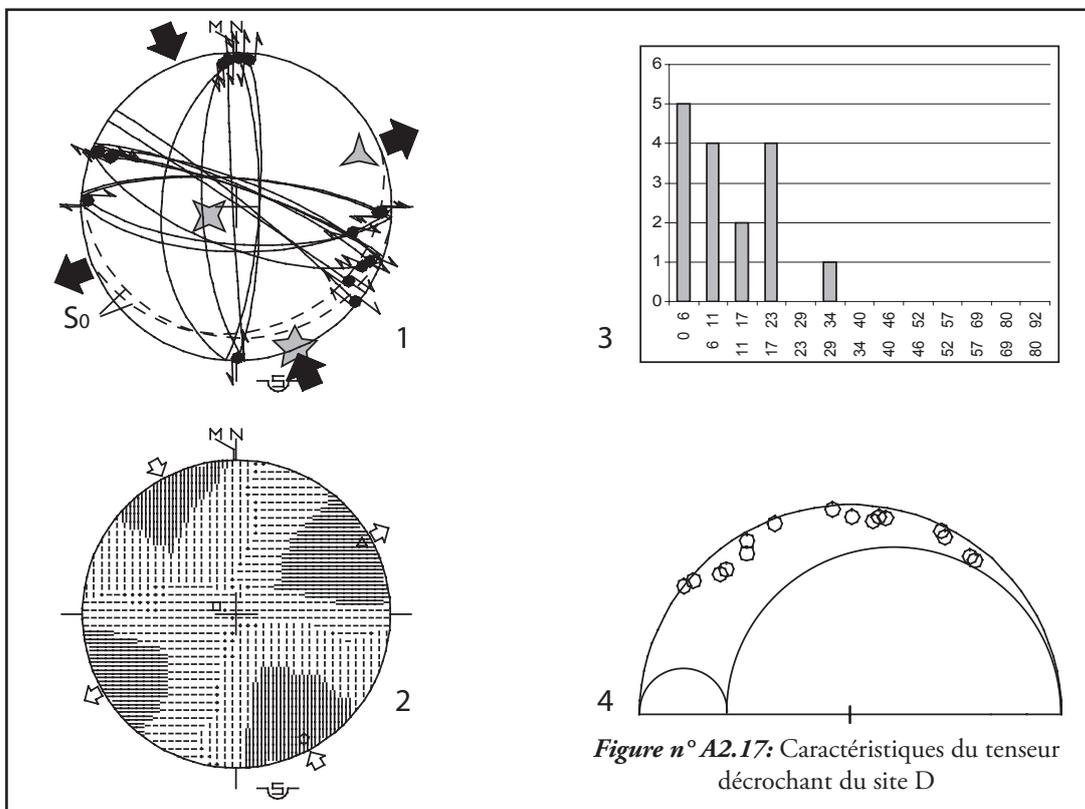
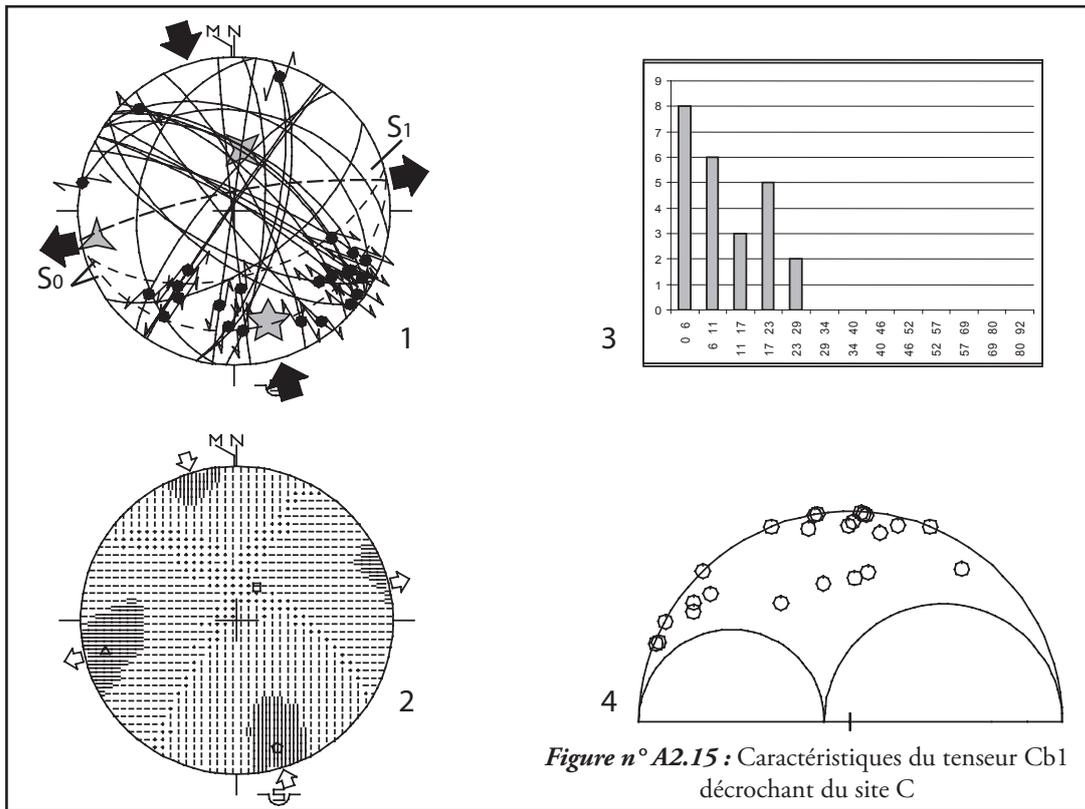
- 25 stries sur 35 mesurées
- Tenseur: σ_1 : d=163, p=26, σ_2 : d=9, p=62., σ_3 : d=258., p= 11
- Rapport $\phi = 0.43$

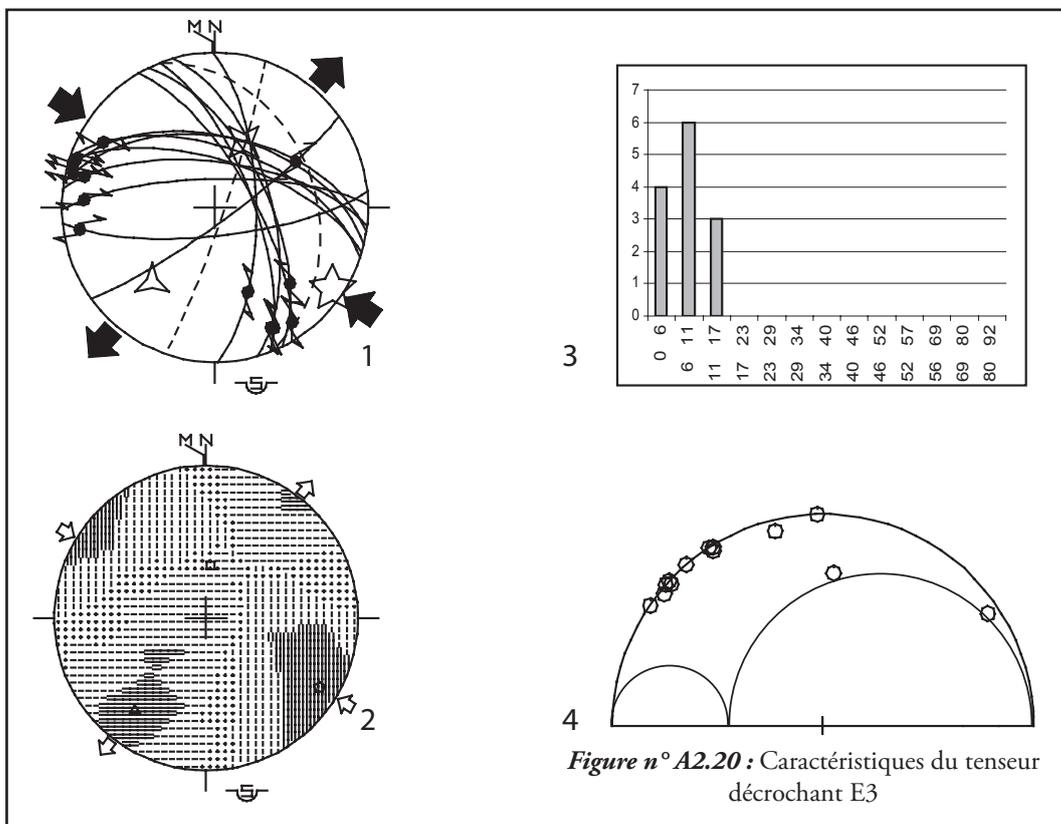
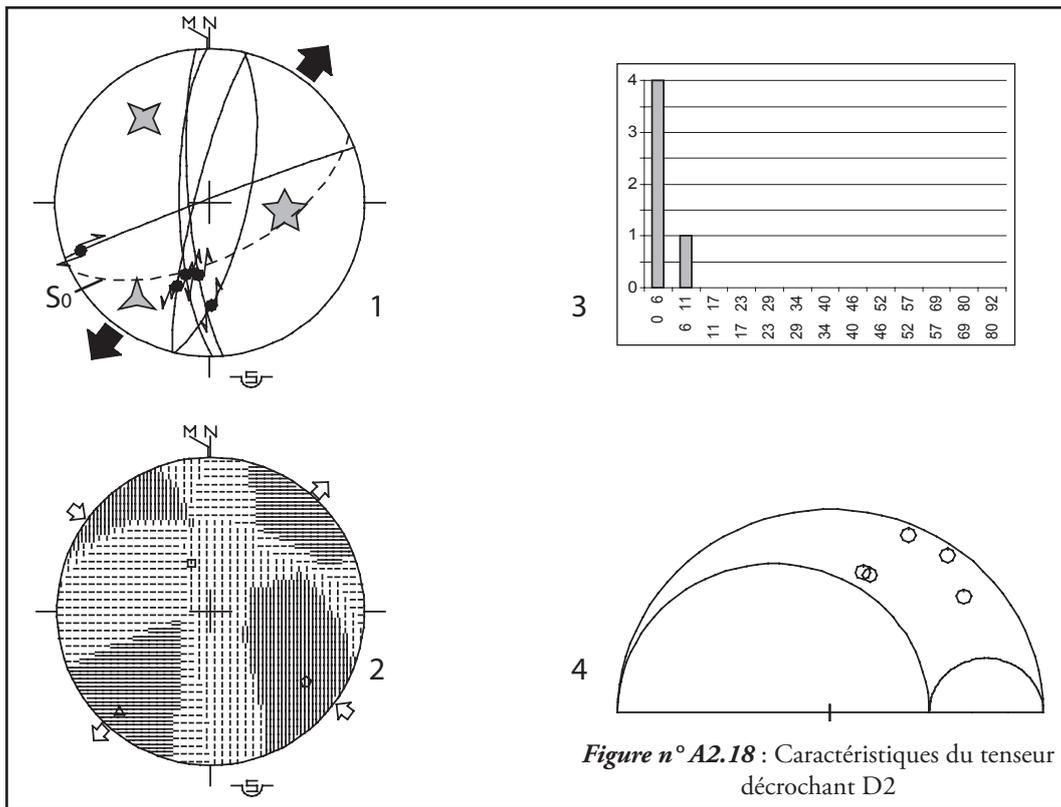
Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N160°.
- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 25° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. De plus l'angle entre les

conjugés est élevé (proche de 90°). Nous pensons que cette forte valeur est à imputer à une paléo structure ayant rejoué.

- La mesure de la schistosité (S_1) est cohérente avec la direction de compression σ_1 .
- La valeur du rapport ϕ (0.43) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité correcte.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité correcte la majorité des stries est sur le cercle externe dans sa partie gauche et les quelques autres correspondent à des paléofailles ayant rejoué.





A2.II.Ile Site E, Pré Richard - Bernex

Coordonnées géographiques : X= 935 270,
Y= 2 158 720 (Lambert II)

Localisation géographique : Le site E est à Pré Richard en bordure du télésiési des Pellis (Figure n° A2.19).

Contexte géologique :

Les mesures de stries de ce site proviennent des couches rouges et de la nappe de la Simme. Du point de vue de la structure nous sommes à proximité relative du contact de la nappe des Préalpes Médiannes et de celle de la Simme.

Caractéristiques des données : 22 mesures dont 21 exploitables se séparant en deux groupes E3 et E4.

E3 - Décrochement (13 stries)- Tenseur E3 (Figure n° A2.20)

- Tenseur: σ_1 : d=124, p=8., σ_2 : d=24, p=52., σ_3 : d=220, p= 37.
- Rapport $\phi = 0.27$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N160°.

- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 25° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. De plus l'angle entre les conjugués est élevé (proche de 90°). Nous pensons que cette forte valeur est à imputer à une paléo structure ayant rejoué.
- La valeur du rapport ϕ (0.27) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité correcte.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité correcte, la majorité des stries sont sur le cercle externe dans sa partie gauche et les quelques autres stries correspondent à des paléofailles ayant rejoué.

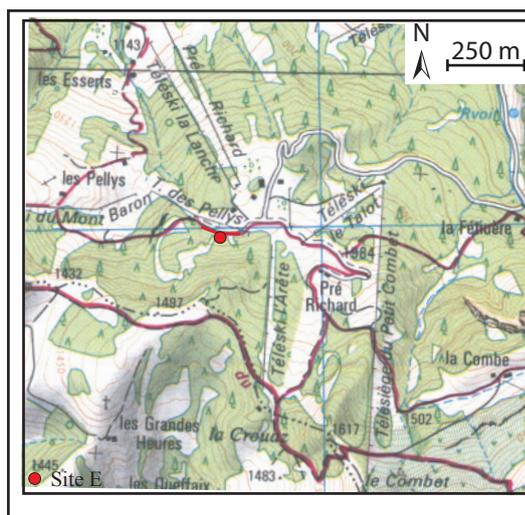


Figure n° A2.19 : localisation du site E. Près Richard - Bernex

E4- Décrochement (8 stries (Figure n°A2.21))

- Tenseur: σ_1 : d=96, p=29., σ_2 : d=308, p=57., σ_3 : d=194., p= 15.
- Rapport $\phi = 0.52$ $[(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N100°.
- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 25° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. La valeur du rapport ϕ

(0.52) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.

- La distribution des angles de rupture θ (3) est bon.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité moyenne, la majorité des stries sont dans le cercle de Mohr, nous avons donc affaire principalement à des paléofailles ayant rejoué.

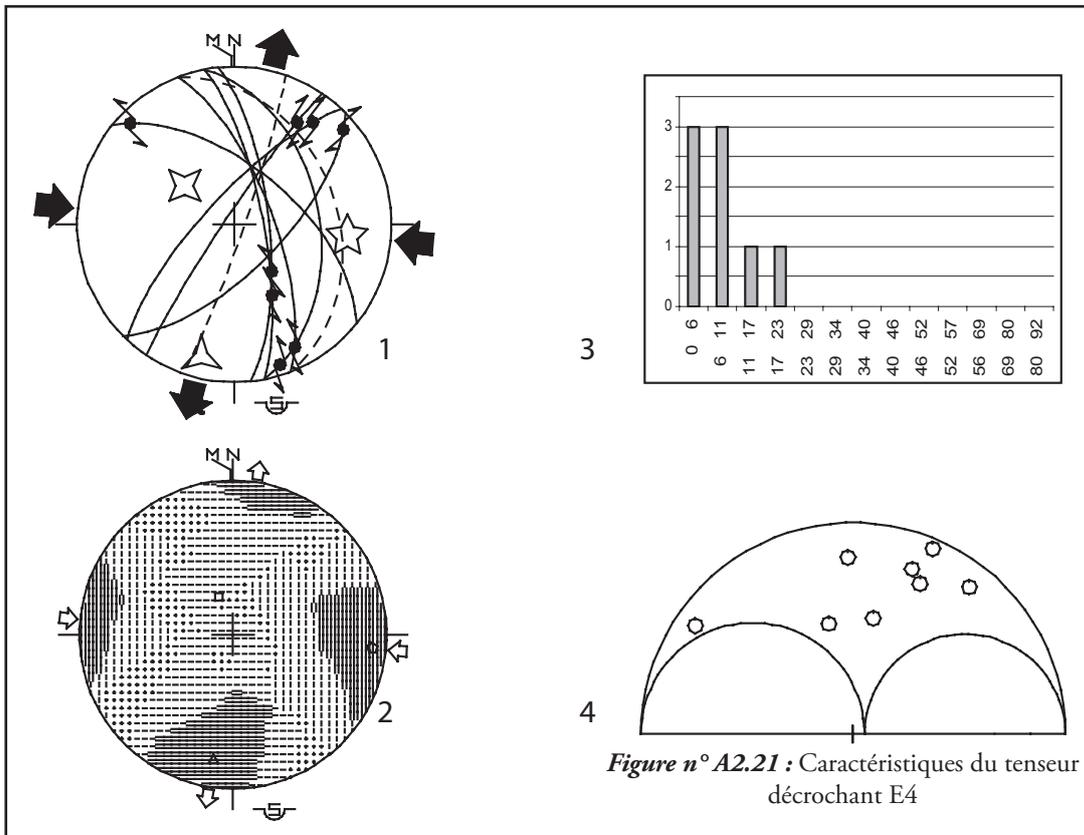


Figure n° A2.21 : Caractéristiques du tenseur décrochant E4

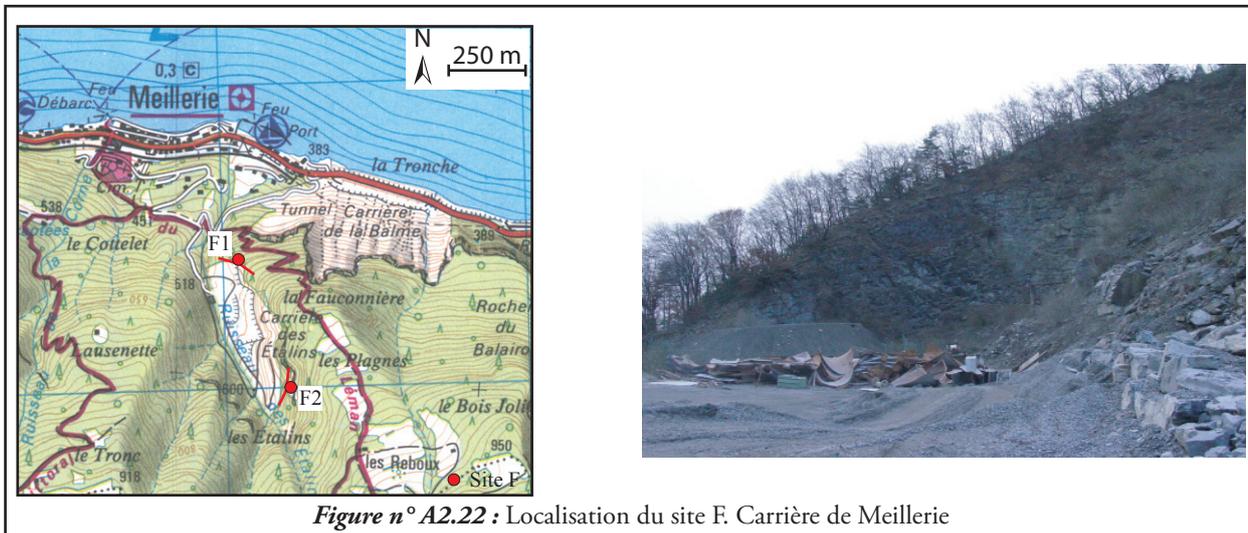


Figure n° A2.22 : Localisation du site F. Carrière de Meillerie

A2. II.Ilf Site F, Carrière de Meillerie

Coordonnées géographiques (Lambert II) :

Site Fa : X= 937 170, Y= 2 165 300

Site Fb : X= 937 290, Y= 2 165 050

Localisation géographique : Le site F est dans la carrière de Meillerie (Figure n° A2.22)

Caractéristiques des données : 2 sous sites de mesures Fa dans la partie nord du site et Fb dans la partie supérieure du front de taille sud actuel.

Contexte géologique : Les mesures de stries de ce site proviennent du Lias siliceux. Du point de vue structure, nous sommes dans l'échelle de Locum.

Fa - Décrochement (8 stries) –Tenseur Fa1 (Figure n° A2.23)

- Tenseur: σ_1 : d=326, p=7., σ_2 : d=153, p=83., σ_3 : d=56., p= 1.
- Rapport $\phi = 0.22 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N145°.

- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 10° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. La valeur du rapport ϕ (0,22) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 correctement définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est bonne.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité correcte.

Fa : Normal- TenseurFa2 (8 stries) (Figure n° A2.24)

- Tenseur: σ_1 : d=53, p=71., σ_2 : d=149, p=2., σ_3 : d=240, p= 19.
- Rapport $\phi = 0.35 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal avec σ_3 proche de N240.
- La valeur du rapport ϕ (0.35) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité et montre des failles néoformées.

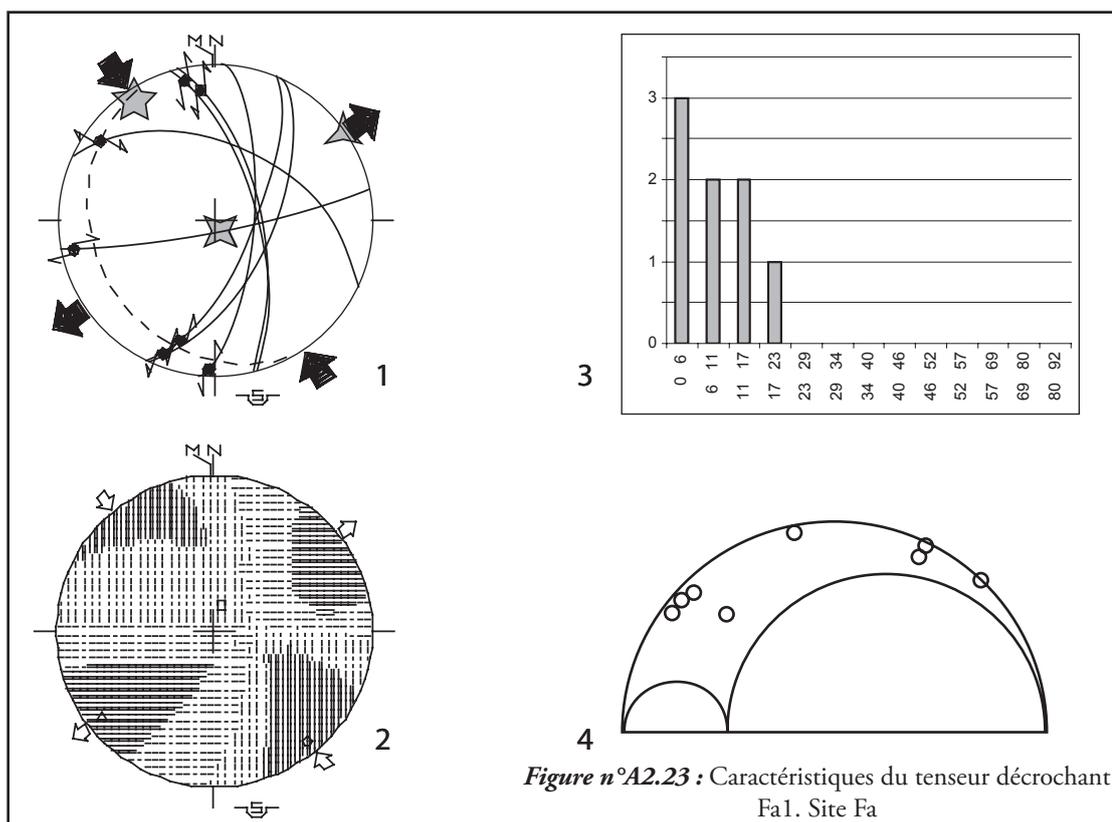
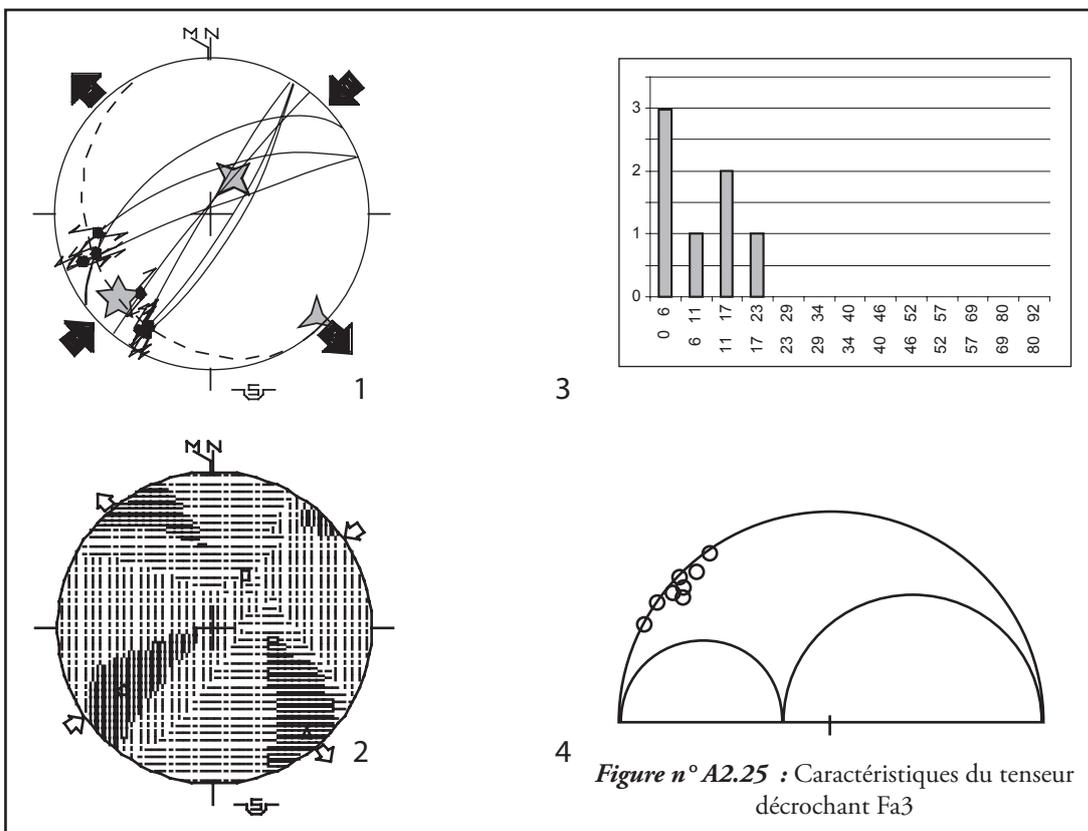
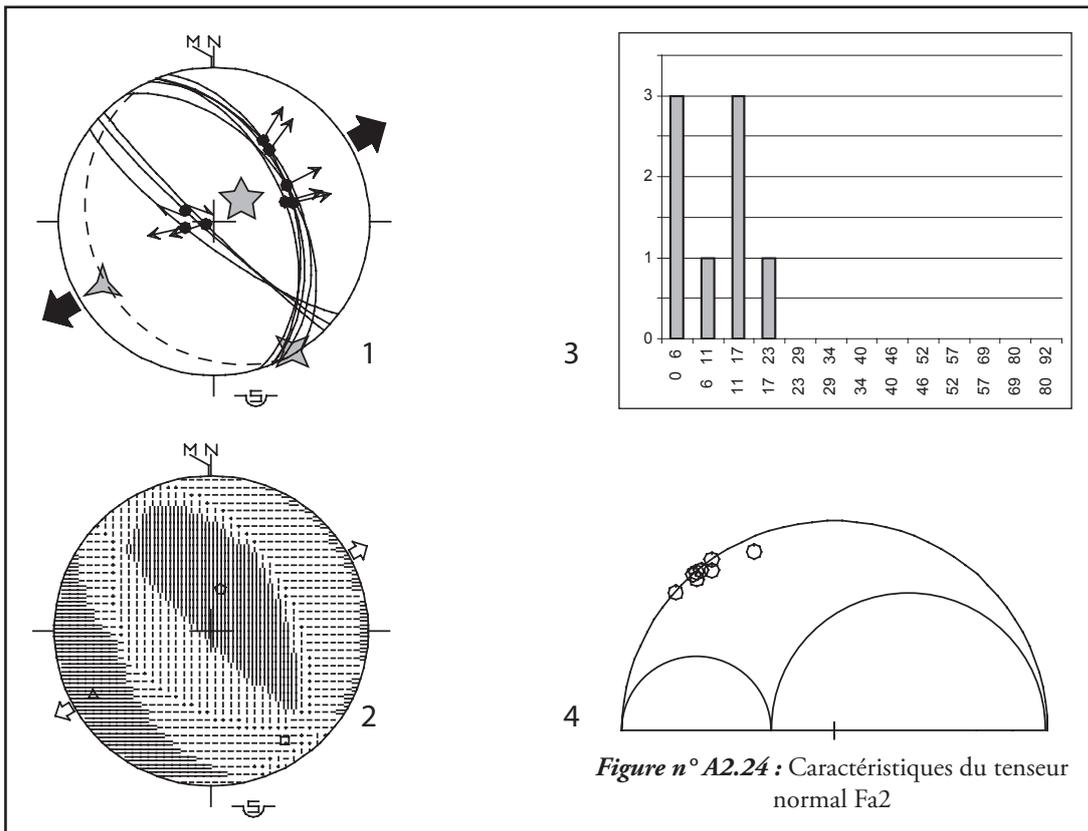


Figure n° A2.23 : Caractéristiques du tenseur décrochant Fa1. Site Fa



Fa - Décrochement – tenseur Fa3 (7 stries)
(Figure n° A2.25)

- Tenseur: σ_1 : d=227, p=21., σ_2 : d=31, p=68., σ_3 : d=135, p=5.
- Rapport $\phi = 0.38 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N230°.
- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 25° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. La valeur du rapport ϕ (0.38) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture $\theta(3)$ est moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité, la majorité des stries sont sur le cercle et dans sa partie gauche. Nous avons donc principalement des failles néoformées.

Fb - Décrochement n°1- tenseur Fb5 (18 stries) (Figure n° A2.26)

- Tenseur: σ_1 : d=108, p=1, σ_2 : d=21, p=71., σ_3 : d=198, p= 19.
- Rapport $\phi = 0.25 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

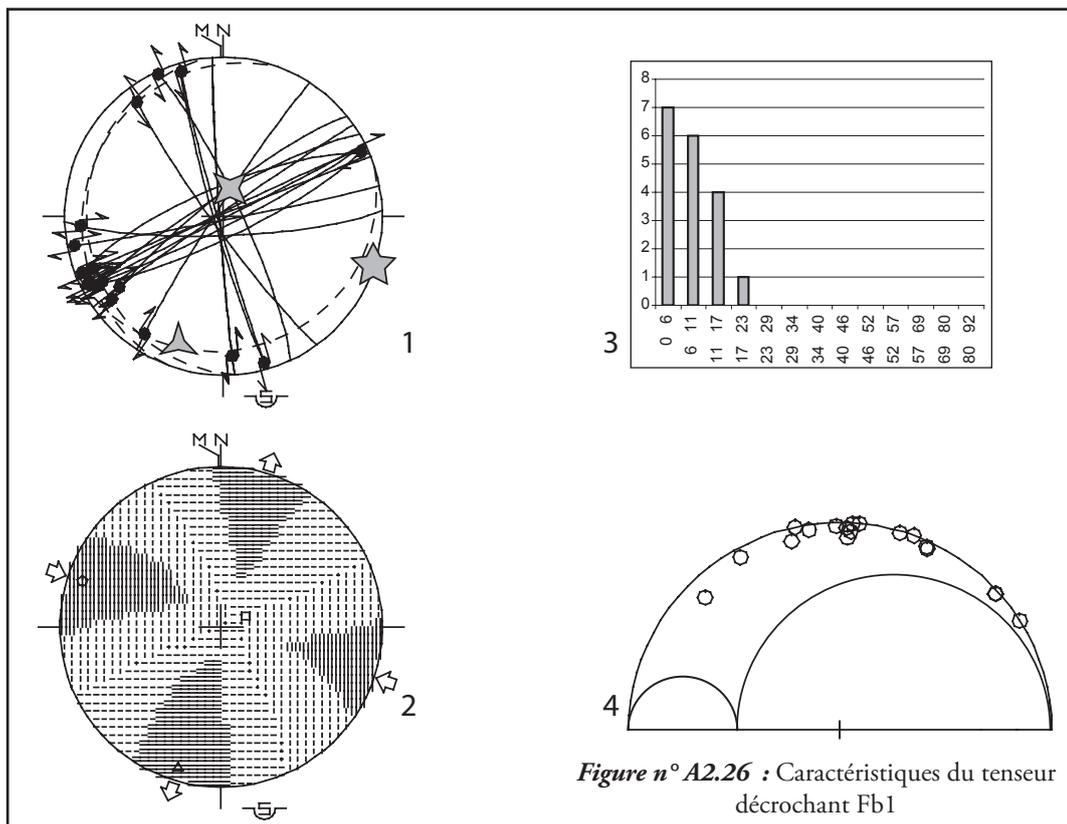


Figure n° A2.26 : Caractéristiques du tenseur décrochant Fb1

Plusieurs points sont à remarquer :

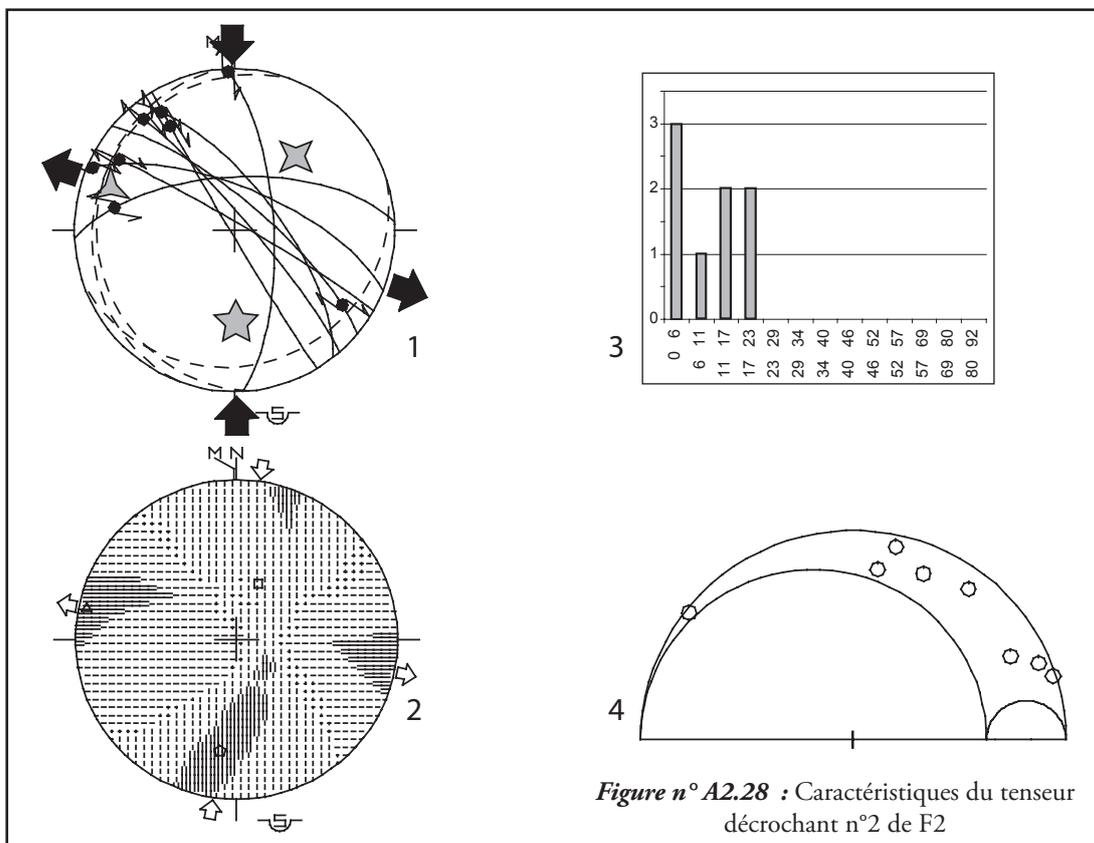
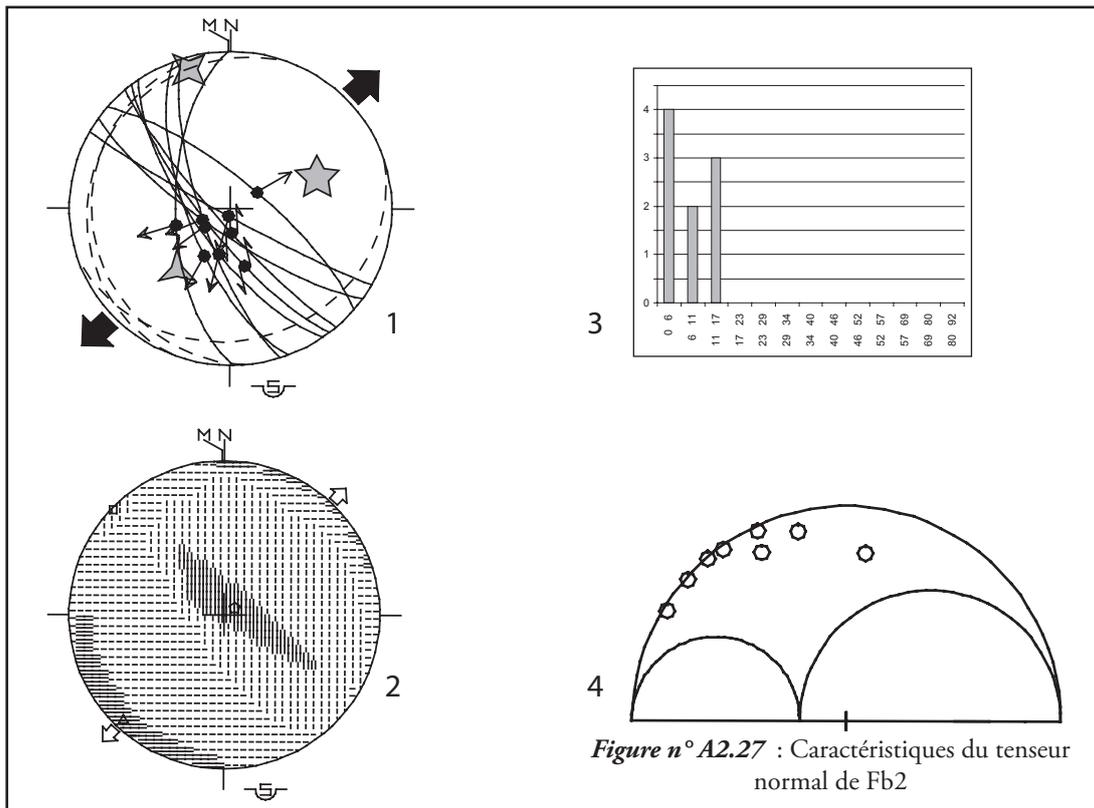
- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N100°.
- Le stéréogramme 1 montre que les pitches des stries sont globalement inférieurs à 25° et compris entre l'horizontale et le pendage de la stratification. La valeur du rapport ϕ (0.26) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est bon.
- Le cercle de Mohr (4) est de qualité moyenne, la majorité des stries sont dans le cercle de Mohr nous avons donc principalement des paléofailles ayant rejoué.

Fb - Normal (9 stries) – tenseur Fb2 (Figure n° A2.27)

- Tenseur: σ_1 : d=58, p=38., σ_2 : d=310, p=4, σ_3 : d=219, p= 52.
- Rapport $\phi = 0.42 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal avec σ_3 proche de N220°.



- La valeur du rapport ϕ (0.42) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture ϕ (3) est de qualité correcte.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité et montre essentiellement des failles néoformées.

Fb – Décrochement – décrochement Fb1 n°2 (8 stries) (Figure n° A2.28)

- Tenseur: σ_1 : d=179, p=42., σ_2 : d=39, p=41., σ_3 : d=289, p= 21.
- Rapport $\phi = 0.81 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

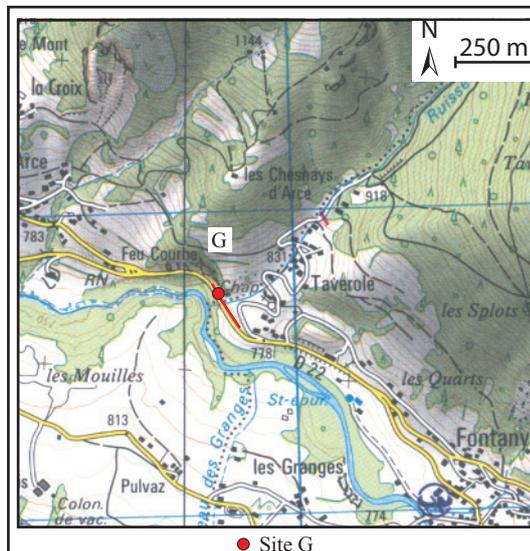
- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N180.
- La valeur du rapport ϕ (0.81) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture ϕ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) n'est pas de bonne qualité et montre essentiellement des failles paléoformées.

A2.II.Ilg Site G, Feu Courbes

Coordonnées géographiques : X= 933 040, Y= 2 157 140 (Lambert II)

Localisation géographique : Le site G est en bord de route (D22) à Feu Courbes commune de Chevenoz (Figure n° A2.29).

Contexte géologique : Les mesures de stries



de ce site proviennent du Lias siliceux.

Caractéristiques des données : 34 mesures séparées en 2 groupes de 14 et 8 stries (12 stries n'ont pu être intégrées à un tenseur).

G - Décrochement (normal) (14 stries) – tenseur G2 (Figure n° A2.30)

- Tenseur: σ_1 : d=341, p=14., σ_2 : d=189, p=74., σ_3 : d=73., p= 7.
- Rapport $\phi = 0.52 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal avec σ_3 proche de N160°
- La valeur du rapport ϕ (0.52) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité.

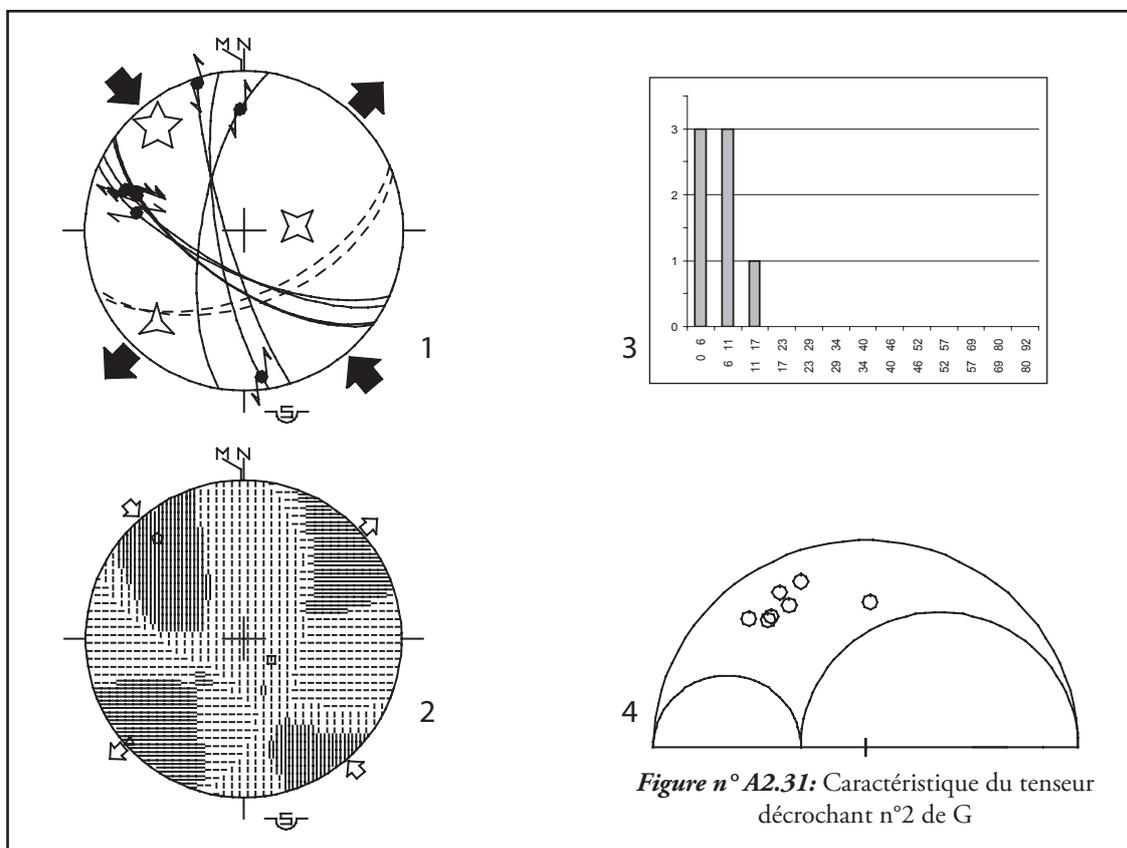
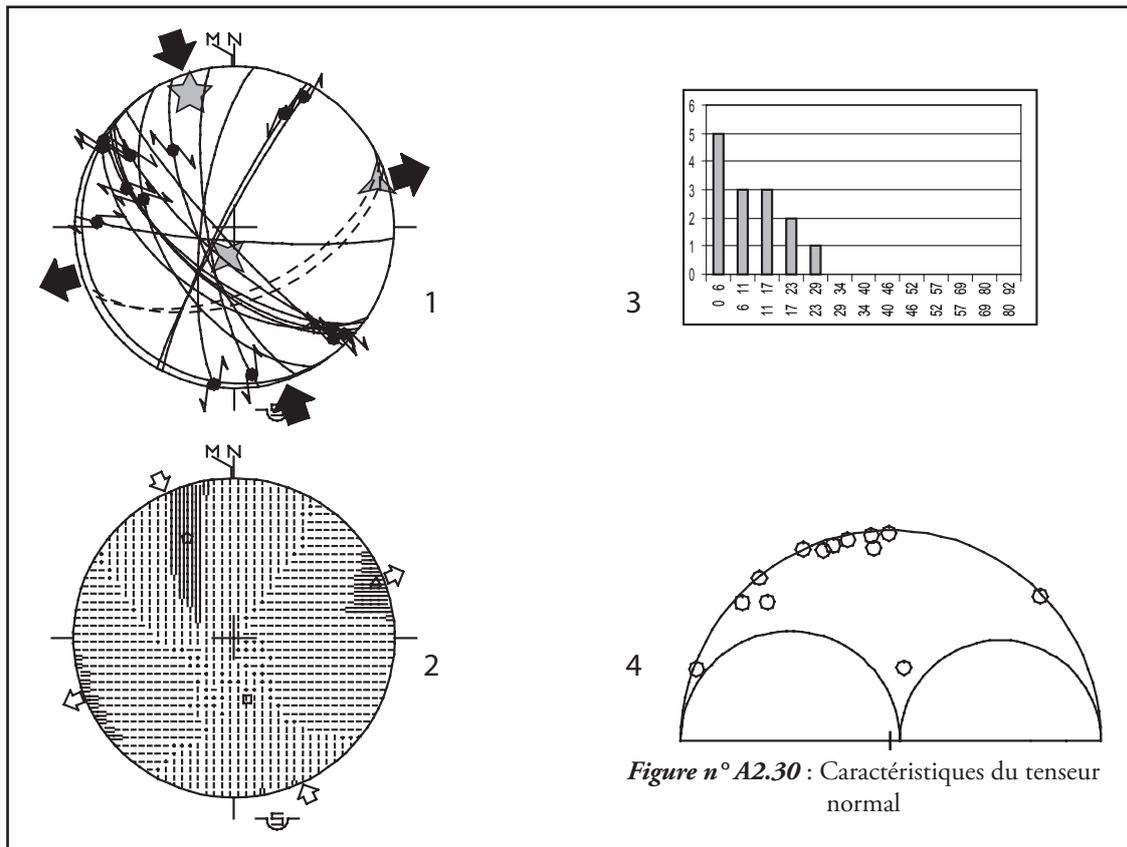
De plus si nous ramenons la stratigraphie (S0) à l'horizontale nous pouvons voir que nous avons affaire à l'enregistrement d'un système normal basculé.

G1 – Normal basculé (7 stries) Figure n° A2.31

- tenseur: σ_1 : d=320, p=17., σ_2 : d=85, p=62., σ_3 : d=223., p=21.
- Rapport $\phi = 0.33 [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$



Figure n° A2.29: Localisation du site G. feu Courbes Commune de Chevenoz



Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal basculé qui semble de prime abord décrochant avec σ_1 proche de N140°
- La valeur du rapport ϕ (0.33) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité sauf pour 1 strie.

A2.II.IIh Site H, Le Gros Cez – Lyaud

Coordonnées géographiques : X= 921 730, Y= 2 156 740 (Lambert II)

Localisation géographique : Le site H se trouve sur la commune de Lyaud (Sud de Thonon) dans l'ancienne carrière de Gros Cez en bordure de la D35. (Figure n° A2.32)

Contexte géologique :

Les mesures de stries de ce site proviennent du Lias siliceux.

Du point de vue structural nous sommes sur le flanc NW d'un synclinal à cœur de Dogger.

Caractéristiques des données : 23 mesures, séparées en trois groupes.

Décrochement – tenseur H1 (7 stries)

- Tenseur: σ_1 : d=158, p=07., σ_2 : d=346, p=83., σ_3 : d=248, p= 01.
- Rapport $\phi= 0.52$ $[(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)]$ (Figure n° A2.33)

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système décrochant avec σ_1 proche de N160°
- La valeur du rapport ϕ (0.52) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de bonne qualité.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité.
- Les stries indiquent des mouvements sub-horizontaux.

H - Normal (9 stries) –Tenseur H2 (Figure n° A2.34)

- Tenseur: σ_1 : d=305, p=64., σ_2 : d=118, p=26., σ_3 : d=209. p= 03
- Rapport $\phi= 0.59$ $[(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal avec σ_3 proche de N30°
- La valeur du rapport ϕ (0.59) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 bien définies.
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne qualité.

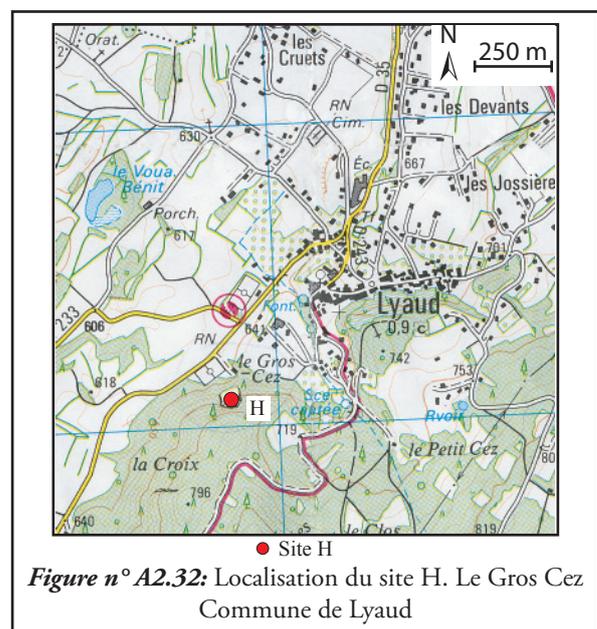
De plus si nous ramenons la stratigraphie (S_0) à l'horizontale nous pouvons voir que nous avons affaire à l'enregistrement d'un système normal basculé.

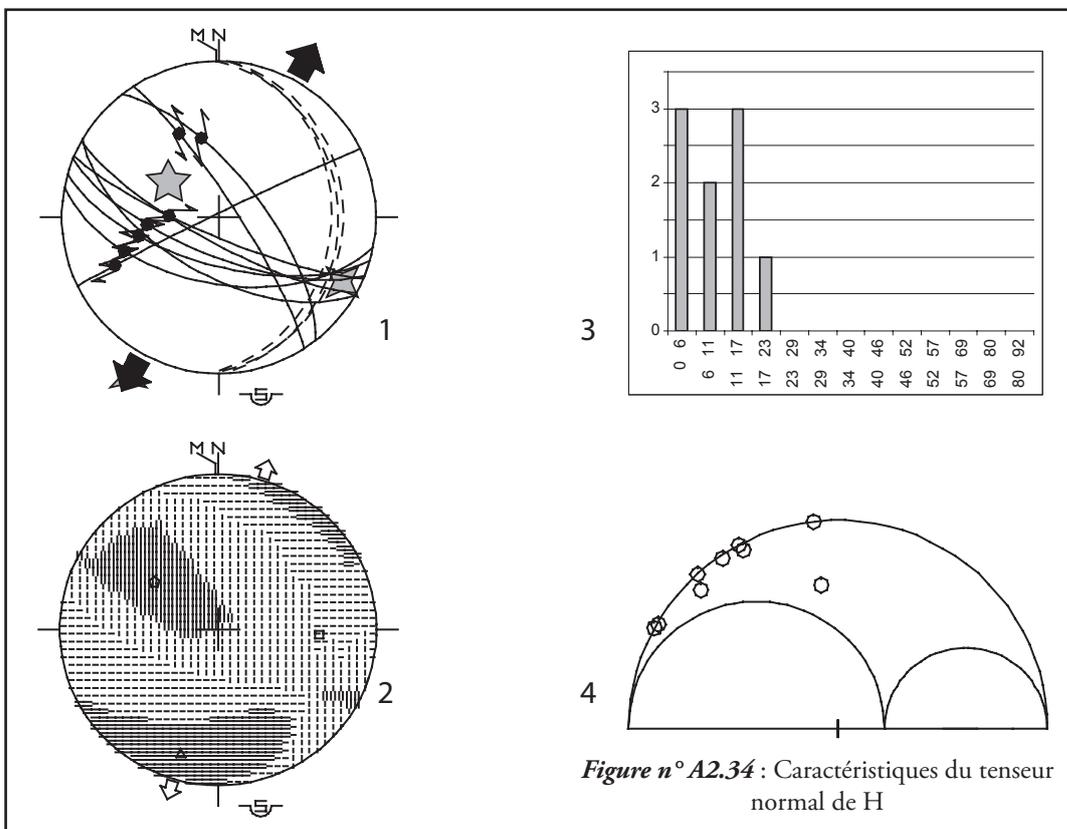
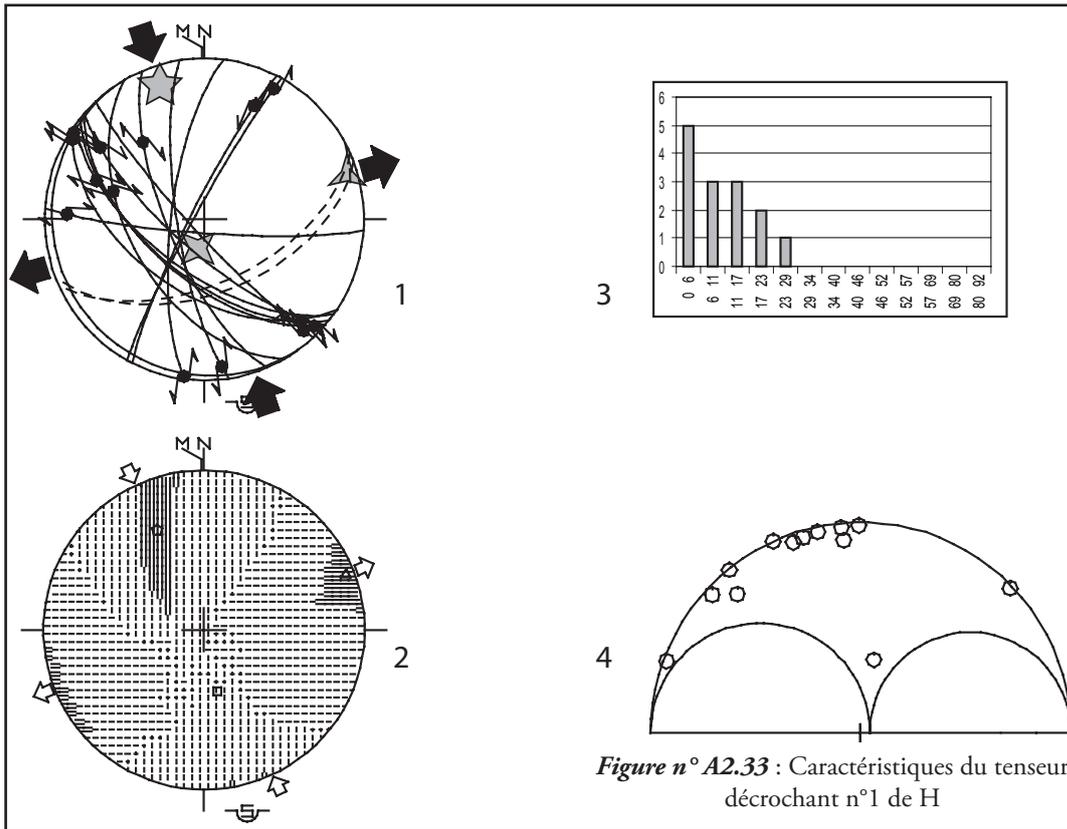
H - Normal (7 stries) –Tenseur H3 (Figure n° A2.35)

- Tenseur: σ_1 : d=150, p=83., σ_2 : d=307, p=6., σ_3 : d=37. p= 03
- Rapport $\phi= 0.05$ $[(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)]$

Plusieurs points sont à remarquer :

- Les stéréogrammes 1 et 2 sont cohérents et montrent un système normal avec σ_3 proche de N140°
- La valeur du rapport ϕ (0.05) indique des valeurs de σ_1 , σ_2 , σ_3 mal définies,



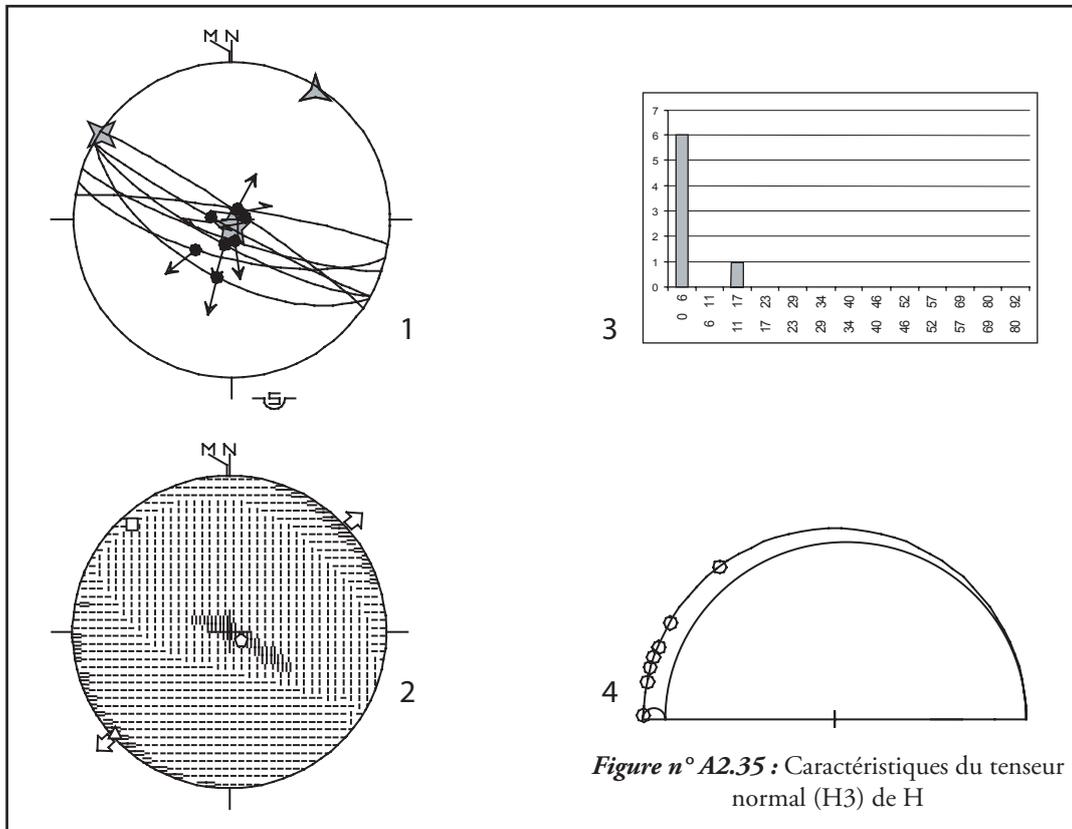


du moins que σ_2 et σ_3 sont facilement interchangeables.

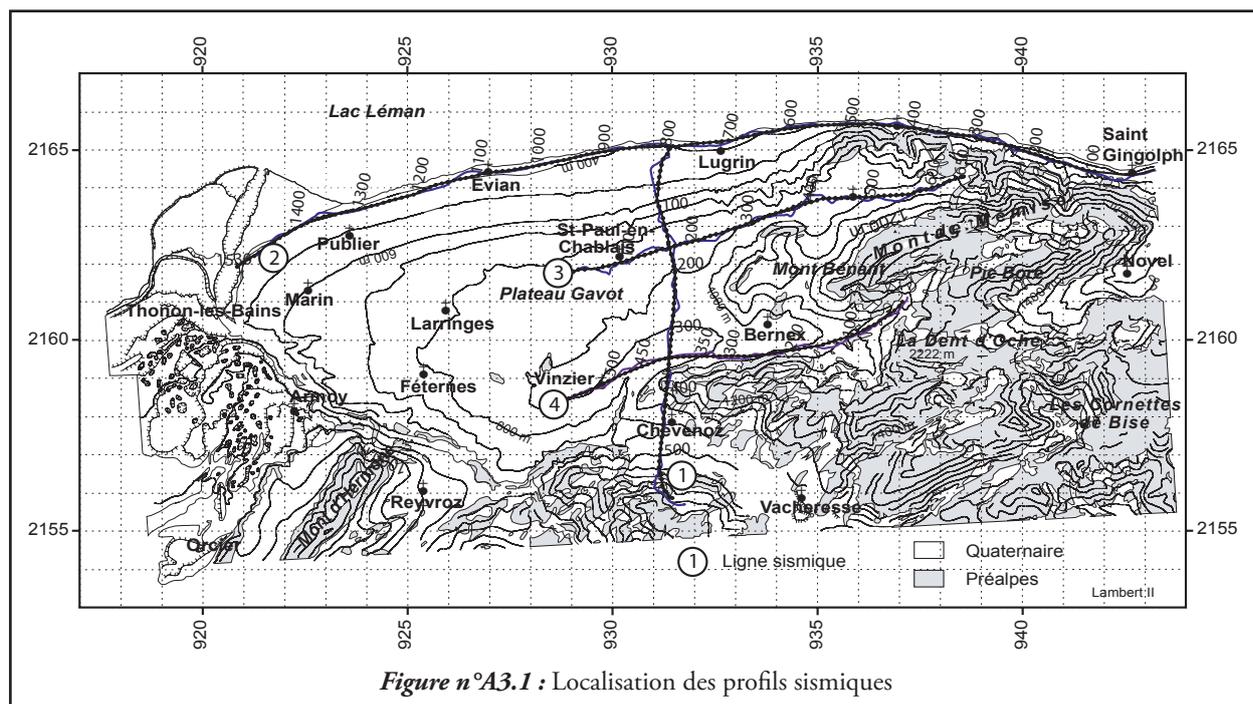
- La distribution des angles de rupture θ (3) est de qualité moyenne.
- Le cercle de Mohr (4) est de bonne

qualité.

De plus si nous ramenons la stratigraphie (S0) à l'horizontale nous pouvons voir que nous avons affaire à l'enregistrement d'un système normal basculé.



A3.I localisation des profils sismiques



A3.II Les données

A3.II.I Paramètres d'acquisition et de traitement des données

Enregistrement de terrain			
Pas d'échantillonnage	2ms	Filtre fréquence basse fréquence	12,5 Hz
Longueur d'enregistrement	5s	Filtre fréquence haute fréquence	125 Hz
Amplificateur	2 puiss 7 DB		
Source - Réception - Dispositif			
<i>Source</i>		<i>Trace</i>	
Vibreux M14	5	Déroulé sur	30m
Longueur	24s	Distance entre trace	30m
<i>Réception</i>		<i>Dispositif</i>	
Géophones par trace	27	Nombre de traces	120
Fréquence propre	10 Hz	Distance entre point vibreur	30m
Correction de surface			
Vitesse de correction	4800m.s ⁻¹		
Datum plane	900m	4ms	
Traitement numérique			
Séquence		Correction statique primaire	Du sol au DPC*
Longueur	5s	Ajustement automatique des corrections statiques	0-2000ms
Déconvolution zéro phase	11-59hz	Filtre 08, 14, 55, 55hz 08, 14 40, 50hz	2500-5000ms

Tableau n°A3.1 : Paramètres d'acquisition et de traitement des données sismiques

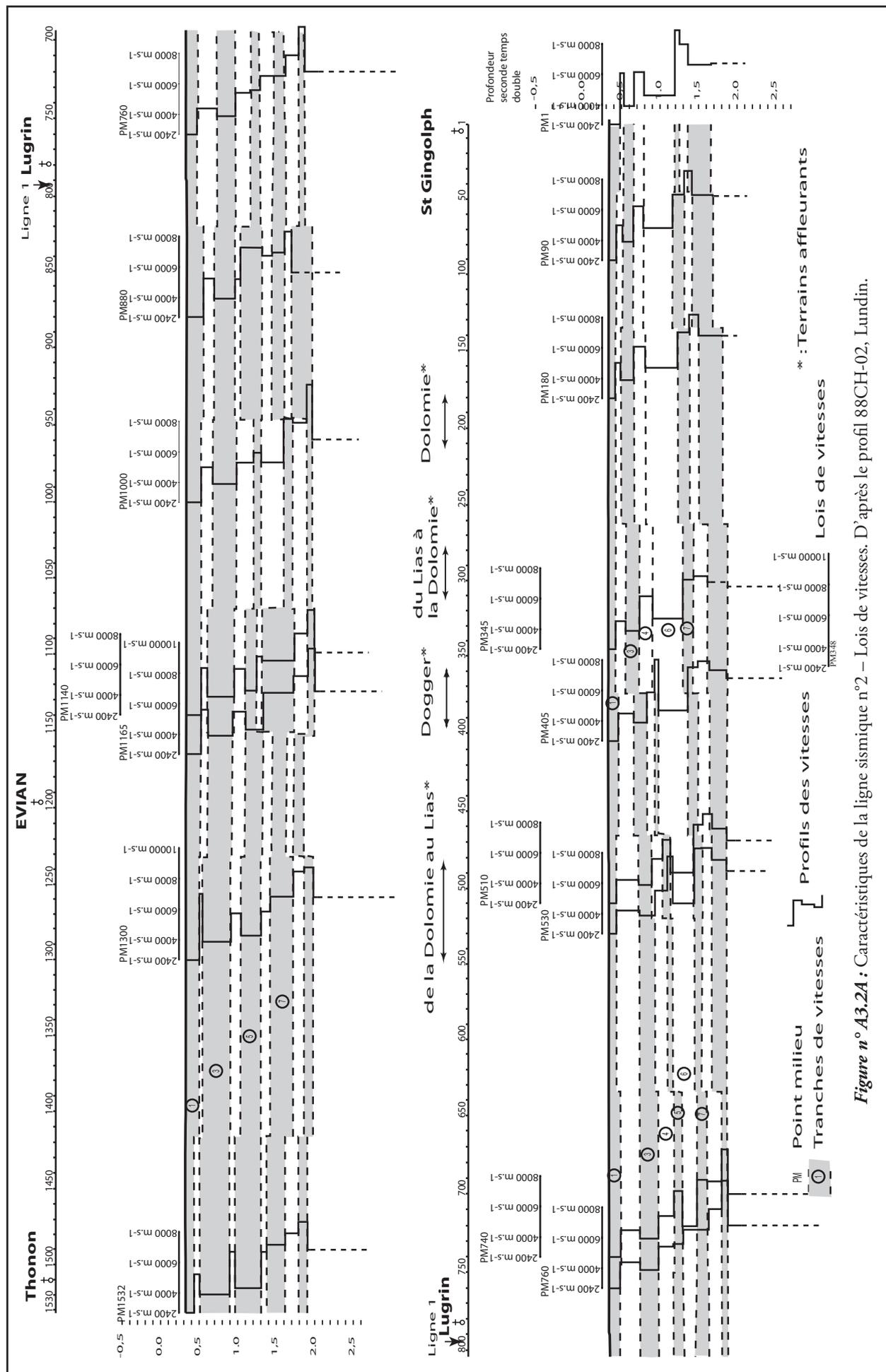


Figure n° A3.2A : Caractéristiques de la ligne sismique n°2 – Lois de vitesses. D'après le profil 88CH-02, Lundin.

A3.II.II Caractéristique des données

Les profils sismiques que nous avons étudiés ne sont pas migrés. Ils proviennent de la campagne prospective de 1988. Ils ont été réalisés par la société EURAFREP. L'enregistrement et le traitement des données peuvent être définis comme de première phase d'exploration pétrolière d'où une qualité d'image moyenne et des choix de lois de vitesse pouvant, par endroit, poser question. Par exemple à l'Est du profil n° 4 (figure n° A3.6) nous notons des vitesses de plus de 8500m.s-1 à 500ms de profondeur temps double. De telles valeurs sont difficilement envisageables à cette profondeur.

De plus nous nous sommes aperçus que le choix de l'échelle verticale n'était pas des plus classiques : 10cm pour 1s temps double. Or, l'échelle verticale choisie généralement pour ce type de profil est de 5cm pour 1s temps double. Nous avons donc décidé de réduire de 50% l'échelle verticale sans toucher à l'échelle horizontale afin d'avoir une image temps double plus facilement interprétable.

A3.III Les profils sismiques

A3.III.I Ligne sismique n°1 (88CH07 - Lundin)

Cf. chapitre III.II de la thèse

A3.III.II Ligne sismique n°2 : (88CH02 - Lundin)

La ligne sismique n°2 longue de 22,9 km orientée Ouest-Est, longe le lac Léman depuis Thonon jusqu'à la frontière Suisse à St Gingolph. Elle recoupe à son point milieu 800 la ligne n°1 (point milieu 1 de la ligne 1).

Les lois de vitesses

La première lecture des lois de vitesses (Figure n° A3.2A) de notre profil révèle deux parties : Une première des points-milieux 1 à 750 et une deuxième des points-milieux 820 à 1532. Ces deux parties sont séparées par une zone intermédiaire allant des points-milieux 750 à 820.

Dans la première partie (points milieux 1 à 750), nous notons :

- Deux tranches de plus faible vitesse, les tranches 3 et 6
- Une tranche 2 dont l'épaisseur est globalement croissante d'Est en Ouest.
- Une tranche n°6 dont l'épaisseur a tendance à diminuer à partir du point-milieu

450.

Dans la seconde partie du profil, les tranches 3 et 5 sont marquées par de plus faibles vitesses que les autres tranches et nous avons des contrastes de vitesse plus marqués entre les tranches 1 et 2 que dans la première partie du profil.

Description des réflecteurs

Bien que de qualité moyenne, l'étude des réflecteurs (Figure n°A3.2B) nous permet d'observer la présence de structures et de grandes unités. Ainsi nous pouvons noter, d'Est en Ouest un grand nombre de structures chevauchantes qui se dessinent, soit :

- Aux points milieu 590, 700 à 710, 800, 870, 1160 et 1330 pour les mieux définis (points-milieux d'émergences des chevauchements)
- Aux points milieu 930, 1010, 1100, 1160 et 1360, pour les moins bien définis.

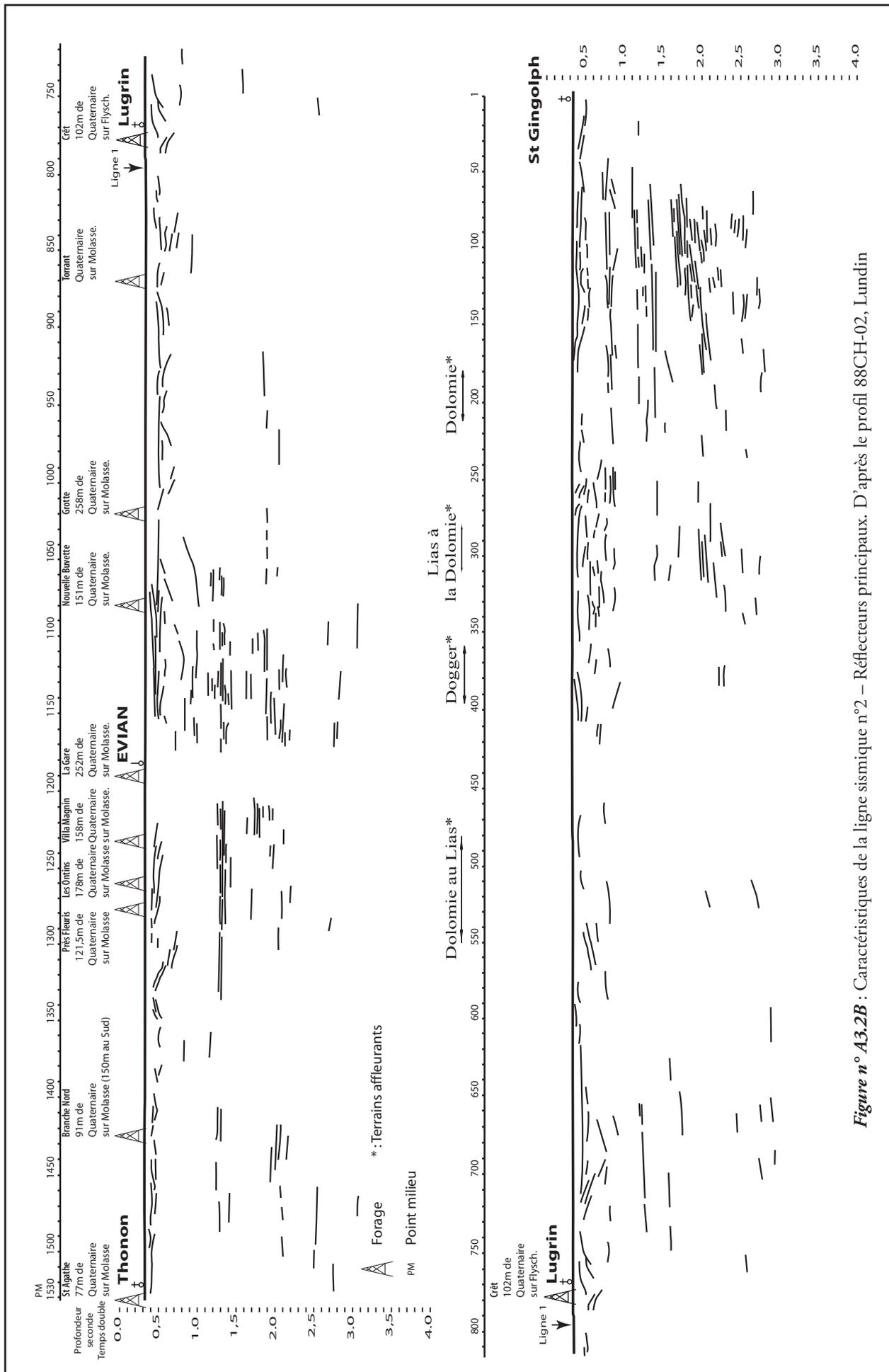


Figure n° A3.2B : Caractéristiques de la ligne sismique n°2 – Réflecteurs principaux. D'après le profil 88CH-02, Lugrin

De plus, les réflecteurs dans la partie supérieure du profil présentent des pendages, particulièrement bien marqués entre les points milieux 700 et 1530.

Enfin, nous avons un ensemble de réflecteurs bien marqués à 1,3s de profondeur temps double dans la partie Ouest du Profil et à 1,2s de profondeur temps double dans la partie Est. La partie centrale du profil, quant à elle, ne présente pas de réflecteur continu à des temps doubles, équivalents ou supérieurs.

Corrélation des données et discussion

Nous avons divisé notre profil en deux parties principales:

- des points milieu 1 à 790-810
- des points milieu 790-810 à 1532

Cette division correspond à peu près à la division observée au niveau des lois de vitesses, la zone dite de transition se trouvant intégrée dans notre première partie de profil.

Première partie :

Dans cette première partie les données cartographiques [34, 91], du forage du Crêt [2] et les analyses des autres lignes sismiques contraignent notre interprétation du profil sismique et nous conduisent à placer le chevauchement :

- Des flyschs sur la molasse vers le point milieu 790. Le changement observé dans les lois de vitesses de cette zone correspondrait à un changement d'unité structurale.
- Des écaïlles des Préalpes Médiannes (écaïlles de Locum) sur les flyschs vers le point milieu 580.

Concernant le décrochement de l'écaïlle de Locum au niveau de la Grande Feuillasse (points milieux 360-370), la sismique n'apporte pas d'information complémentaire.

Si maintenant nous nous intéressons à la base du chevauchement de l'écaïlle de Locum les lois de vitesses et l'aspect de la sismique nous laissent penser que celui-ci se situe à une profondeur de 800-900ms ce qui, compte tenu de la présence de la molasse en bordure du lac à St Gingolph,

implique un front très redressé.

Enfin, concernant le front de chevauchement des flyschs sur les molasses nous restons dans la même logique que pour celui des Préalpes, c'est-à-dire que nous envisageons une surface de chevauchement à une profondeur d'environ 800-900ms et une limite latérale redressée.

Remarque :

Monsieur Plancherel propose l'interprétation suivante pour cette première partie de poofil.

PM1-260 : «Masse principale» des Médiannes

PM260-420 : Ecaïlle de Locum («en fenêtre» sous la masse principale)

PM420-530 : Masse principale (Ouest de Meillerie)

PM 530-580 : Ecaïlle(s) du Maupas (ou des Chauffours selon la carte IGN top25) -

Nous sommes assez en accord avec cette interprétation s'appuyant sur les données d'affleurements, cependant la qualité de l'imagerie sismique ne nous permet pas d'aller aussi loin dans l'interprétation des profils.

La deuxième partie du profil et la molasse

Nous avons un grand nombre de forages ayant atteint la molasse. Dans les descriptions des forages de St Agathe, de Villa Magnin et de Nouvelle Buvette (localisation sur la figure n° A3.2B) nous avons indiqué des pendages dans les molasses. Malheureusement la direction et le sens de ces pendages ne sont pas donnés. Seul le pendage de Villa Magnin est visible sur le profil sismique. Deux explications peuvent être envisagées pour les pendages non visibles en sismique : soit le profil recoupe les structures de façon que le pendage apparent soit nul, soit nous avons un problème de qualité de l'image sismique.

Si maintenant nous regardons les lois de vitesses et l'épaisseur possible de la molasse. Nous avons jusqu'à plus d'une seconde de molasse soit en épaisseur entre 1800m et 2200m. C'est-à-dire :

- 1800m, si nous retenons la vitesse inférieure (3600m.s-1 à 4000m.s-1) donnée par Gorin [159, 160] d'après les logs soniques réalisés sur forages.
- 2200m si nous retenons la vitesse moyenne proposée par les lois de vitesses de notre profil (4400m.s-1)).

Or, d'après Triganon, les forages ayant at-

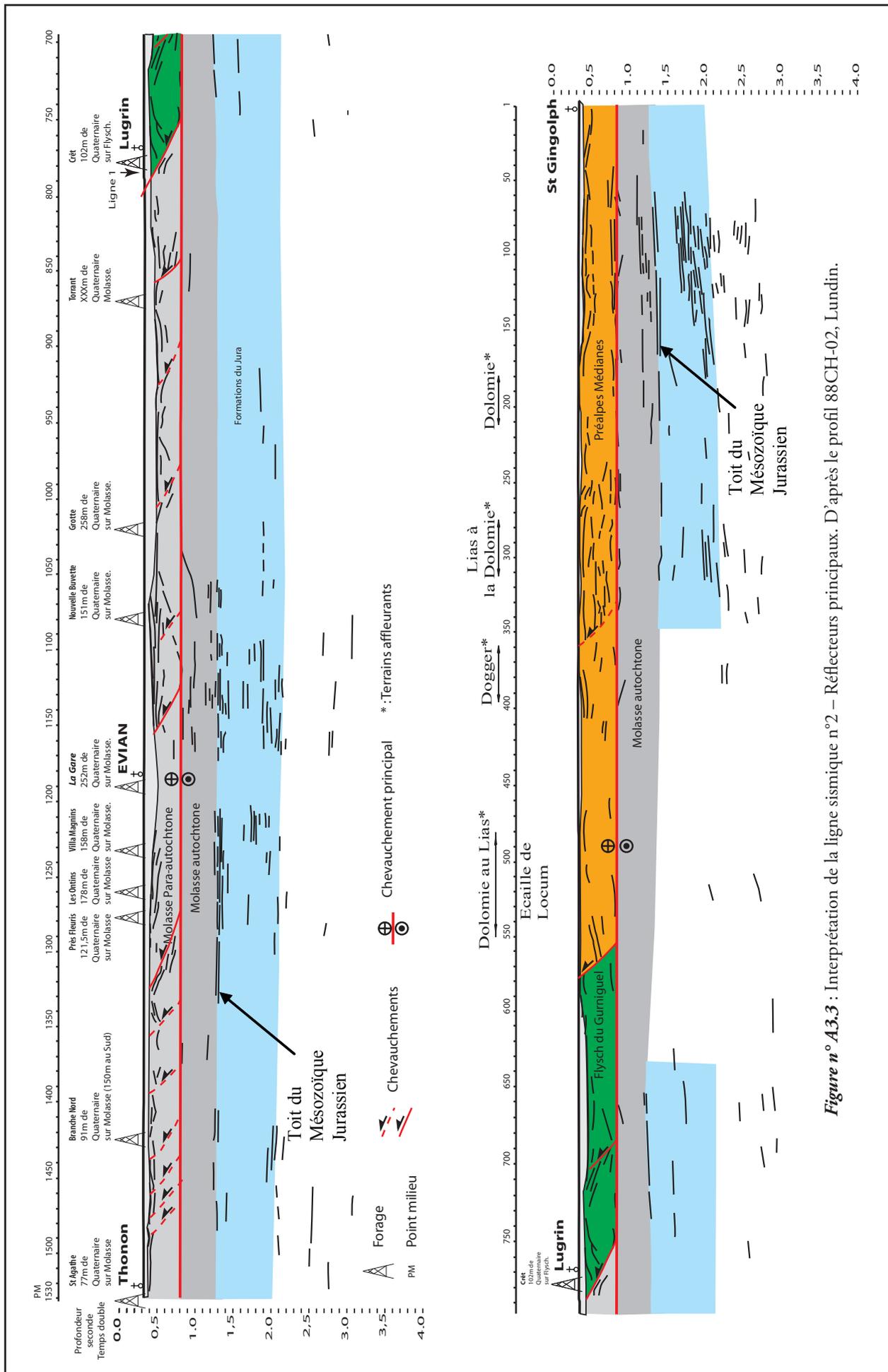


Figure n° A3.3 : Interprétation de la ligne sismique n°2 – Réflecteurs principaux. D'après le profil 88CH-02, Lundin.

teint la molasse subalpine ont mis en évidence un « ensemble hétérogène de marnes... similaire à la molasse d'eau douce ». Nous devrions donc avoir des épaisseurs de molasses (UMM et USM) ne dépassant pas les 1000 à 1500m [99]. Nous devons donc considérer l'existence de chevauchements intra-molassiques afin d'expliquer cette sur-épaisseur. De tels chevauchements ont déjà été décrits [66, 67, 153, 159, 160, 241, 242].

De plus, si nous regardons les lois de vitesses, nous retrouvons une alternance de tranches rapides et de tranches de plus faible vitesse notamment entre les points-milieux 1050 et 1530. Nous proposons donc un doublement partiel de la série molassique dans cette partie du profil. Cela implique que le chevauchement de la molasse para-autochtone sur la molasse autochtone passe à l'Ouest de notre profil et que les chevauchements observés dans cette partie du profil soient intra molasse para-autochtone. Ce point est en accord avec les dernières études sur la question [157]

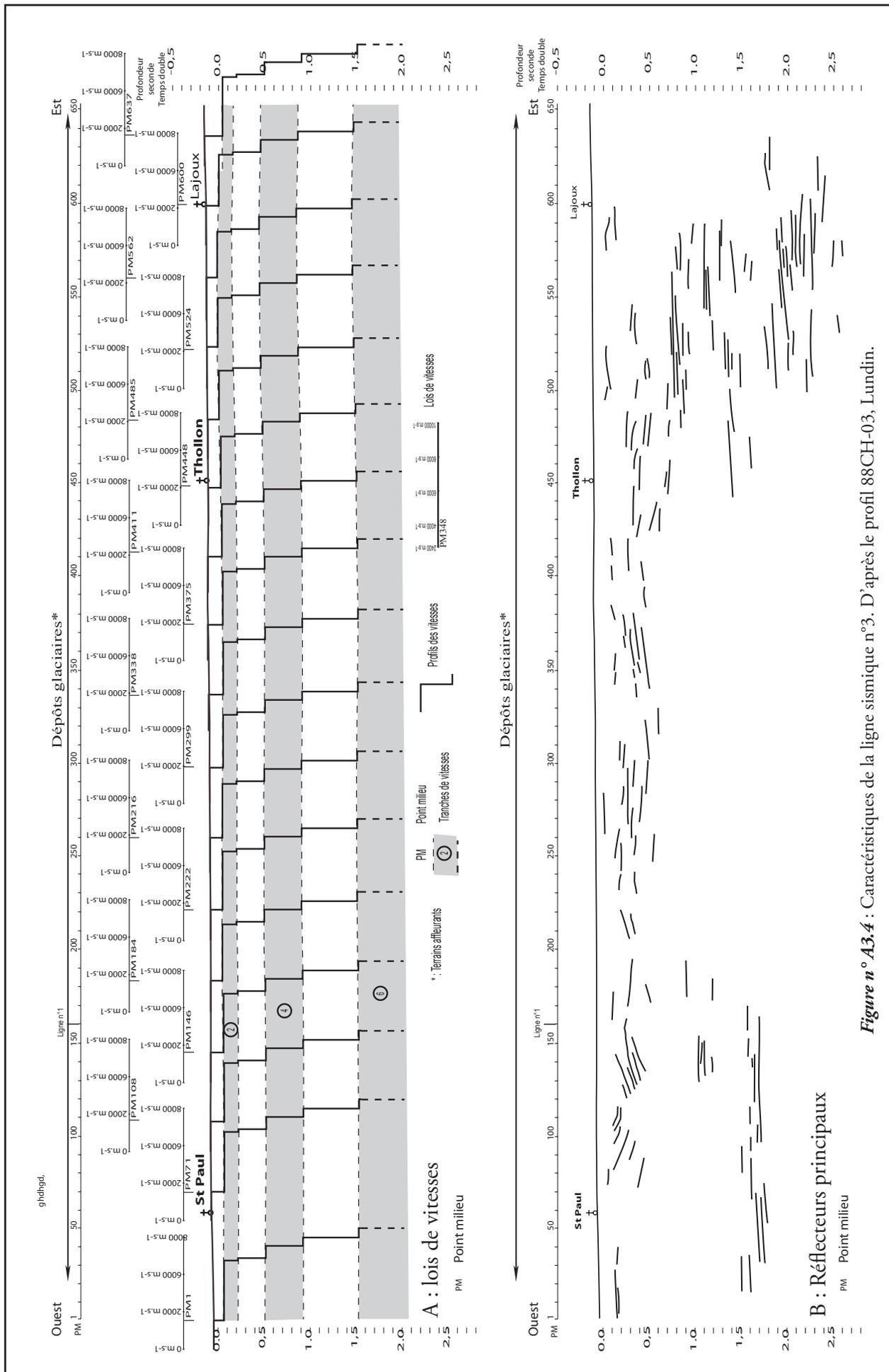
Quaternaire

Entre des points milieux 760 à 1530, onze forages ont atteint les formations anté-quaternaires (10 la molasse, 1 les flyschs) [91], si bien que l'épaisseur des dépôts quaternaires est bien contrainte dans cette partie du profil. Les données montrent que les premiers réflecteurs correspondent généralement au substratum rocheux. Nous avons donc tenu compte de ces résultats pour l'analyse des autres profils.

Conclusion de l'analyse de la ligne n°2

Au final nous retenons (figure n°A3.3) que :

- La surface de chevauchement principal est à environ 800ms. Cette profondeur est cohérente, aux erreurs des lois de vitesses appliquées près, avec les coupes réalisées préalablement [34, 73, 91].
- L'émergence du front de chevauchement des Flyschs sur la molasse se situe autour du point milieu 800. La corrélation de cette ligne avec la n°1 nous conduit à qualifier cet accident de décrochevauchant.
- Le front de chevauchement des Médiannes sur les Flyschs est redressé dans notre secteur. Il émerge sous le Quaternaire entre les points milieux 550 et 600. Nous avons ici aussi un décrochevauchement.
- La molasse est affectée d'un grand nombre de petits accidents chevauchants. De plus dans la zone couverte par le profil, sous le Quaternaire, nous avons systématiquement la molasse para-autochtone.
- Le toit du mésozoïque jurassien est sub-horizontale et cela comme dans la région du Mont Salève [70, 159, 166].



A3.III.III Ligne sismique n°3 : (88CH03 - Lundin)

La ligne sismique n°3 longue de 9,8km est orientée Ouest-Est, et va de Poëse (St Paul en Chablais) à Letrevex (Thollon). Elle recoupe à son point milieu 160 la ligne n°1.

Les lois de vitesses

Une première lecture des lois de vitesse (figure n°A3.4A) montre une répartition de vitesse très différente des lignes sismiques 2, 4 et 1. En effet, nous avons des vitesses instantanées de tranches qui croissent de façon continue avec la profondeur. De même, pour l'ensemble du profil, les vitesses instantanées sont constantes dans une tranche donnée (sauf pour la première mais les variations restent faibles) ainsi que les épaisseurs (temps double) de ces tranches.

Nous pouvons déjà signaler que ces caractéristiques ne reflètent pas une réalité géologique. En effet, nous savons que nous avons une alternance de formations possédant des vitesses différentes. Ainsi, la molasse présente sous le chevauchement des Préalpes Médiannes a des vitesses de propagation des ondes P inférieures à celles des calcaires du Lias ou de la Dolomie Blonde et les lois de vitesse appliquées ne montrent en rien cette caractéristique physique. Nous savons donc d'ores et déjà que nous devons être prudent sur l'interprétation de cette ligne.

Les réflecteurs

Il est difficile, dans les 3 premières tranches du profil, d'identifier des réflecteurs continus (figure n°A3.4B). Il faut attendre la base de la tranche 4 pour commencer à identifier des réflecteurs en tant que tels. Cet aspect déstructuré peut avoir deux origines :

- des réflecteurs effectivement discontinus
- des lois de vitesses qui ne reflètent que peu la réalité géologique.

De plus, là aussi, comme dans les lignes 1, 2 et 4, nous avons un ensemble de réflecteurs bien marqués à 1,3s de profondeur temps double.

Corrélation des données et discussion : à la recherche du chevauchement des Préalpes et du front des Préalpes.

Les données cartographiques

Nous savons d'après la carte géologique que l'ensemble du profil a été réalisé sur les dépôts quaternaires et si nous nous référons aux coupes antérieures [28, 34, 36, 73, 91], les tills reposent sur le Lias siliceux et les Flyschs.

La profondeur de la surface principale de chevauchement

Toujours par analogie avec le profil 1 et par comparaison avec les travaux de Gorin [70, 159], nous pouvons penser que la tranche « claire » (tranche n°4) est constituée pour partie de molasses et qu'au-dessous nous avons la série jurassienne avec ses réflecteurs bien marqués. Nous positionnons donc là aussi la surface chevauchante à une profondeur 700ms temps double.

Le front de chevauchement des Préalpes

Concernant l'émergence du chevauchement des Préalpes Médiannes, l'étude de la ligne n°3 montre une structure chevauchante très redressée et émergeant sous le Quaternaire aux points milieux compris entre 100 et 110. La corrélation de cette observation avec celles de la ligne n°1 nous conduit à considérer que nous avons là le front de chevauchement des Préalpes Médiannes sur les Flyschs.

Cette remarque implique d'éliminer l'hypothèse que nous avons faite à la ligne 1 concernant l'émergence possible du chevauchement des Préalpes Médiannes aux points milieux 230-240.

Cette géométrie en plan du chevauchement des Préalpes Médiannes a une autre conséquence. Elle exclut la possibilité que le décrochement apparent sénestre du chevauchement entre le plateau Gavot et le bord du lac soit lié à l'érosion. En effet, compte tenu de l'épaisseur de la nappe sur le plateau (environ 1000m), nous devrions avoir, pour que les flyschs soient présents sous les tills, quelque 1000m d'érosion glaciaire dans une zone abritée de l'écoulement majeur du glacier du Rhône. Or ceux-ci sont présents sous seulement 120m de Quaternaire aux Ingels

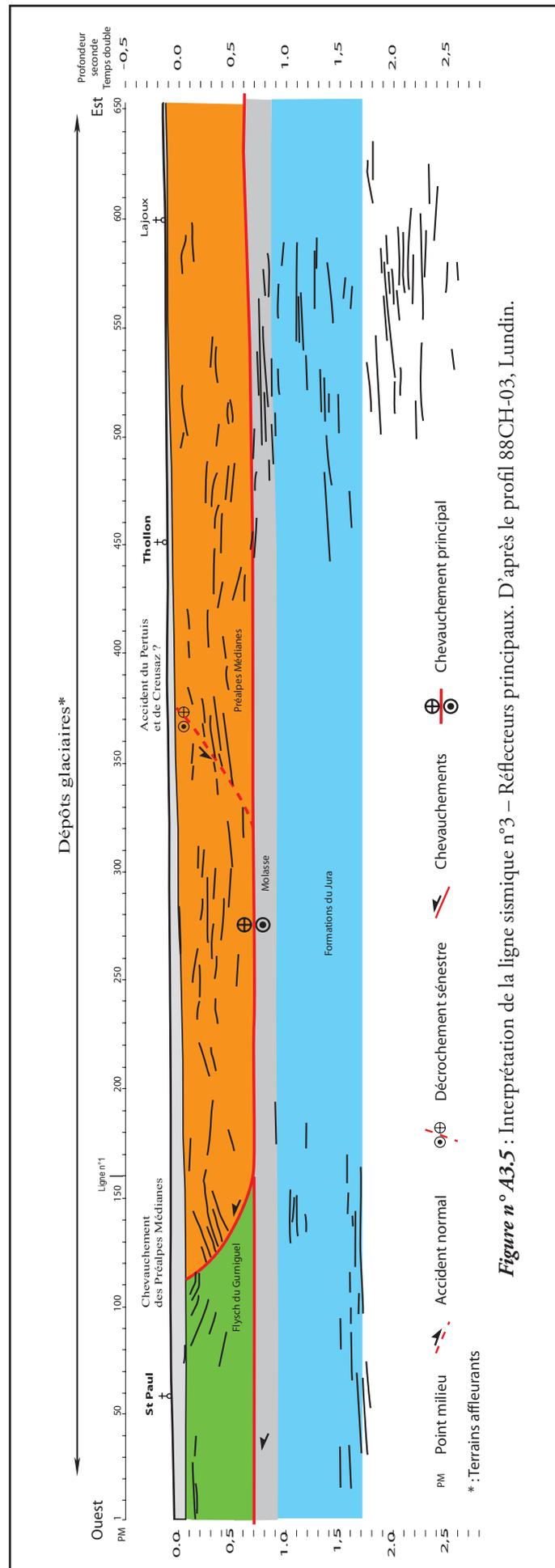


Figure n° A3.5 : Interprétation de la ligne sismique n°3 – Réflecteurs principaux. D'après le profil 88CH-03, Lundin.

[2].

Pendant, si les données sismiques et de forages nous permettent sans trop de doute d'exclure l'érosion comme mécanisme pouvant expliquer le décrochement apparent des Préalpes, elle ne nous permet pas de trancher entre l'hypothèse du décrochement sénestre ou celle de l'écaille de Locum. Dans un cas comme dans l'autre la sismique n'apporte pas d'informations particulières.

Les accidents du Mont Bénant, de Creusaz et du Col du Pertuis

Concernant les accidents de Bénant, de Creusaz et du Pertuis :

- L'accident de Bénant devrait recouper la ligne sismique au niveau des points milieux 240-260. Dans cette zone la qualité de la ligne ne nous permet pas de répondre à cette question.
- L'accident de Creusaz et du Pertuis semblent se rejoindre et recouper la ligne sismique aux points 380-390.

•

Quaternaire

L'analyse de la vitesse de la première tranche montre qu'elle est globalement croissante d'Ouest en Est, de $1500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $2300\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Nous pouvons considérer que cette augmentation de la vitesse est à mettre en relation avec la variation d'épaisseur du Quaternaire sur le Lias. Cette augmentation de vitesse traduit indirectement l'épaisseur de till le long du profil. La première tranche n'est pas exclusivement constituée de Quaternaire. Ainsi nous pouvons considérer que l'épaisseur de Quaternaire diminue d'Ouest en Est.

Si nous considérons que dans sa partie la plus orientale la première tranche est exclusivement constituée de Quaternaire nous obtenons une épaisseur d'environ 100m ce qui est cohérent avec les données de forages [2].

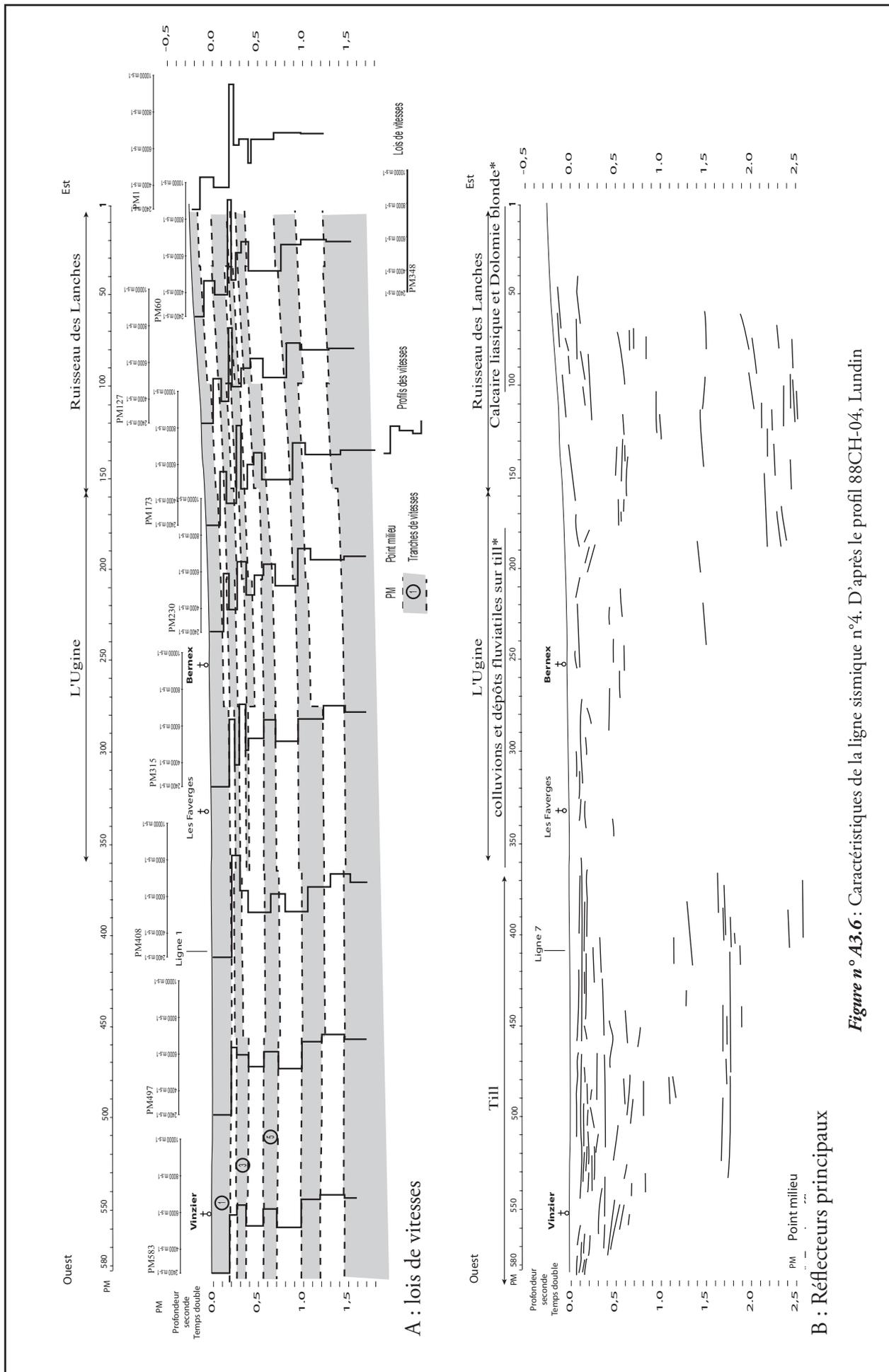
Conclusion

Au final nous retenons (figure n°A3.5) que :

- La surface de chevauchement principal est à environ 700ms. Cette profondeur est cohérente, aux erreurs des lois de vitesses appliquées près, avec les coupes réalisées préalable-

ment [34, 73, 91].

- Le front de chevauchement des Médianes sur les Flyschs est redressé dans notre secteur et émerge sous le Quaternaire entre les points milieux 100 et 150 (obtenu par corrélation avec la ligne n°1).



A3. III.VI Ligne sismique n°4 : (88CH04 - Lundin)

La ligne sismique n°4 longue de 8,7 km est orientée Est-Ouest et va du vallon des Lanches à Vinzier en suivant le cours de l'Ugine. Elle recoupe au point milieu 405 la ligne n°1.

Les lois de vitesses

La lecture des lois de vitesse (figure n°A3.6A) montre deux parties dans le profil :

- Une première, des points-milieux 1 à 360, caractérisée par 10 tranches de vitesses avec de fortes variations des vitesses de tranches et des inversions marquées, par exemple au point-milieu 173 : tranche 2 : 5328m.s⁻¹, tranche 3 : 3600m.s⁻¹, tranche 4 : 7848m.s⁻¹.
- Une seconde, des points-milieux 360 à 583, caractérisée par 8 tranches de vitesse avec des contrastes et inversions de vitesse de tranches beaucoup moins marqués, par exemple au point milieu 497 tranche 2 : 6079m.s⁻¹, tranche 3 : 5670m.s⁻¹, tranche 4 : 5028m.s⁻¹.

A partir de la tranche 7 (de la première partie) et de la tranche 5 (de la deuxième partie) les lois de vitesse et les épaisseurs sont équivalentes pour la totalité du profil.

Les réflecteurs

L'étude des réflecteurs (figure n°A3.6B) nous permet d'observer des réflecteurs bien marqués et plus ou moins continus.

A l'Est (points milieux 1 à 200), nous pouvons observer des pendages apparents des réflecteurs vers l'Ouest. Ce pendage apparent est conforme avec les données cartographiques, structurellement le vallon des Lanches est un anticlinal dont l'axe plonge vers l'Ouest. Nous devons cependant prendre avec beaucoup de précautions les caractéristiques de ces pendages apparents. En effet, si nous regardons les lois de vitesse nous avons des vitesses supérieures à 8000m/s à des profondeurs de 200ms (temps double). Ces vitesses sont difficilement acceptables à de telle profondeur [243]. Nous estimons donc que les pendages apparents visibles sous cette tranche de forte vitesse sont probablement à mettre en lien avec le choix peu judicieux des

lois de vitesses plutôt qu'avec une structure à proprement parler.

A l'Ouest du profil, les réflecteurs sont affectés de pendages apparents vers l'Est, conformes aux données cartographiques (Anticlinal de Vinzier - [34]).

De plus, comme sur les autres lignes sismiques, nous avons une série de réflecteurs bien marqués à des profondeurs supérieures à 1s temps double avec un ensemble très marqué à 1,3s.

Corrélation des données et discussion

Les données cartographiques

Pour nous aider dans notre discussion, nous rappelons que d'après la carte géologique [34], et nos levés :

- Dans le Vallon des Lanches (points milieux 1 à 100), le Lias siliceux et la Dolomie Blonde affleurent ;
- Pour le reste du profil, le substratum rocheux est masqué par les dépôts quaternaires.

La profondeur de la surface principale de chevauchement

Nous pouvons ici, comme sur les lignes précédemment décrites appliquer le même raisonnement sur

- les inversions de vitesses de la tranche n°8,
- l'aspect clair du profil de cette tranche et ainsi attribuer cette tranche aux molasses. Les tranches sous-jacentes appartiendraient alors aux séries jurassiennes anté-molassiques.

Nous retrouvons donc, sur l'ensemble du profil, un niveau de décollement de la nappe des Préalpes Médiannes à une profondeur comprise entre 700 et 800m.s⁻¹ temps double (-1450 à -1800m par rapport à la surface du sol) ce qui est en cohérence avec la ligne sismique n°1.

Les accidents du Mont Bénant, de Creusaz et du Col du Pertuis

Les travaux de Sartiges [91] et nos observations de terrain ont permis d'individualiser des accidents Nord à Nord 20° affectant notre zone

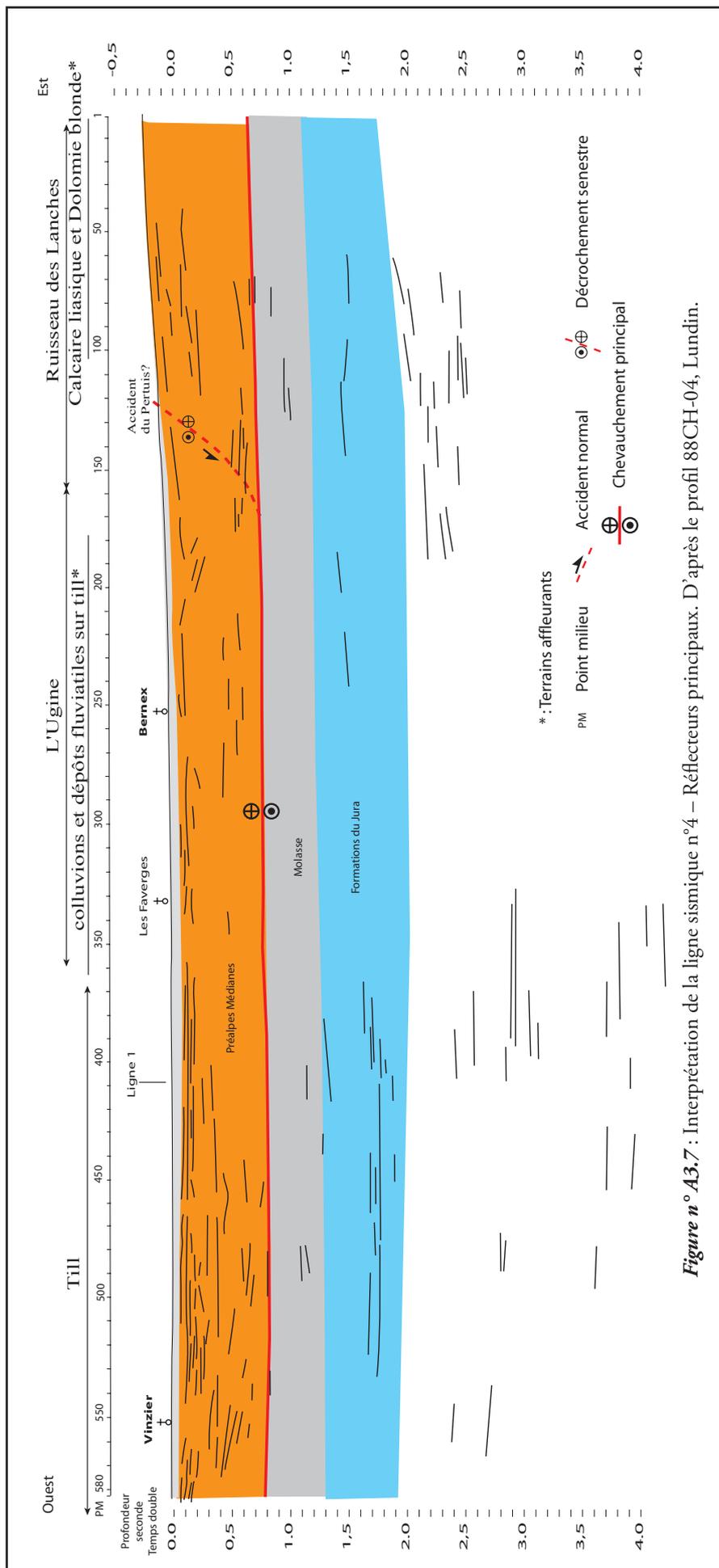


Figure n° A3.7 : Interprétation de la ligne sismique n°4 – Réflecteurs principaux. D'après le profil 88CH-04, Lundin.

d'étude. Si nous reportons sur le profil sismique les points où ces failles recoupent le profil, nous notons la présence, aux points milieux 110-120, d'un accident plus ou moins bien marqué par les réflecteurs. Cet accident affecte les dépôts compris entre la base du Quaternaire et une profondeur de 700 à 800 ms. Il s'agit là probablement de la faille du Pertuis.

Par contre il ne nous a pas été possible d'identifier les accidents de Creusaz et du Mont-Bénant.

Quaternaire

L'épaisseur de Quaternaire à l'intersection entre les profils 4 et 1 est de 100ms temps double soit environ 120m (pour la loi de vitesse proposée de $2400\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Nous pouvons alors faire la même réflexion que pour le profil 1, c'est-à-dire qu'une vitesse de $2400\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ est forte pour des dépôts quaternaires (même constitué de till de fond). Considérer une vitesse entre 1500 et $1800\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ serait plus cohérent. Nous aurions alors une épaisseur de till comprise entre 75 et 90m. Cette valeur est un peu inférieure à celle obtenue pour la ligne 1 mais reste cohérente et en accord avec les données de la campagne de géoélectrique réalisée dans la plaine des Faverges [120].

Conclusion

Au final nous retenons pour la ligne n°4 (figure n°A3.7) que la surface du chevauchement principal est à environ 800ms. Cette profondeur est cohérente, aux erreurs des lois de vitesses appliquées près, avec les coupes réalisées préalablement [34, 73, 91]

Annexe 4 **Données climatiques**

L'ensemble des données climatiques au pas horaire sont sur le Cd en fin de document

A5.I Généralités**A5.I.I Calculs d'erreurs**

$$\text{Soit } Q = q_i \cdot \frac{C_0}{C} = q_i \cdot \frac{k \cdot A_0}{k \cdot A} = q_i \cdot \frac{A_0}{A}$$

$$\text{Donc } \frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta \dot{q}}{\dot{q}} + \frac{\Delta A_0}{A_0} + \frac{\Delta A}{A_0}$$

Avec

- Q : débit (L.s⁻¹).
- m : masse de traceur (g).
- C₀ : concentration en traceur de la solution.
- C : concentration en traceur dans le ruisseau.
- q_i : débit d'injection.
- A₀ : Absorbance maximale de la solution mère.
- A : Absorbance maximale du ruisseau saturé en colorant.

A ces erreurs s'ajoute l'erreur due à la dilution de la solution mère. Les solutions mères étant trop concentrées pour être passées au spectromètre nous avons dû les diluer au 5000^e. L'erreur commise est de 3%.

A5.I.II Jaugeages

Pour chaque site est données un tableau de synthèse des jaugeages retenus puis un tableau par jaugeage. Pour les jaugeages antérieurs à fin mai 2005 le calcul de débit a été obtenu en considérant deux longueurs d'onde (490 et 550) et non trois. Mais le principe de calcul reste le même.

A5.I.III Débits annuels –tableau de synthèse

A5.I.IIIa. Année 2004

débit en L/mois		Maxilly BV de Cappy	Fruitières BV du Drainan	Combes BV des Combes	Favergeres BV de Trossy + Vernay	Trosssy BV de Trossy
mars-04	Lacune	128754915	177661733			
avr-04		86056640	210557565			
mai-04		70837845	201398647			
juin-04	lacune			3611528		
		60491695	171957710	44059390		
juil-04	Lacune				1419755878	
		29167519	145725782	84842518	1181010484	
août-04	lacune					400274176
		67956001	155667368	263246710	1767867351	1068336303
sept-04				137665347		657386394
oct-04	lacune	21304334	38692288			
		131929429	205896389	258724813		1130328535
nov-04	lacune				2583137701	
		97805948	204069379	256175585	2777115356	597469732
déc-04		137828272*	211181748	210160300	932275422	453495304

* : données pour partie reconstituées

A5.I.IIIb Année 2005

débit en L/mois	Maxilly BV de Cappy	Fruitières BV du Drainan	Combes BV des Combes	Favergeres BV de Trossy et BV du Vernay	Trosssy BV de Trossy
janv-05	212009507*	223676309	338956787	910309969	577002124
févr-05	167383809*	208867712	302233888	1566886635	594946734
mars-05	259324851	224339685	315426775	3754069064	1673480228
avr-05	377018724	267642537	513081165	4201359252	2445426008
mai-05	256808867	260345467	352669442	3100925770	2419316133
juin-05	111369691	230481141	163494644	984022503	815784347
juil-05	86717907	196084140*	140989880	1243071170	708213652
août-05	148585911	140257974*	220089686	2928502512	1410262850
sept-05	97011698	125646642	185246313	1216148215	873375889
oct-05	135424559	137791225	250728223	1661570104	883183927
nov-05	114581993	132972001	183941610	1412183289	532542981
déc-05	87321518*	184251142	253083332	866372084	473008035
Année	2053273744	1675472270	2263324295	17614154898	10561113822

* : données pour partie reconstituées

A5.I.IIIc Année 2006

débit en L/mois	Maxilly BV de Cappy	Fruitières BV du Drainan	Combes BV des Combes	Favergeres BV de Trossy et BV du Vernay -	Trosssy BV de Trossy
janv-05	162956293	198409934	219492377	1045638873	407209386

A5.II. Station de Maxilly

A5.II.I Jaugeages

Lieu	Maxilly	λ SM 550	-0,021	Moyenne A	-0,245
Date	26/04/2005	λ SM 490	0,382	Ecart Type A	0,011
Hauteur Machine	0,36	A_0	0,403	$\Delta A/A$	-0,047
Débit injection	19,3	ΔA_0	0,002	Débit	159
$\Delta q_i/q_i$	0,005			Erreur globale (%)	-1
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	13	Erreur (L/s)	-1

λ 2=550	λ 3=490	A
0,012	0,249	-0,237
0,016	0,243	-0,227
0,012	0,253	-0,241
0,02	0,255	-0,235
0,013	0,261	-0,248
0,017	0,242	-0,225
0,004	0,261	-0,257
0,015	0,265	-0,25
0,005	0,253	-0,248
0,013	0,26	-0,247
0,008	0,263	-0,255
0,011	0,256	-0,245
-0,001	0,263	-0,264

Lieu	Maxilly	* SM 550	0,002	Moyenne A	-0,037
Date	05/05/2005	* SM 490	0,047	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,326	A_0	0,213	$\Delta A/A$	-0,027
Débit injection	19,3	ΔA_0	0,002	Débit	118
$\Delta q_i/q_i$	0,005			Erreur globale (%)	2
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue (n)	10	Erreur (L/s)	2

* 1=405	* 2=550	* 3=490	A
0	0,004	0,041	-0,037
0	0,007	0,044	-0,037
0	0,003	0,038	-0,035
0	0,002	0,04	-0,038
0	0,004	0,042	-0,038
0	0,006	0,043	-0,037
0	0,005	0,041	-0,036
0	0,005	0,043	-0,038
0	0,004	0,041	-0,037
0	0,003	0,039	-0,036

Lieu	Maxilly	λ SM 550	0,009	Moyenne A	-0,268
Date	26/04/2005	λ SM 490	0,221	EcartType A	0,007
Hauteur Machine	0,36	A_0	0,213	$\Delta A/A$	-0,027
Débit injection	19,3	ΔA_0	0,002	Débit	76
$\Delta q_i/q_i$	0,005			Erreur globale (%)	2
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue (n)	15	Erreur (L/s)	1

λ 1=405	λ 2=550	λ 3=490	A
1,199	0,234	0,499	-0,265
1,189	0,252	0,514	-0,262
1,194	0,241	0,5	-0,259
1,216	0,25	0,523	-0,273
1,21	0,244	0,526	-0,282
1,199	0,237	0,507	-0,27
1,213	0,248	0,505	-0,257
1,206	0,244	0,516	-0,272
1,192	0,249	0,513	-0,264
1,209	0,244	0,521	-0,277
1,238	0,261	0,52	-0,259
1,224	0,246	0,515	-0,269
1,227	0,256	0,524	-0,268
1,194	0,253	0,525	-0,272
1,233	0,245	0,521	-0,276

Lieu	Maxilly	A_0 pour λ 405	0,179	Moyenne A	0,347
Date	13/09/2005	A_0 pour λ 550	0,039	EcartType A	0,001
Hauteur Machine	0,267	A_0 pour λ 490	0,296	$\Delta A/A$	0,004
Débit injection	19,3	A_0	0,199	Débit	55
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	4,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue (n)	33	Erreur (L/s)	3

	λ 1=405	λ 2=550	λ 3=490	A
1	0,22830	0,03130	0,45760	0,345
2	0,22440	0,02670	0,45500	0,346
3	0,22500	0,02660	0,45570	0,347
4	0,22510	0,02690	0,45560	0,347
5	0,22400	0,02630	0,45360	0,345
6	0,22450	0,02780	0,45470	0,346
7	0,22330	0,02530	0,45390	0,347
8	0,22560	0,02740	0,45520	0,346
9	0,22350	0,02630	0,45290	0,345
10	0,22390	0,02680	0,45360	0,345
11	0,22180	0,02540	0,45120	0,345
12	0,23350	0,03800	0,46560	0,347
13	0,23290	0,03130	0,45960	0,345
14	0,23160	0,02990	0,45770	0,344
15	0,23380	0,03200	0,46100	0,345
16	0,23520	0,03450	0,46430	0,347
17	0,23230	0,02900	0,45960	0,346
18	0,22990	0,02770	0,45770	0,346
19	0,22950	0,03040	0,45760	0,345
20	0,23260	0,02920	0,46020	0,347
21	0,22770	0,02650	0,45700	0,347

22	0,23060	0,02830	0,45990	0,348
23	0,23000	0,02720	0,45870	0,348
24	0,23220	0,02920	0,46070	0,347
25	0,23050	0,02800	0,46030	0,349
26	0,23130	0,02810	0,46060	0,348
27	0,23260	0,02860	0,46170	0,349
28	0,23230	0,02920	0,46200	0,349
29	0,23130	0,02820	0,46110	0,349
30	0,23220	0,02910	0,46150	0,348
31	0,23070	0,02850	0,46130	0,349
32	0,23020	0,02750	0,45980	0,348
33	0,23280	0,03080	0,46320	0,349

Lieu	Maxilly	A_0 pour λ 405	0,526	Moyenne A	0,230
Date	16/08/2005	A_0 pour λ 550	0,412	Ecart Type A	0,003
Hauteur Machine	0,234	A_0 pour λ 490	0,534	$\Delta A/A$	0,015
Débit injection	19,3	A_0	0,074	Débit	31
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	7,7
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur (L/s)	2

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,4074	0,1918	0,5079	0,227
0,4632	0,2567	0,5675	0,225
0,4908	0,265	0,5844	0,226
0,4762	0,2758	0,5902	0,231
0,3658	0,183	0,4871	0,228
0,413	0,2462	0,5462	0,231
0,6295	0,4187	0,7415	0,236
0,4244	0,235	0,5442	0,231
0,6151	0,4173	0,7281	0,229
0,5537	0,3671	0,6789	0,235
0,5305	0,3176	0,6384	0,233

Lieu	Maxilly	A_0 pour λ 405	0,179	Moyenne A	0,347
Date	13/09/2005	A_0 pour λ 550	0,039	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,267	A_0 pour λ 490	0,296	$\Delta A/A$	0,004
Débit injection	19,3	A_0	0,199	Débit	55
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	4,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue (n)	33	Erreur (L/s)	3

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,22830	0,03130	0,45760	0,345
0,22440	0,02670	0,45500	0,346
0,22500	0,02660	0,45570	0,347
0,22510	0,02690	0,45560	0,347
0,22400	0,02630	0,45360	0,345
0,22450	0,02780	0,45470	0,346
0,22330	0,02530	0,45390	0,347
0,22560	0,02740	0,45520	0,346
0,22350	0,02630	0,45290	0,345
0,22390	0,02680	0,45360	0,345
0,22180	0,02540	0,45120	0,345
0,23350	0,03800	0,46560	0,347
0,23290	0,03130	0,45960	0,345
0,23160	0,02990	0,45770	0,344
0,23380	0,03200	0,46100	0,345
0,23520	0,03450	0,46430	0,347
0,23230	0,02900	0,45960	0,346
0,22990	0,02770	0,45770	0,346
0,22950	0,03040	0,45760	0,345
0,23260	0,02920	0,46020	0,347
0,22770	0,02650	0,45700	0,347
0,23060	0,02830	0,45990	0,348
0,23000	0,02720	0,45870	0,348
0,23220	0,02920	0,46070	0,347
0,23050	0,02800	0,46030	0,349
0,23130	0,02810	0,46060	0,348
0,23260	0,02860	0,46170	0,349
0,23230	0,02920	0,46200	0,349
0,23130	0,02820	0,46110	0,349
0,23220	0,02910	0,46150	0,348
0,23070	0,02850	0,46130	0,349
0,23020	0,02750	0,45980	0,348
0,23280	0,03080	0,46320	0,349

A5.II.II Débits à la station

Pour les enregistrements au 1/4h des hauteurs d'eau et des débits se rapporter au CD en fin de document fichier «débit.xls» onglet maxilly.

A5.III. Fruitière

A5.III.I Jaugeages

Lieu	Fruitière	λ SM 550	0,011	Moyenne	-0,162
Date	26/04/2005	λ SM 490	0,292	EcartType	0,010
Hauteur Machine	0,366	Débit	167	$\Delta A/A$	-0,062
Débit injection	19,3	ΔA_0	0,002	Débit	167
$\Delta q_i/q_i$	0,005			Erreur globale (%)	-3
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	13	Erreur (L/s)	-5

$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,027	0,184	-0,157
0,009	0,182	-0,173
0,016	0,192	-0,176
0,012	0,174	-0,162
0,025	0,183	-0,158
0,013	0,176	-0,163
0,019	0,168	-0,149
0,028	0,185	-0,157
0,011	0,185	-0,174
0,016	0,188	-0,172
0,025	0,175	-0,150
0,022	0,183	-0,161
0,020	0,177	-0,157
0,013	0,193	-0,180
0,027	0,178	-0,151
0,006	0,167	-0,161
-0,006	0,171	-0,177
0,019	0,169	-0,150
0,018	0,172	-0,154

Lieu	Lugrin	λ SM 550	0,035	Moyenne	-0,164
Date	05/05/2005	λ SM 490	0,218	Ecart Type	0,011
Hauteur Machine	0,274	A_0	0,183	$\Delta A/A$	-0,066
Débit injection	19,3	ΔA_0	0,002	Débit	108
$\Delta q_i/q_i$	0,005			Erreur globale (%)	-2
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	13	Erreur (L/s)	-2

λ 2=550	λ 3=490	A
-0,049	0,109	-0,158
-0,058	0,106	-0,164
-0,052	0,101	-0,153
-0,064	0,113	-0,177
-0,062	0,112	-0,174
-0,059	0,115	-0,174
-0,037	0,130	-0,167
-0,053	0,123	-0,176
-0,066	0,096	-0,162
-0,060	0,091	-0,151
-0,058	0,115	-0,173
-0,050	0,108	-0,158
-0,070	0,104	-0,174
-0,073	0,106	-0,179
-0,064	0,092	-0,156
-0,059	0,105	-0,164
-0,024	0,142	-0,166
-0,052	0,092	-0,144
-0,052	0,093	-0,145

Lieu	Fruitière	λ SM 405	0,048	Moyenne	0,115
Date	08/06/2005	λ SM 550	-0,020	Ecart Type	0,017
Hauteur Machine		λ SM 490	0,147	$\Delta A/A$	0,147
Débit injection	19,3	A_0	0,139	Débit	117
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	19,6
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	20	Erreur (L/s)	23

λ 1=405	λ 2=550	λ 3=490	A	
0,172		0,016	0,422	0,094
0,173		-0,003	0,408	0,090
0,171		-0,002	0,425	0,108
0,176		-0,006	0,459	0,142
0,169		-0,010	0,412	0,100
0,167		0,014	0,417	0,092
0,170		-0,001	0,423	0,105
0,177		-0,011	0,419	0,104
0,157		-0,002	0,424	0,112
0,176		0,001	0,439	0,118
0,162		-0,015	0,427	0,121
0,163		0,001	0,454	0,138
0,171		0,012	0,416	0,090
0,174		-0,005	0,434	0,117
0,158		-0,008	0,453	0,144
0,164		0,011	0,446	0,124
0,172		0,015	0,440	0,112
0,183		0,013	0,449	0,118
0,142		0,012	0,450	0,136
0,177		0,015	0,433	0,114

Lieu	Fruitière	λ SM 405	0,148	Moyenne A	0,439
Date	24/08/2005	λ SM 550	0,024	Ecart Type A	0,002
Hauteur Machine	0,21	λ SM 490	0,308	$\Delta A/A$	0,005
Débit injection	19,3	A_0	0,232	Débit	51
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	4,6
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur (L/s)	2

λ 1=405	λ 2=550	λ 3=490	A	
	0,342	0,098	0,643	0,444
	0,342	0,106	0,645	0,441
	0,323	0,081	0,622	0,441
	0,313	0,079	0,614	0,438
	0,311	0,076	0,612	0,439
	0,308	0,075	0,610	0,439
	0,297	0,066	0,597	0,436
	0,297	0,066	0,600	0,438
	0,296	0,064	0,601	0,441
	0,293	0,063	0,597	0,439
	0,283	0,055	0,587	0,438

Lieu	Fruitière	A_0 pour λ 405	0,1745	Moyenne A	0,379
Date	08/11/2005	A_0 pour λ 550	0,074	Ecart Type A	0,019
Hauteur Machine	0,207	A_0 pour λ 490	0,300	$\Delta A/A$	0,051
Débit injection	19,3	A_0	0,184	Débit	47
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	9,7
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	17	Erreur (L/s)	5

λ 1=405	λ 2=550	λ 3=490	A	
	0,25320	0,04570	0,53450	0,403
	0,37190	0,16180	0,64710	0,398
	0,25720	0,04830	0,53730	0,403
	0,25470	0,04710	0,53300	0,400
	0,25800	0,05040	0,53450	0,398
	0,25410	0,04960	0,53050	0,396
	0,25180	0,04700	0,52110	0,389
	0,24800	0,04720	0,51590	0,386
	0,24050	0,04440	0,50480	0,379
	0,24430	0,04640	0,50160	0,373
	0,24540	0,05250	0,50140	0,369
	0,23980	0,05020	0,49250	0,364
	0,23940	0,05110	0,48840	0,359
	0,24030	0,05220	0,48720	0,357
	0,23590	0,05200	0,48430	0,356
	0,24760	0,05930	0,48950	0,352
	0,29440	0,10920	0,53710	0,351

Lieu	Fruitière	λ SM 405	0,1162	Moyenne	0,525
Date	23/11/2005	λ SM 550	0,0270	Ecart Type	0,007
Hauteur Machine	0,202	λ SM 490	0,256	$\Delta A/A$	0,014
Débit injection	19,3	A_0	0,192	Débit	35
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur (L/s)	2

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,2607	0,0263	0,6317	0,508
0,2612	0,0227	0,6355	0,514
0,2577	0,0199	0,6373	0,519
0,2591	0,0203	0,6391	0,520
0,2612	0,0222	0,6419	0,521
0,2629	0,0221	0,6458	0,524
0,2602	0,0195	0,6432	0,524
0,2633	0,0119	0,6521	0,536
0,2647	0,0209	0,6541	0,532
0,2594	0,0197	0,6442	0,525
0,2663	0,0242	0,6546	0,530
0,2689	0,0282	0,6561	0,528
0,2655	0,0215	0,6547	0,532
0,2652	0,0210	0,6543	0,532
0,2626	0,0202	0,6488	0,528
0,2597	0,0187	0,6440	0,526
0,2567	0,0193	0,6345	0,517

A5.II.II Débits à la station

Pour les enregistrements au 1/4h des hauteurs d'eau et des débits se rapporter au CD en fin de document fichier «débit.xls» onglet Fruitière.

A5.III Combes

A5.III.I Jaugeages

Lieu	Combes			Moyenne A	-0,094
Date	26/04/2005	A_0 pour λ 550	0,044	Ecart Type A	0,008
Hauteur Machine	0,573	A_0 pour λ 490	0,294	$\Delta A/A$	-0,081
Débit injection	19,3	A_0	-0,250	Débit	257
Dq_i/q_i	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	-5,4
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur en l/s	-14

$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,010	0,110	-0,100
0,030	0,118	-0,088
0,011	0,106	-0,095
0,006	0,103	-0,097
0,014	0,106	-0,092
0,016	0,110	-0,094
0,010	0,114	-0,104
0,018	0,102	-0,084
0,034	0,118	-0,084
0,024	0,121	-0,097
0,013	0,117	-0,104
0,017	0,121	-0,104
0,023	0,110	-0,087
0,038	0,122	-0,084

Lieu	Combes	A_0 pour λ 405		Moyenne A	-0,091
Date	16/08/2005	A_0 pour λ 550	0,044	Ecart Type A	0,012
Hauteur Machine		A_0 pour λ 490	0,294	$\Delta A/A$	-0,129
Débit injection	19,3	A_0	-0,250	Débit	264
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	-10,5
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	14	Erreur (L/s)	-28

$\lambda 1 = 405$	$\lambda 2 = 550$	A
0,037	0,142	-0,105
0,056	0,163	-0,107
0,059	0,139	-0,080
0,059	0,139	-0,080
0,049	0,139	-0,090
0,050	0,133	-0,083
0,044	0,133	-0,089
0,048	0,126	-0,078
0,043	0,127	-0,084
0,034	0,140	-0,106
0,030	0,138	-0,108
0,057	0,131	-0,074
0,049	0,135	-0,086
0,050	0,144	-0,094
0,036	0,142	-0,106
0,047	0,126	-0,079
-0,005	-0,095	-0,090

Lieu	Combes	A_0 pour λ 405	-0,291	Moyenne A	0,263
Date	12/05/2005	A_0 pour λ 550	-0,003	Ecart Type A	0,006
Hauteur Machine	0,475	A_0 pour λ 490	0,195	$\Delta A/A$	0,022
Débit injection	19,3	A_0	0,317	Débit	116
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	6,3
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	22	Erreur (L/s)	7

$\lambda 1 = 405$	$\lambda 2 = 550$	$\lambda 3 = 490$	A
-0,343	-0,014	0,099	0,249
-0,331	0,000	0,103	0,240
-0,340	0,007	0,097	0,233
-0,326	0,002	0,124	0,257
-0,331	-0,002	0,120	0,258
-0,326	-0,012	0,115	0,257
-0,328	-0,006	0,116	0,255
-0,323	0,000	0,122	0,255
-0,332	-0,022	0,115	0,265
-0,338	-0,004	0,130	0,272
-0,333	-0,011	0,122	0,266
-0,927	-0,005	-0,095	0,291

-0,324	-0,005	0,127	0,264
-0,320	0,001	0,132	0,263
-0,328	0,000	0,123	0,258
-0,321	-0,002	0,119	0,253
-0,323	-0,015	0,118	0,260
-0,319	-0,002	0,136	0,269
-0,340	0,001	0,127	0,267
-0,317	0,002	0,134	0,264
-0,317	-0,001	0,128	0,259
-0,321	-0,017	0,130	0,272
-0,317	-0,003	0,126	0,259

Lieu	Combes	A_0 pour λ 405	0,103	Moyenne	0,201
Date	08/06/2005	A_0 pour λ 550	-0,002	Ecart Type	0,013
Hauteur Machine	0,419	A_0 pour λ 490	0,235	$\Delta A/A$	0,066
Débit injection	19,3	A_0	0,193	Débit	93
$\Delta q_i/q_i$	0,005	$\Delta A0$	0,002	Erreur globale (%)	11,2
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	19	Erreur (L/s)	10

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,094	0,016	0,237	0,189
0,069	-0,002	0,251	0,224
0,087	-0,005	0,254	0,221
0,099	0,015	0,259	0,209
0,092	0,006	0,263	0,221
0,106	0,001	0,251	0,207
0,087	0,001	0,247	0,210
0,082	0,015	0,252	0,209
0,072	0,013	0,250	0,213
0,058	0,013	0,233	0,201
0,076	0,020	0,235	0,192
0,098	0,011	0,234	0,187
0,080	0,008	0,227	0,189
0,092	0,017	0,233	0,185
0,091	0,015	0,237	0,191
0,102	-0,015	0,222	0,189
0,101	0,014	0,234	0,184
0,095	0,007	0,247	0,204
0,096	0,006	0,235	0,192

Lieu	Combes	A_0 pour λ 405	0,050	Moyenne A	0,132
Date	20/06/2005	A_0 pour λ 550	0,003	Ecart Type A	0,011
Hauteur Machine	0,386	A_0 pour λ 490	0,097	$\Delta A/A$	0,083
Débit injection	19,3	A_0	0,074	Débit	54
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	14,5
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	25	Erreur (L/s)	8

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,079	0,002	0,165	0,131
0,083	0,024	0,166	0,117
0,094	0,025	0,179	0,125
0,087	-0,012	0,182	0,153
0,078	0,001	0,161	0,128
0,055	0,009	0,171	0,142
0,087	0,027	0,170	0,118
0,067	0,011	0,193	0,158
0,111	0,007	0,188	0,137
0,101	0,023	0,180	0,124
0,106	0,018	0,188	0,133
0,076	-0,005	0,173	0,144
0,097	0,016	0,181	0,131
0,094	0,021	0,188	0,136
0,105	0,010	0,180	0,130
0,098	0,020	0,175	0,122
0,103	0,020	0,178	0,123
0,089	0,021	0,183	0,133
0,083	0,025	0,181	0,132
0,097	0,009	0,178	0,132
0,093	0,023	0,164	0,112
0,098	0,019	0,189	0,137
0,095	0,013	0,184	0,137

Lieu	Combes	A_0 pour λ 405	0,104	Moyenne	0,241
Date	17/08/2005	A_0 pour λ 550	0,024	Ecart Type	0,001
Hauteur Machine	0,414	A_0 pour λ 490	0,191	$\Delta A/A$	0,005
Débit injection	19,3	A_0	0,134	Débit	54
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,5
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (l/s)	3

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,517	0,306	0,636	0,243
0,631	0,483	0,785	0,241
0,632	0,484	0,787	0,242
0,540	0,310	0,645	0,240
0,620	0,475	0,777	0,242
0,617	0,472	0,773	0,241
0,572	0,403	0,712	0,239
0,588	0,330	0,678	0,241
0,628	0,475	0,779	0,241
0,654	0,486	0,796	0,240

A5.II.II Débits à la station

Pour les enregistrements au 1/4h des hauteurs d'eau et des débits se rapporter au CD en fin de document fichier «débit.xls» onglet Combes.

A5.III Faverges

A5.III.I Jaugeages

Lieu	Faverges	A_0 pour λ 550	0,018	Moyenne A	-0,067
Date	12/05/2005	A_0 pour λ 490	0,245	Ecart Type A	0,007
Hauteur Machine	0,489			$\Delta A/A$	-0,111
Débit injection	19,3	A_0	-0,227	Débit	327
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	-8,5
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	20	Erreur (L/s)	-28

$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,013	0,082	-0,069
0,007	0,068	-0,061
0,002	0,077	-0,075
0,014	0,076	-0,062
-0,009	0,072	-0,081
-0,009	0,074	-0,083
0,013	0,079	-0,066
0,002	0,072	-0,070
-0,002	0,065	-0,067
-0,006	0,065	-0,071
-0,006	0,070	-0,076
0,011	0,067	-0,056
-0,001	0,066	-0,067
0,001	0,068	-0,067
0,001	0,068	-0,067
-0,006	0,058	-0,064
0,006	0,064	-0,058
-0,001	0,067	-0,068
0,002	0,058	-0,056
0,007	0,068	-0,061

Lieu	Faverges	A_0 pour λ 550	0,018	Moyenne A	-0,067
Date	12/05/2005	A_0 pour λ 490	0,245	Ecart Type A	0,007
Hauteur Machine	0,489			$\Delta A/A$	-0,111
Débit injection	19,3	A_0	-0,227	Débit	327
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	-8,5
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	20	Erreur (L/s)	-28

$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,013	0,082	-0,069
0,007	0,068	-0,061
0,002	0,077	-0,075
0,014	0,076	-0,062
-0,009	0,072	-0,081
-0,009	0,074	-0,083
0,013	0,079	-0,066
0,002	0,072	-0,070
-0,002	0,065	-0,067
-0,006	0,065	-0,071
-0,006	0,070	-0,076
0,011	0,067	-0,056
-0,001	0,066	-0,067
0,001	0,068	-0,067
0,001	0,068	-0,067
-0,006	0,058	-0,064
0,006	0,064	-0,058
-0,001	0,067	-0,068
0,002	0,058	-0,056
0,007	0,068	-0,061

Lieu	Faverges	A_0 pour λ 405	0,025	Moyenne A	0,008
Date	31/05/2005	A_0 pour λ 550	0,002	Ecart Type A	0,000
Hauteur Machine	0,528	A_0 pour λ 490	0,055	$\Delta A/A$	0,057
Débit injection	19,3	A_0	0,044	Débit	545
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	13,8
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	75

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,008	0,001	0,012	0,008
0,006	0,001	0,011	0,008
0,006	0,001	0,011	0,008
0,007	0,001	0,012	0,008
0,006	0,002	0,011	0,007
0,008	0,002	0,012	0,008
0,007	0,002	0,011	0,007
0,008	0,000	0,011	0,008
0,007	0,002	0,012	0,008
0,006	0,002	0,011	0,007

Lieu	Faverger	A_0 pour λ 405	0,145	Moyenne A	0,066
Date	09/06/2005	A_0 pour λ 550	0,018	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,495	A_0 pour λ 490	0,332	$\Delta A/A$	0,014
Débit injection	19,3	A_0	0,261	Débit	384
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,6
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	7	Erreur (L/s)	22

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,054	0,013	0,096	0,066
0,051	0,010	0,094	0,067
0,056	0,011	0,094	0,065
0,055	0,012	0,095	0,065
0,049	0,005	0,089	0,066
0,055	0,012	0,095	0,065
0,054	0,015	0,096	0,065

Lieu	Faverger	λ SM 405	0,129	Moyenne A	0,103
Date	21/06/2005	λ SM 550	0,014	Ecart Type A	0,002
Hauteur Machine	0,488	λ SM 490	0,304	$\Delta A/A$	0,021
Débit injection	19,3	A_0	0,242	Débit	227
Erreur dilution	0,1	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	12,9
		Nb valeur retenue	7	Erreur (L/s)	29

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,066	0,006	0,131	0,100
0,069	0,008	0,134	0,101
0,066	0,004	0,133	0,103
0,067	0,004	0,134	0,103
0,066	0,003	0,135	0,106
0,067	0,007	0,134	0,102
0,060	0,004	0,132	0,105

Lieu	Faverger	A_0 pour λ 405	0,036	Moyenne A	0,014
Date	12/07/2005	A_0 pour λ 550	0,014	Ecart Type A	0,000
Hauteur Machine	0,499	A_0 pour λ 490	0,073	$\Delta A/A$	0,009
Débit injection	19,3	A_0	0,050	Débit	354
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	8,3
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	7	Erreur (L/s)	29

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,015	0,010	0,026	0,014
0,014	0,008	0,024	0,014
0,013	0,007	0,024	0,014
0,011	0,007	0,022	0,014
0,012	0,007	0,023	0,014
0,011	0,006	0,022	0,014
0,013	0,008	0,024	0,014

Lieu	Favergeres	λ SM 405	0,202	Moyenne A	0,041
Date	17/08/2005	λ SM 550	0,002	Ecart Type A	0,002
Hauteur Machine	0,483	λ SM 490	0,240	$\Delta A/A$	0,041
Débit injection	19,3	A_0	0,155	Débit	367
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	8,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	33

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,089	0,018	0,089	0,041
0,104	0,040	0,104	0,038
0,080	0,012	0,080	0,040
0,080	0,012	0,080	0,040
0,080	0,014	0,084	0,043
0,082	0,013	0,082	0,040
0,089	0,015	0,089	0,043
0,081	0,013	0,081	0,040
0,082	0,013	0,083	0,041
0,080	0,013	0,082	0,041

Lieu	Favergeres	A_0 pour λ 405	0,680	Moyenne A	0,026
Date	23/08/2005	A_0 pour λ 550	0,246	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,712	A_0 pour λ 490	1,168	$\Delta A/A$	0,053
Débit injection	19,3	A_0	0,743	Débit	2784
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	9,0
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	12	Erreur (L/s)	252

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,335	0,227	0,296	0,024
0,329	0,227	0,296	0,027
0,312	0,209	0,280	0,028
0,306	0,204	0,273	0,026
0,309	0,209	0,275	0,025
0,304	0,204	0,270	0,025
0,317	0,214	0,282	0,025
0,311	0,209	0,276	0,025
0,305	0,206	0,272	0,025
0,305	0,206	0,272	0,025
0,303	0,203	0,270	0,025
0,303	0,204	0,273	0,028

Lieu	Faverges	A_0 pour λ 405	0,443	Moyenne	0,032
Date	24/08/2005	A_0 pour λ 550	0,098	Ecart Type	0,001
Hauteur Machine	0,641	A_0 pour λ 490	0,891	$\Delta A/A$	0,018
Débit injection	19,3	A_0	0,651	Débit	1976
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,6
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	110

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,1536	0,0874	0,1477	0,033
0,1567	0,0904	0,1493	0,031
0,1458	0,0815	0,1403	0,032
0,1547	0,0876	0,1477	0,032
0,1454	0,0799	0,1388	0,032
0,1523	0,0867	0,1456	0,032
0,1553	0,0889	0,1476	0,031
0,1534	0,0872	0,1462	0,032
0,1467	0,0813	0,1395	0,031
0,1496	0,0849	0,1430	0,031

Lieu	Faverges	A_0 pour λ 405	0,546	Moyenne A	0,039
Date	24/08/2005	A_0 pour λ 550	0,137	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,625	A_0 pour λ 490	1,079	$\Delta A/A$	0,021
Débit injection	19,3	A_0	0,773	Débit	1937
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	114

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,2571	0,1771	0,2493	0,039
0,2271	0,1455	0,2187	0,039
0,2363	0,1534	0,2266	0,039
0,2330	0,1486	0,2218	0,038
0,2214	0,1419	0,2130	0,038
0,2348	0,1535	0,2248	0,038
0,2157	0,1364	0,2070	0,038
0,2352	0,1517	0,2237	0,037
0,2148	0,1359	0,2071	0,039
0,2456	0,1604	0,2356	0,040

Lieu	Favergeres	A_0 pour λ 405	0,497	Moyenne A	0,055
Date	25/08/2005	A_0 pour λ 550	0,087	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,613	A_0 pour λ 490	1,083	$\Delta A/A$	0,016
Débit injection	19,3	A_0	0,826	Débit	1455
$\Delta q_i/q_i$	0,005	$\Delta A0$	0,002	Erreur globale (%)	5,3
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	77

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,1144	0,0541	0,1334	0,054
0,1056	0,0470	0,1264	0,055
0,1449	0,0923	0,1688	0,055
0,1143	0,0552	0,1328	0,053
0,1083	0,0497	0,1286	0,055
0,1226	0,0617	0,1409	0,054
0,1115	0,0512	0,1312	0,055
0,1163	0,0553	0,1369	0,056
0,1107	0,0499	0,1304	0,055
0,0993	0,0406	0,1200	0,055

Lieu	Faverge	A_0 pour λ 405	0,494	Moyenne A	0,048
Date	25/08/2005	A_0 pour λ 550	0,150	Ecart Type A	0,000
Hauteur Machine	0,594	A_0 pour λ 490	0,947	$\Delta A/A$	0,008
Débit injection	19,3	A_0	0,654	Débit	1305
$\Delta q_i/q_i$	0,005	$\Delta A0$	0,002	Erreur globale (%)	4,6
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	60

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,14790	0,08730	0,16100	0,049
0,15050	0,08970	0,16320	0,048
0,15460	0,09420	0,16780	0,049
0,15500	0,09260	0,16720	0,049
0,16340	0,10530	0,17710	0,048
0,15300	0,09050	0,16410	0,048
0,14580	0,08550	0,15890	0,048
0,16090	0,10300	0,17580	0,049
0,15320	0,09320	0,16620	0,048
0,15330	0,09360	0,16690	0,049

A5.II.II Débits à la station

Pour les enregistrements au 1/4h des hauteurs d'eau et des débits se rapporter au CD en fin de document fichier «débit.xls» onglet Favergeres

A5.III Trossy

A5.III.I Jaugeages

Lieu	Trossy			Moyenne A	-0,177
Date	31/05/2005	λ SM 550	0,002	Ecart Type A	0,006
Hauteur Machine	0,225	λ SM 490	0,296	$\Delta A/A$	-0,031
Débit injection	19,3	A_0	-0,294	Débit	160
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	-0,3
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	21	Erreur (L/s)	-0,4

$\lambda 2=550$	$\lambda 3=490$	A
0,005	0,183	-0,178
0,026	0,2	-0,174
0,037	0,216	-0,179
0,033	0,21	-0,177
0,034	0,215	-0,181
0,031	0,217	-0,186
0,035	0,203	-0,168
0,012	0,192	-0,180
0,052	0,232	-0,180
0,041	0,213	-0,172
0,041	0,221	-0,180
0,052	0,221	-0,169
0,033	0,213	-0,180
0,032	0,204	-0,172
0,023	0,208	-0,185
0,03	0,204	-0,174
0,023	0,212	-0,189
0,019	0,189	-0,170
0,023	0,201	-0,178
0,028	0,205	-0,177
0,012	0,19	-0,178

Lieu	Trossy	A_0 pour λ 405	0,1138	Moyenne A	0,096
Date	21/06/2005	A_0 pour λ 550	0,0091	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,159	A_0 pour λ 490	0,288	$\Delta A/A$	0,015
Débit injection	19,3	A_0	0,236	Débit	236
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur (L/s)	14

$\lambda 1=405$	$\lambda 2=550$	$\lambda 3=490$	A
0,082	0,003	0,131	0,095
0,082	0,002	0,134	0,099
0,088	0,007	0,133	0,092
0,086	0,003	0,134	0,097
0,087	0,005	0,135	0,096
0,083	0,002	0,134	0,098
0,088	0,000	0,133	0,096
0,085	0,003	0,133	0,096

Lieu	Trossy	A_0 pour λ 405	0,030	Moyenne A	0,024
Date	12/07/2005	A_0 pour λ 550	0,009	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,173	A_0 pour λ 490	0,065	$\Delta A/A$	0,027
Débit injection	19,3	A_0	0,047	Débit	194
$\Delta q_i/q_i$	0,1	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	19,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	8	Erreur (L/s)	39

$\lambda 1=405$	$\lambda 2=550$	$\lambda 3=490$	A
0,015	0,005	0,034	0,024
0,022	0,014	0,042	0,024
0,016	0,006	0,034	0,023
0,020	0,012	0,039	0,024
0,016	0,005	0,034	0,024
0,019	0,011	0,037	0,023
0,018	0,010	0,036	0,023
0,017	0,008	0,035	0,023

Lieu	Trossy	λ SM 405	-0,198	Moyenne A	0,129
Date	17/08/2005	λ SM 550	0,213	Ecart Type A	0,002
Hauteur Machine	0,154	λ SM 490	-0,232	DA/A	0,019
Débit injection	19,3	A_0	-0,276	Débit	206
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	4,7
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur (L/s)	10

$\lambda 1=405$	$\lambda 2=550$	$\lambda 3=490$	A
0,085	0,013	0,168	0,125
0,090	0,014	0,178	0,132
0,085	0,012	0,170	0,128
0,087	0,013	0,174	0,130
0,084	0,011	0,175	0,133
0,087	0,013	0,173	0,130
0,084	0,012	0,169	0,128
0,094	0,015	0,176	0,128
0,090	0,014	0,174	0,129

Lieu	Trossy	A_0 pour λ 405	0,426	Moyenne A	0,029
Date	23/08/2005	A_0 pour λ 550	0,104	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,330	A_0 pour λ 490	0,826	$\Delta A/A$	0,025
Débit injection	19,3	A_0	0,589	Débit	1981
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	6,4
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	9	Erreur (L/s)	126

$\lambda 1=405$	$\lambda 2=550$	$\lambda 3=490$	A
0,159	0,089	0,147	0,029
0,159	0,089	0,148	0,030
0,163	0,096	0,152	0,028
0,161	0,090	0,148	0,028
0,174	0,101	0,160	0,028
0,167	0,096	0,154	0,029
0,158	0,087	0,145	0,028
0,162	0,092	0,149	0,028
0,172	0,099	0,159	0,030

Lieu	Trossy	A_0 pour λ 405	0,319	Moyenne A	0,042
Date	24/08/2005	A_0 pour λ 550	0,058	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,278	A_0 pour λ 490	0,673	$\Delta A/A$	0,017
Débit injection	19,3	A_0	0,506	Débit	1152
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	4,0
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	46

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,08480	0,03750	0,09980	0,043
0,09020	0,04180	0,10360	0,042
0,08380	0,03790	0,09840	0,042
0,07850	0,03240	0,09350	0,042
0,07840	0,03210	0,09400	0,043
0,08410	0,03620	0,10010	0,044
0,08460	0,03680	0,09910	0,043
0,08680	0,03940	0,10090	0,042
0,08430	0,03650	0,09910	0,043
0,10320	0,05560	0,11740	0,042

Lieu	Trossy	A_0 pour λ 405	0,400	Moyenne	0,046
Date	24/08/2005	A_0 pour λ 550	0,099	Ecart Type	0,001
Hauteur Machine	0,275	A_0 pour λ 490	0,824	$\Delta A/A$	0,018
Débit injection	19,3	A_0	0,600	Débit	1273
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	3,9
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	9	Erreur (L/s)	50

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,122	0,071	0,137	0,044
0,120	0,069	0,136	0,046
0,171	0,129	0,193	0,046
0,117	0,063	0,129	0,044
0,140	0,094	0,159	0,046
0,200	0,150	0,217	0,046
0,125	0,083	0,145	0,045
0,129	0,095	0,154	0,045
0,119	0,073	0,138	0,046

Lieu	Trossy	A_0 pour λ 405	0,436	Moyenne A	0,076
Date	25/08/2005	A_0 pour λ 550	0,059	Ecart Type A	0,001
Hauteur Machine	0,263	A_0 pour λ 490	0,995	$\Delta A/A$	0,013
Débit injection	19,3	A_0	0,779	Débit	989
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	5,0
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	11	Erreur (L/s)	50

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,084	0,030	0,127	0,075
0,069	0,025	0,120	0,077
0,079	0,026	0,124	0,076
0,078	0,046	0,134	0,075
0,089	0,032	0,133	0,077
0,081	0,028	0,126	0,076
0,086	0,030	0,130	0,077
0,069	0,021	0,116	0,075
0,102	0,053	0,150	0,076

Lieu	Trossy	λ SM 405	0,390	Moyenne A	0,078
Date	25/08/05	λ SM 550	0,085	Ecart Type A	0,002
Hauteur Machine	0,238	λ SM 490	0,843	$\Delta A/A$	0,028
Débit injection	19,3	A_0	0,632	Débit	786
$\Delta q_i/q_i$	0,005	ΔA_0	0,002	Erreur globale (%)	6,6
Erreur dilution	3%	Nb valeur retenue	10	Erreur (L/s)	52

$\lambda_1=405$	$\lambda_2=550$	$\lambda_3=490$	A
0,17750	0,11800	0,22100	0,078
0,18130	0,12670	0,22620	0,077
0,18390	0,12380	0,22750	0,079
0,17750	0,11040	0,21740	0,079
0,12650	0,06700	0,16850	0,077
0,15170	0,08660	0,19190	0,078
0,12060	0,06280	0,16080	0,074
0,16230	0,09610	0,20190	0,078
0,15110	0,09750	0,19380	0,074
0,14250	0,07720	0,18500	0,081

A5.II.II Débits à la station

Pour les enregistrements au 1/4h des hauteurs d'eau et des débits se rapporter au CD en fin de document fichier «débit.xls» onglet Trossy

Confidentiel

(Pages 317 et 318)

- (1996). Morzine, Massif du Chablais - les portes du soleil. Paris, IGN TOP 25.
- (2001). Commune de Thollon Les Mémises. Forage du Lain. Compte rendu des pompages d'essai réalisés en septembre 2001. Annecy: p. 40.
- (2003). Manuel d'utilisation. Nimbus Capteur intelligent à bullage, OTT Hydrométrie.
- (2005). Donnée météorologique suisse, climatogramme. Le climat depuis 1864. http://www.meteosuisse.ch/web/fr/climat/development_climatologiques.html
- Agliardi, F., G. Crosta, et al. (2001). «Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics.» Engineering Geology **59**:pp. 83-102.
- Allen, R. G., D. Raes, et al. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage. Rome, United Nations.
- Anderson, E. M. (1942). The Dynamics of Faulting. Edinburgh.
- Angelier, J. (1975). "Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'Utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamique et cinématiques." C.R. Acad. Sci. Paris Série D, **281**:pp. 1805-1808.
- Angelier, J. (1989). «Tectonique cassante et néotectonique.» Annales de la société Géologique de Belgique **112(2)**:pp. 283-307.
- Angelier, J. (1990). «Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means.» Geophys. J. Int. **103**:pp. 363-376.
- Angelier, J. (1991). «Inversion directe et recherche 4D : comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs de paléocontraintes en tectonique de faille.» C.R. Acad. Sci. Paris Série II. (312):pp. 1213-1218.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Continental deformation. P. L. Hancock. Oxford, Pergamon Press:pp. 53-100.
- Angelier, J. and J. Goguel (1979). "Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles." C.R. Acad. Sci. Paris série D, **288**:pp. 307-310.
- Angelier, J. and P. Mechler (1977). "Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la Méthode des dièdres droits." Bulletin de la Société géologique de France (7), t.XIX, n°6:pp. 1309-1318.
- Ardestani, H. (1965). Monographie hydrologique de bassin de la Dranse d'Abondance. Paris, Faculté des Sciences:pp. 262.
- Arléry, R., H. Grisolle, et al. (1973). Climatologie méthodes et pratiques. Paris, Bruxelles, Montréal, Gauthier-Villars.
- Arn, R. (1984). Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région Lémanique. Lausanne:pp. 307.
- Arthaud, F. (1969). «Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles.» Bulletin de la Société géologique de France **11(7)**:pp. 729-737.
- Arthaud, F. and P. Choukroune (1972). «Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine.» Revue de l'Institut Français du Pétrole:pp. 715-732.

- Badoux, H. (1963). «A propos des Préalpes du Chablais.» Mémoire de la Société géologique de France II:pp. 379-382.
- Badoux, H. (1965). Carte Géologique au 1/50000. Thonon Chatel. Paris, BRGM. Service de la carte Géologique de France.
- Badoux, H. (1965). Feuille de Montreux. Atlas géologique de la Suisse 1:25000. Montreux.
- Badoux, H. (1967). «De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses.» Eclogae Geologicae Helvetiae **60(2)**:pp. 399-406.
- Badoux, H. and A. Lombard (1962). Notice explicative de la feuille Lenk. Atlas géologique de la Suisse 1: 25000, Comm. géol. Suisse.
- Badoux, H. and C.-H. Mercanton (1962). «Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais.» Eclogae Geologicae Helvetiae **55(1)**:pp. 135-188.
- Badoux, H. and M. Weidmann (1963). «Sur l'âge des Flyschs à Helminthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes.» Eclogae Geologicae Helvetiae **56(2)**:pp. 513-528.
- Bailey, E. B. (1935). Tectonic essays, mainly Alpine. Oxford, Clarendon Press.
- Baud, A. (1972). «Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes.» Eclogae Geologicae Helvetiae **65(1)**:pp. 43-55.
- Baud, A., R. Heinz, et al. (1989). «Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes, du 2 au 4 octobre 1988.» Eclogae Geologicae Helvetiae **82(1)**:pp. 359-377.
- Baud, A. and H. Masson (1975). «Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briançonnais ; failles conjuguées et paléokarst à St Triphon (Préalpes médianes, Suisse).» Eclogae Geologicae Helvetiae **68**:pp. 131-145.
- Baud, A., H. Masson, et al. (1979). Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. Sédimentation jurassique ouest Europe. Paris, Assoc. Sédimentol. Fr. Publ. Spec.:pp. 441-452.
- Baud, A. and M. Septfontaine (1980). «Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale.» Eclogae Geologicae Helvetiae **73(2)**:pp. 651-660.
- Bayard, D., M. Stähli, et al. (2005). «The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland.» Journal of Hydrology:pp. 66-84.
- Beres, M., M. Scheidhauer, et al. (2003). «Imaging Molasse and Quaternary Sediments in Lake Geneva, Switzerland, with 3-D High-Resolution Seismic Reflection Methods : A case Study.» Eclogae Geologicae Helvetiae **96(Supp.1)**:pp. 31-38.
- Blavoux, B. (1965). Les sources minérales d'Evian. Etude climatologique, hydrologique et hydrochimique des formations fluvio-glaciaires quaternaires du Bas-Chablais. Centre de Recherche Géodynamiques de Thonon. Paris, Université de Paris:pp. 366.
- Blavoux, B. (1969). «Les sources Minérales d'Evian.» La houille Blanche **1**.
- Blavoux, B. (1978). Etude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygène 18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI:pp. 333.
- Blavoux, B. (1988). «L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm.» Bulletin de l'AFEQ **2/3**:pp. 69-79.
- Blavoux, B. and A. Brun (1966). «Caractéristiques sédimentologiques et palynologiques des terrains würmien de la région d'Evian, d'après le sondage de Scionnex (Haute Savoie).» C.R. Acad. Sci. Paris **263**:pp. 212-215.
- Blavoux, B. and M. Dray (1971). «Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais et leurs enseignements stratigraphiques, leur intérêt pour l'hydrologie et l'hydrochimie régionales.» Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique **13**:pp. 17-34.
- Blayac, J., G. Giraud, et al. (1932). «Le neuvième voyage d'études de la faculté de médecine de Montpellier aux stations hydro-minérales et climatiques. Alpes de Savoie et bords du lac Léman.»pp. 148-162.

- Borel, D. G. (1995). «Préalpes médianes: courbes de subsidence et implications géodynamiques.» Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne. **83(4)**:pp. 293-315.
- Borel, D. G. (1997). Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine Briançonnais. Les Préalpes médianes au Lias. Lausanne - Suisse, Université de Lausanne:pp. 150.
- Borel, D. G. and J. Mosar (2000). «Subsurface structures in the Chablais Préalpes : New tectonic interpretations of the Préalpes Médiannes nappe based on palinspastic lengths.» Eclogae Geologicae Helvetiae **93(3)**:pp. 307-314.
- Bott, M. H. (1959). "The mechanics of oblique Slip Faulting." Geol. Mag. **96(2)**:pp. 109-117.
- Bourbon, M. (1980). Evolution d'un secteur de la marge Nord-Tethysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Institut de Géologie. Strasbourg, Université Louis Pasteur:pp. 580.
- Bovis, M. (1982). «Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia.» Geological Society of America Bulletin **93**:pp. 804-812.
- Bravard, A. (1991). Atlas climatique de la Haute Savoie. Chamonix, Météo France, Conseil général de Haute Savoie, IGN.
- BRGM (2005). La banque du sous-sol. <http://infoterre.brgm.fr/>. <http://infoterre.brgm.fr/>
- Burri, M. (1963). «Le Quaternaire des Dranses. Etude géologique des sédiments quaternaires de la feuille de Thonon au 1:50 000 de la Carte Géologique de France.» Bulletin des laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne **142**:pp. 1-34.
- Burri, M. (1977). «Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique.» Bulletin des laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne **223**:pp. 1-9.
- Campbell (2000). Capteur de température 107. Manuel d'utilisation, Campbell Scientific.
- Campbell (2001). 05103 Moniteur de vent. Manuel d'utilisation, Campbell Scientific.
- Campbell (2002). Pyranomètre SP-Lite. Manuel d'utilisation, Campbell.
- Campbell (2003). SBS 500 & SBS500H Tipping bucket raingauge. Preliminary user guide, Campbell Scientific.
- Carey, E. and B. Brunier (1974). "Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles." C.R. Acad. Sci. Paris **279**:pp. 891-894.
- Caron, C. (1965). «L'appartenance tectonique des flyschs du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse) ; Considérations sur la nappe de la Simme.» Bulletin de la Société géologique de France **7(7)**: pp. 921-928.
- Caron, C. (1972). «La nappe supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin.» Eclogae Geologicae Helvetiae **65(1)**:pp. 47-73.
- Caron, C. (1973). «Survole géologique des Alpes occidentales.» Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles **62**:pp. 73-81.
- Caron, C. (1976). «La nappe du Gurnigel dans les Préalpes.» Eclogae Geologicae Helvetiae **69(2)**:pp. 297-308.
- Caron, C., P. Homewood, et al. (1980). "Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes médianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles, 69/1: 64-79." Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles **69(1)**:pp. 64-79.
- Caron, C. and M. Weidmann (1967). "Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie)." Eclogae Geologicae Helvetiae **60(2)**:pp. 357-398.
- Caron, M. and C. Dupasquier (1989). «Litho- et biostratigraphie des dépôts du «Crétacé moyen» dans les Préalpes Médiannes.» Geobios **11**:pp. 49-58.

- Chamot, G. (1961). «La Nappe des Préalpes médianes entre les Cornettes de Bise et le col du Corbier (Chablais français).» Bulletin des laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne **131**:pp. 1-86.
- Champagnac, J.-D., C. Sue, et al. (2004). «Brittle deformation in the inner NW Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse.» Terra Nova **16(4)**:pp. 232-242.
- Charollais, J., R. Plancherel, et al. (1998). Carte Géologique au 1/50000. Annemasse. Paris, BRGM. Service de la carte Géologique de France.
- Chaudhary, I., D. Dupuy, et al. (2005). The molasse fault zone in Lake Geneva, South-West Switzerland, from high-resolution seismic reflection data. 8th EEGS-ES. Environmental and Engineering geophysics, University of Aveiro. Portugal.
- Chazal, V. and S. Grange (2002). Le Quaternaire dans le Bas-Chablais : Les phases glaciaires dans le bassin lémanique au cours du Würm. Rapport interne. Chambéry:p. 85.
- Choi, P.-Y., J. Angelier, et al. (1996). «Distribution of angular misfits in fault-slip data.» Journal of Structural Geology **18(11)**:pp. 1353-1367.
- Cladouhos, T. T. and W. Allmendinger (1993). «Finite strain and rotation from fault-slip data.» Journal of Structural Geology **15(6)**:pp. 771-784.
- Coutagne, A. (1935). «Des régimes pluviométriques en France et de leur classification.» La météorologie **12**:pp. 6.
- Danet, J. (2003). Caractérisation et interprétation de la déformation extensive dans la chaîne des Aravis (Massif des Bornes) - Inédit. Grenoble, Université Joseph Fourier, Université de Grenoble, Mémoire de DEA:pp. 32.
- Debelmas, J., M. Gidon, et al. (1980). «Idées actuelles sur les cargneules alpines.» Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. de Lyon **4**:pp. 195-201.
- Debenedetti, A. T. (1975). «Carniole della Valle d'Aosta. Studio Isotopico ed Ipotesi.» Genetica. Boll. Soc. geol. ital. **94**:pp. 1883-1894.
- Decker, K., M. Meschede, et al. (1993). «Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps).» Tectonophysics **223(3-4)**:pp. 291-312.
- Delacou, B., N. Deichmann, et al. (2005). «Active strike-slip faulting in the Chablais area (NW Alps) from earthquake focal mechanisms and relative locations.» Eclogae Geologicae Helveticae **98**:pp. 189-199.
- Delacou, B., C. Sue, et al. (2004). «Present day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis.» Geophys. J. Int.:pp. 753-774.
- Delacou, B., C. Sue, et al. (2004). «2.5D Thin-shell gravitational modeling in the western/central Alps: comparison with seismotectonic synthesis.» Boll. Geofis. Teor. Appl. GeoMod04 Special Issue, vol. 45,(1):pp. 74-77.
- Destruel, J.-M. and M. Leroy (1994). Caractérisation de la fonction de transfert d'un abri météorologique de mesure de température et d'humidité relative. Note technique n°28.:p. 16.
- Doguedroit, A. and M. F. De Saintignon (1984). «Les gradients de températures et de précipitations en montagne.» Revue de Géographie Alpine **72(2-3-4)**:pp. 225-240.
- Donze, A. (1976). Etude gravimétrique du Chablais entre Anières et Evian. (Résumé de thèse). Lausanne, Université de Lausanne:pp. 161.
- Doudoux, B. (1969). Rapport géologique de la zone du Fayet à Thollon (Hte Savoie). Chambéry:p. 4.
- Doudoux, B. (1970). Rapport sur les conditions géologiques de sources de forages à Thollon (Hte Savoie). Chambéry:p. 11.
- Doudoux, B. (1973). Rapport sur les conditions géologiques de la source du Fayet. commune de Thollon-Les-Mémises (Haute Savoie). Chambéry:p. 6.

- Doudoux, B. (1973). Rapport sur les conditions géologiques de puits et de forages effectués à Lain pour la commune de Thollon-Les-Mémises (Hte Savoie). Chambéry:p. 7.
- Dupuy, D. (2006). Etude des sédiments Quaternaires, de la Molasse et sa tectonique, dans le Grand Lac (Lac Léman) à partir de données sismiques 2D et 3D. Faculté des géosciences et de l'environnement. Lausanne, Université de Lausanne:pp. 236.
- Dzikowski, M. (A paraître). «Contexte environnemental et alimentation des aquifères.» Collection EDYTEM, cahier d'hydrogéologie 1.
- Etchecopar, A. (1984). Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Montpellier, Université de Montpellier.
- Etchecopar, A., G. Vasseur, et al. (1981). «An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis.» Journal of Structural Geology **3(1)**:pp. 51-63.
- Fanget, B., H. Najib, et al. (2003). «Le jaugeage de débit torrentiels par dilution d'un colorant alimentaire (E110 : jaune orangé sunset). Application à l'exurgence de la Doria (Massif des Bauges, France).» Karstologia **41**:pp. 15-22.
- Favre, E. (1859). «Mémoires sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie.» Mémoire de la Société Physique et Naturelle de Genève **15**:pp. 92.
- Favre, E. and H. Schardt (1867). «Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, et du Piémont et de la Suisse.» pp. 236-309.
- Fontes, J.-C. (1976). Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. Paris, Université Pierre et Marie Curie:pp. 208.
- Fourneaux, J. C. and J. Sarrot-Reynauld (1977). «Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du nord. Actes du 102ième Cong. Nat. Soc. Sav., Limoge, Sciences.» C.R. Acad. Sci. Paris Fasc. II:pp. 215-226.
- Fu, P. and P. M. Rich (1999). Design and Implementation of the Solar Analyst :an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales. <http://gis.esri.com/library/userconf/proc99/proceed/papers/pap867/p867.htm>
- Fudral, S. and G. Nicoud (1973). Rapport géologique sur les conditions de protection des sources alimentant la commune de Thollon-Les-Mémises. Haute Savoie.:pp. 6.
- Gagnebin, E. (1937). «Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman.» Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne. **60**:pp. 29-62.
- Gagnebin, E. (1937). «Les lacs de la Bennaz, au-dessus d'Evian (Haute Savoie).» Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne. **60 (245)**:pp. 29-44.
- Gamond, J.-F. (1985). Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Grenoble, Université de Grenoble:pp. 196.
- Garen, D. C. and D. Marks (2005). «Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results.» Journal of Hydrology **315(1-4)**:pp. 126-153.
- Gidon, P. (1949). Rapport sur les conditions géologiques d'un captage destiné à l'alimentation en eau potable de la commune de Thollon. Haute Savoie. Chambéry:p. 4.
- Gidon, P. (1959). «D'ou vient l'eau Minérale d'Evian ?» La Revue de Savoie **47**:pp. 39-47.
- Girod, F. (1995). Etude géologique et minéralogique de la région des Cornettes de Bise. Lausanne:pp. 178.
- Girod, F. (1995). «Géologie de la région des Cornettes de Bise (Préalpes du Chablais franco-suisse).» Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne. **83(4)**:pp. 317-334.
- Gorin, G. E. (1993). «Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data.» Eclogae Geologicae Helvetiae **86(3)**:pp. 693-716.

- Grandjacquet, C. H. (1973). «Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de «cargneules» et de gypses des chaînes subalpines méridionales; implications structurales.» *C.R. Acad. Sci. Paris, série D* **276**:pp. 2369-2372.
- Grandjacquet, C. H. (1975). «Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale.» *Bulletin de la Société géologique de France* **17**:pp. 242-259.
- Guendon, J. L. (1984). «Les paléokarsts des Alpes Occidentales du Trias à l'Eocène.» *Karstologia* **4**: pp. 3-11.
- Guérin, R. (1973). «Liaisons entre karst et tectonique dans le Bas-Vivarais calcaire.» *C.R. Acad. Sci. Paris* **227, série D**:pp. 1617-1620.
- Guitier, F. (2003). Contribution pollen-analytique à l'histoire de la végétation au cours des derniers 100 000 ans dans la région d'Evian (Haute, Savoie, France) : Implication pour la chronologie du dernier glacier du Rhône. *Sciences de l'Environnement, Paléoclimatologie*. Aix-Marseille, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille:pp. 271.
- Guitier, F., V. Andrieu-Ponel, et al. (2003). «The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records.» *Quaternary International* **111(1)**:pp. 59-74.
- Guitier, F., A. Triganon, et al. (Sous presse). «About the presence of Eemian peats in the Geneva basin and its implications : A reply to comments by Preusser. (Correspondance).» *Quaternary Science Reviews*.
- Guitier, F., A. Triganon, et al. (2005). «First evidence of "in situ" Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation.» *Quaternary Science Reviews* **24**:pp. 35-47.
- Hable, R. (1997). Biostratigraphie, Sedimentologie und paläogeographische Entwicklung der Préalpes médianes des Chablais (Haute-Savoie) von Apt bis Unter-Eozän/. Fribourg, Fribourg:pp. 324.
- Heinz, R. and C. Isenschmid (1988). «Milkrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivakalk (Malm) der Préalpes Médiannes.» *Ecolgae Geologicae Helvetiae* **81(1)**:pp. 1-62.
- Homberg, C. (1997). Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d'accidents majeur . *Science de la Terre*. Paris, Pierre et Marie Curie:pp. 306.
- Ivy-Ochs, S., J. Schäfer, et al. (2004). «Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland).» *Ecolgae Geologicae Helvetiae* **97**:pp. 47-55.
- Jeanbourquin, P. (1986). Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'autochtone helvétique en Suisse romande. Lausanne, Université de Lausanne (Suisse):pp. 218.
- Jeannet, A. (1909). «La Nappe Rhétique dans les Préalpes vaudoises.» *C.R. Acad. Sci. Paris* **148**:pp. 246-248.
- Jeannet, A. (1912-1918). Monographie géologique des Tours d'Aï. Matér. Carte géologique Suisse n.s. 34,.
- Jérémie, J.-J. (1976). Contribution à l'étude des paramètres hydrologiques de la région lémanique. Paris VI, Université Pierre et Marie Curie:pp. 247.
- Jobard, S. (2005). Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire. *Géographie*. Chambéry, Université de Chambéry.
- Joly, D., H. Bert, et al. (1994). «Interpolation des températures à grande échelle.» *Revue internationale de géomatique* **4(1)**:pp. 55-85.
- Kilian, W. (1924). Mémoire Justificatif à l'appui de la demande d'établissement d'un périmètre de protection pour la source Cachat Evian (Hte Savoie). Evian, Société Anonyme des Eaux d'Evian:pp. 16.
- Kuhleemann, J. and O. Kempf (2002). «Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics .» *Sedimentary Geology* **152(1-2)**:pp. 45-78.

- La Pointe, P. R. and J. A. Hudson (1985). "Characterization and interpretation of Rock Mass Joint Patterns." Geological Society of America Bulletin **Special Paper**:pp. 1-37.
- Ladeira, F. L. and P. N.J. (1981). "Relationship between fracture spacing and bed thickness." Journal of Structural Geology **3(2)**:pp. 179-183.
- Leroy, M. (2002). «La mesure au sol de la température et des précipitations.» La météorologie **39**.
- Lhomme, D., M. Dzikowski, et al. (1995). «Réponses d'un aquifère fissuré de haute montagne à la fusion nivale, Morzine-Avoriaz, Haute-Savoie.» La Houille Blanche **7**:pp. 83-87.
- Lhotellier, R. (2005). Spacialisation des températures en zones de montagnes alpines. Géographie. Grenoble, Université Joseph Fourier - Grenoble **1**:pp. 352.
- Lu, C. Y. (1985). Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moutiers) et dans les Schistes Lustrés du Mont Jovet, Alpes de Savoie., Université de Bretagne occidentale et Université de Savoie:pp. 148.
- Lugeon, M. (1902). «Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse.» Bulletin de la Société géologique de France **1(4)**:pp. 723-825.
- Lugeon, M. (1943). «Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation.» Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne. **62**:pp. 301-303.
- Lugeon, M. and E. Gagnebin (1941). "Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes." Bulletin des laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne **72**:pp. 1-90.
- Maire, R. (1990). La haute montagne calcaire. Karstologia. **Mémoires n°3**:pp. 729.
- Mancktelow, N. S. (1992). «Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland).» Tectonophysics **215**:pp. 295-317.
- Mandier, P. (1984). Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique. Lyon:pp. 654+217.
- Mari, J.-L., G. Arens, et al. (1998). Géophysique de gisement et de génies civil. Paris, Editions Technip.
- Marrett, R. and W. Allmendinger (1990). «Kinematic analysis of fault-slip data.» Journal of Structural Geology **12(8)**:pp. 973-986.
- Masson, H. (1972). « Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. Eclogae geol. Helv.» Eclogae Geologicae Helveticae **65(1)**:pp. 27-41.
- Masson, H. (1976). «Un siècle de géologie dans des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique.» Eclogae Geologicae Helveticae **69(2)**:pp. 527-575.
- Matter, A., P. Homewood, et al. (1980). Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. Geology of Switzerland. A guide-book. Part B : Geological Excursions. R. Trumphy. Basel, New York, Wepf & Co. **Part B**:pp. 261-293.
- Mémises, S.-c. d. T. I. (1981). "Le Boeul." Spéléalpes (revue du comité départemental de spéléologie -74) **2**.
- Mercier, J. and P. Vergely (1992). Tectonique. Paris, Dunod.
- Mertz, J. (1957). «Essai de classification des types de types de temps sur les Alpes d'après la disposition des isohypes à 500mb.» La météorologie **IV (45-46)**:pp. 305-315.
- Mettraux, M. and B. Mohr (1989). "Stratigraphy of the Triassic/Jurassic boundary in the 'Préalpes Médianes' nappe : Facies and palynology." Eclogae Geologicae Helveticae **82(3)**:pp. 743-763.
- Mettraux, M. and J. Mosar (1989). «Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône.» Eclogae Geologicae Helveticae **82(2)**:pp. 517-540.
- Meyer de Stadelhofen, C. (1991). «Rapport n°1 : Etude géophysique Plateau de Vinzier - Evian.» Institut de Géophysique. Université de Lausanne:pp. 5.
- Meyer de Stadelhofen, C. (1992). «Rapport concernant l'étude géophysique du plateau de Vinzier. Phase II et III.» Institut de Géophysique. Université de Lausanne:pp. 5.

- Meyer de Stadelhofen, C., J.-M. Baltassat, et al. (1987). Localisation de sillons anté-quadernaires par Gravimétrie et Géoélectricité entre Evian et Thonon (Haute-Savoie, France).
- Michaud, P. (1957). Etude géologique de la région du Pic Blanchard. Lausanne.
- Ministère-de-l'environnement (1998). Charte qualité de l'hydrométrie. Code de bonnes pratiques. <http://medhycos.mpl.ird.fr/fr/data/hyd/Charte/Charte-fr.pdf>
- Moindrot, D. (1989). Influence de la fusion nivale sur le bilan hydrologique et la qualité des eaux de trois bassins expérimentaux en moyenne montagne (Haut-Doubs). Besançon, Université de Franche-Comté:pp. 293.
- Monjuvent, G. and G. Nicoud (1988). «Modalités et chronologie de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines «internes» à la cuvette lémanique.» *Bulletin de l'AFEQ* **2-3**:pp. 129-140.
- Monjuvent, G. and G. Nicoud (1988). «Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français.» *Bulletin de l'AFEQ* **2**:pp. 147-156.
- Monteith, J.-L. (1981). "Evaporation and surface temperature." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **107(451)**:pp. 1-27.
- Morend, D., A. Pugin, et al. (1998). «Sedimentological interpretation of high-resolution seismic facies in the Lower Freshwater Molasse (Chattian, western Switzerland).» *Terra Nova* **10 (3)**: pp. 155-159.
- Morend, D., A. Pugin, et al. (2002). "High-resolution seismic imaging of outcrop-scale channels and an incised-valley system within the fluvial-dominated Lower Freshwater Molasse (Aquitanian, western Swiss Molasse Basin)." *Sedimentary Geology* **149 (4)**:pp. 245-264.
- Morlot, A. (1858). «Sur le terrain quadernaire (sic) du bassin du Léman.» *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne.* **6**:pp. 101-108.
- Mosar, J. (1989). «Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse).» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **82(3)**:pp. 765-793.
- Mosar, J. (1991). «Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse).» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **84(3)**:pp. 689-725.
- Mosar, J. (1994). «Géologie structurale l'est de Montreux (Préalpes médianes plastiques, Suisse).» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **87(1)**:pp. 11-32.
- Mosar, J. (1997). "Folds and thrusts in the Préalpes Médianes Plastiques Romandes." *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles. Lausanne.* **84(4)**:pp. 347 - 384.
- Mosar, J. (1999). «Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland.» *Earth and Planetary Science Letters* **173(3)**:pp. 143-155.
- Mosar, J. and D. G. Borel (1992). "Paleostress from the Préalpes médianes (Switzerland)." *Annales Tectonicae* **6(2)**:pp. 115-113.
- Mosar, J., G. M. Stampfli, et al. (1996). «Western Préalpes Médianes Romandes : Timing and structure. A review.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **89(1)**:pp. 389-425.
- Mosar, J. and J. Suppe (1992). Role of shear in fault - propagation folding. *Thrust tectonics*.
- Müller, W. H. (1982). "Zur Entstehung der Rauhacke." *Eclogae Geologicae Helvetiae* **75(3)**:pp. 481-494.
- Musy, A. and C. Higy (2003). *Hydrologie*. Lausanne, Presses Polytechniques et universitaires romandes.
- Nevier, C. (2006). «La Tanne au la couverture ou MC10.» *Spéléalpes (revue du comité départemental de spéléologie -74)* **26**.
- Nicoud, G., E. Coddet, et al. (1993). «Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas-Chablais (Bassin lémanique, France) implications hydrogéologiques.» *Quadernaire* **4(2-3)**:pp. 69-76.
- Nievergelt, P., M. Liniger, et al. (1996). "Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland)." *Tectonics* **15**:pp. 329-340.

- Olive, P., B. Blavoux, et al. (Soumis 2005). "Forty years chronicle of isotope data on aquifers of the fluvio-glacial sediments of Evian and Thonon (France), and their modelling." Hydrogeology Journal.
- Paquin, R. (1974). Etude géoélectrique du Bas-Chablais entre Hermance et Evian. Lausanne, Lausanne.
- Parkin, D. A., W. D. King, et al. (1982). «An automatic raingauge network for a cloud seeding experiment.» J. Appl. Meteorol.:pp. 228.
- Parriaux, A. and G. Nicoud (1993). «Les formations glaciaires et l'eau souterraine. Exemple du contexte nord alpin occidental.» Quaternaire **4(2-3)**:pp. 61-67.
- Patriche, C.-V. (2004). Accounting for terrain slope-aspect influence on air temperature. A deterministic approach. Proceedings of the Spatial Interpolation in Climatology and Meteorology International Conference, HMS., Budapest.
- Pegoraro, O. (1972). Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). Montpellier, USTL Montpellier.
- Penck, A. Bruckner, E. (1905) : **Die Alpen im Eiszeitalter**, ed : Leipzig, 3 Vol. p.1199
- Penman, H. L. (1948). «Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass.» Proc. Roy. Soc. London **A193**:pp. 120-146.
- Peterhans, E. (1923). «Sur la tectonique des Préalpes entre Meillerie et St Gingolph (Hte-Savoie).» C.R. Acad. Sci. Paris **S.4 ; t. XXXIII**:pp. 51-57.
- Peterhans, E. (1926). "Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des "Préalpes médianes" entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy." Mémoire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles **69(2)**:pp. 191-344.
- Plancherel, R. (1976). «Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegarde-lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises).» Eclogae Geologicae Helvetiae **65(2)**:pp. 461-469.
- Plancherel, R. (1979). «Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médianes plastiques entre Rhône et Aar.» Eclogae Geologicae Helvetiae **72(1)**:pp. 145-214.
- Plancherel, R. (1990). Les Préalpes du Chablais - Présentation générale. Suisse Lémanique pays de Genève et Chablais. Guides Géologiques Régionaux. J. Charollais and H. Badoux. Paris, Masson:pp. 183-190.
- Plancherel, R., P. Broquet, et al. (1998). Carte Géologique au 1/50000. Samoëns- Pas de Morgins. Paris, BRGM. Service de la carte Géologique de France.
- Preusser, F., M. Geyh, et al. (2003). «Timing of Late pleistocene climate change in lowland Switzerland.» Quaternary Science Reviews **22**:pp. 1435-1445.
- Preusser, F., C. Schlüchter, et al. (Sous presse). « Comment on «First evidence of "in situ" Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation» by Guiter, F., Triganon, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Hébrard, J.-P., Nicoud, G., De Beaulieu, J.-L., Brewer, S., Guibal, F. (Correspondance).,» Quaternary Science Reviews.
- Proietti, C. (2004). Cartographie à l'aide de la sismique réflexion d'une zone de failles affectant le bassin molassique dans le lac Léman. DEA Institut de Géophysique, Université de lausanne. Lausanne:pp. résumé.
- Rabowski, F. (1920). «Les préAlpes entre le Simmental et le Diemtigal.» Matér. Carte géologique Suisse **n.s. 35**.
- Radbruch-Hall, D. H., D. J. Varnes, et al. (1977). «Gravitational spreading of steep-sided ridges in Colorado : U.S.» Geological Society of America Bulletin **5**:pp. 359-363.
- Radbruch-Hall, D. H., D. J. Varnes, et al. (1976). "Gravitational spreading of steep-sided ridges ("Sackung") in Western United States." International Association of Engineering Geology, Bulletin **14**:pp. 23-35.

- Rampnoux, J.-P. (1990). Rapport géologique préliminaire sur la définition des périmètres de protection du Forage n°10 ou de l'Ugine. commune de St Paul et Chabalais (Haute Savoie). Chambéry, Direction Départemental de l'Agriculture (DDAF Haute Savoie):pp. 8.
- Rampnoux, J.-P. (1991). Rapport géologique sur les périmètres de protection du nouveau forage (F2) des Faverges. Commune de St Paul en Chablais (Haute -Savoie). Chambéry:pp. 6.
- Ranalli, G. and Z.-M. Yin (1990). «Critical stress difference and orientation of faults in rock with strength anisotropies : the two dimensional case.» *Journal of Structural Geology* **12(8)**:pp. 1067-1071.
- Rappaz, F., M. Hager, et al. (1996). Thollon - Dent d'Oche (inédit). Lausanne:p. 40.
- Raymond, D., B. Deffontaines, et al. (1996). «Néotectonique de la région sud-lémanique (Haute-Savoie, France) : approche multisources (imagerie optique et hyperfréquences, analyse morphostructurale).» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **89(3)**:pp. 949-973.
- Réméniéras, G. (1986). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Paris, Eyrolles édit.
- Renévier, E. and H. Schardt (1899). «Carte géologique de la Suisse au 1:100000. Notice explicative de la feuille XVI.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **6**:pp. 81-112.
- Reynolds, E. and F. Thompson (1988). *Forests, Climate, and Hydrology. Régional impact*, United Nations Pubns.
- Roberge, J., J. Stein, et al. (1988). « Evaluation d'un modèle de fonte nivale en forêt boréale.» *Journal of Hydrology* **97**:pp. 161-179.
- Rodriguez, J. Y. (1993). Mise au point d'un algorithme de calage de modèles de fusion de type degré-jours : application au bassin de la Durance à la Clapière (2170 km²). Grenoble:p. 24.
- Rosgen, D. (1996). *Applied river morphology*. Fort Collins, Colorado, Wildland Hydrology.
- Rousset, P. (2005). Commune de St Paul en Chablais. Etude de la productivité du forage des Faverges, Régie Départementale d'Assistance de Haute-Savoie:pp. 14.
- Sartiges, B. (1978). Infiltration des eaux et relations entre aquifères profonds et superficiels : Hydrogéologie du plateau de Thollon, de la montagne de Mémise et de la vallée d'Ugine (Haute-Savoie). Grenoble:pp. 275.
- Saussure (de), H. B. (1779-1786). *Voyage dans les Alpes*. Fauche, Neuchâtel.
- Savary, G. (1957). Etude géologique de la région comprise entre les rochers de Mémise et la Dent d'Oche. Université de Lausanne.
- Schaad, W. (1995). «Die Entstehung von Rauhewacken durch die Verkarstung von Gips.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **88(1)**:pp. 59-90.
- Schardt, H. (1893). «Sur l'Origine des Préalpes romandes.» *Arch. Sci. Phys. Nat. Genève* **3**:pp. 570-583.
- Schardt, H. (1898). «Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses. Préalpes du Chablais, du Stockhorn et des Klippes.» *Bulletin de la Société Vaudoise des sciences naturelles. Lausanne.* **34**:pp. 113-219.
- Scheidhauer, M., F. Marillier, et al. (2005). «Detailed 3D seismic imaging of a fault zone beneath Lake Geneva, Switzerland.» *Basin Research* **17(1)**.
- Schlüchter, C., M. Maisch, et al. (1987). «Das Schieferkohlem-Profil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit.» *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* **123(3)**:pp. 135-174.
- Schudel, B., D. Biaggi, et al. (2003). *Application of artificial tracers in hydrology - Guideline*.
- Selverstone, S. M. (1988). «Evidences for East-West crustal extension in the eastern Alps : implication for the unroofing history of the Tauern window.» *Tectonics* **7**:pp. 87-105.
- Septfontaine, M. (1983). «Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. (Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique).» *Mémoire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles* **97**:pp. 1-121.
- Septfontaine, M. (1995). «Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Préalpes of lake Geneva: interpretation as synsedimentary inversion structures, Paleotectonic

- implications.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **88(3)**:pp. 553-576.
- Seret, G., E. Dricot, et al. (1990). "Evidence of an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle." *Nature* **346**:pp. 453-456.
- Sésiano, J. (2000). «Rapport sur six traçages effectués en Haute-Savoie entre 1994 et 1997.» *Hypogées* **65**:pp. 23-32.
- Sésiano, J. (2004). «Mesure du mouvement d'une fracture au Mont-César (Chablais, Haute-Savoie, France).» *Bulletin de la Société Vaudoise des sciences naturelles. Lausanne.* **89(2)**:pp. 67-76.
- Sibson, R. H. (1974). «Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults.» *Nature* **249**:pp. 542-544.
- Signer, C. and G. E. Gorin (1995). "New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data." *Eclogae Geologicae Helvetiae* **88(2)**:pp. 235-265.
- Sissingh, W. (1997). "Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases." *Tectonophysics* **282(1-4)**:pp. 223-256.
- Sissingh, W. (1998). "Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events." *Tectonophysics* **300(1-4)**:pp. 249-284.
- Siwertz, E. (2004). Source Alpian. Notice hydrogéologique 04-74-081, ENVHYDRO.
- Stampfli, G. (1993). «Le Briançonnais terrain exotique dans les Alpes ?» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **86(1)**:pp. 1-45.
- Stampfli, G., J. Marcoux, et al. (1991). "Tethyan margins in space and time." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **87(1-4)**(1-4):pp. 373-409.
- Stampfli, G. M. (1996). "The Intra-Alpine terrain. A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides." *Eclogae Geologicae Helvetiae* **89(1)**:pp. 13-42.
- Stampfli, G. M., D. G. Borel, et al. (2002). Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny*. G. Rosenbaum and G. S. Lister, *Journal of the Virtual Explorer*:**pp.** 77-106.
- Stampfli, G. M. and R. Marchant (1997). Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. *Deep Structure of the Swiss Alps - Results from NRP 20*. O. A. Pfiffner, P. Lehner, P. Z. Heitzman, S. Mueller and A. Steck. Basel, Birkhäuser AG:**pp.** 223-239.
- Stampfli, G. M. and M. Marthaler (1990). "Divergent and convergent margins in the north-western Alps, confrontation to actualistic models." *Geodynamica Acta* **4(3)**:pp. 159-184.
- Steinmann, G. (1905). "Geologische Beobachtungen in den Alpen II." *Ber. natf. Ges. Fribourg i. BR.* **16**:pp. 18-67.
- Thébé, B., Y. L'Hôte, et al. (1999). Acquisition et constitution d'une information hydrologique de base. Site Web. <http://medhycos.mpl.ird.fr/fr/data/hyd/Drobot/start.htm>
- Triganon, A. (2002). Géométrie et fonctionnement d'un aquifère quaternaire du bassin Lémanique. Avignon, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse:pp. 292.
- Triganon, A., G. Nicoud, et al. (2005). «Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm.» *Quaternaire* **16(1)**:pp. 57-63.
- Trumpy, R. (1980). *Geology of Switzerland. A guide-book. Part A : An Outline of the Geology of Switzerland*. Basel, New York, Wepf & Co.
- Trumpy, R. and A. Bersier (1954). "Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. Petrographie, stratigraphie, origine." *Eclogae Geologicae Helvetiae* **144**:pp. 119-166.
- Turc, L. (1961). «Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour.» *Annales d'Agronomie* **12**:pp. 13-49.
- Van Stuijvenberg, J. (1980). «Stratigraphie et structure de la Nappe du Gurnigel aux Voirons, Haute Savoie.» *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles* **69(1)**:pp. 1-98.
- Vernet, J. P. and R. Horn (1971). «Etude sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* **64**: pp. 291-297.

- Vernet, J. P., R. Horn, et al. (1974). "Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue." Eclogae Geologicae Helvetiae **67(3)**:pp. 515-529.
- Vial, R. (1976). Etude géologique et hydrogéologique de la région de Thonon Douvaine (Hte Savoie). Grenoble, Université de Grenoble.
- Wilcox, R. E., T. P. Harding, et al. (1973). «Basic Wrench tectonics.» Bull. Amer. assoc. Petroleum Geol. **57(1)**:pp. 74-96.
- Yin, Z.-M. and G. Ranalli (1992). "Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under-Andersonian stress systems." Journal of Structural Geology **14(2)**:pp. pp.237-244.
- Ziegler, P. A., S. Cloetingh, et al. (2001). "Peri-Tethyan platforms: constraints on dynamics of rifting and basin inversion." **186**:pp. 9 - 49.

Keywords : Chablais, Lémanic basin, Préalpes Médiannes Plastiques, Alps, Quaternary, Structural geology, Microtectonics, Hydrogeology, Climatology, Gauging, Water balance, Tracing,,

Résumé

L'objectif de cette étude de la terminaison occidentale du Massif des Mémises (Préalpes Médiannes Plastiques du Chablais) est d'identifier les relations hydrogéologiques possibles entre le substratum rocheux et les dépôts quaternaires du plateau Gavot. Ce travail comprend deux volets, le premier concerne la géologie structurale et la géologie des formations superficielles, et le second l'hydrologie et l'hydrogéologie.

A partir de levés géologiques (macrostructuraux et microstructuraux), nous avons pu montrer que les matériaux du substratum rocheux étudiés, qui s'étalent du Trias supérieur au Tertiaire, se sont mis en place entre deux accidents sénestres, celui de la vallée du Rhône et celui de Bonnevaux – col du Pertuis. Plus précisément, la terminaison SW des Mémises correspond à une succession de blocs séparés par des accidents normaux-listriques orientés N20° à regard SW. Dans chacun de ces compartiments les axes de plis sont inclinés vers l'ENE. L'analyse de détail des microstructures, selon les méthodes développées par Angelier et Etchecopar contribue à révéler la contemporanéité des macrostructures plicatives, décrochantes et listriques dans le Massif des Mémises - Mont-Bénant. Les résultats ainsi obtenus sont en accord avec les travaux réalisés dans les Préalpes romandes et s'intègrent dans les champs de contraintes régionaux connus.

Les sédiments quaternaires du Massif des Mémises - Mont-Bénant, de la vallée de l'Ugine et du plateau de Thollon sont essentiellement constitués par les dépôts liés aux fluctuations glaciaires.

Dans la vallée de l'Ugine nous avons 80m au moins de dépôts où sont enregistrés les cycles glaciaires. Ils s'étagent d'un interstade anté-würmien au maximum du « Würm ». Ce maximum glaciaire n'a pas dépassé la cote 1200m dans la région évia-naise du plateau Gavot. Les dépôts d'origine glaciaire du sommet du Mont-Bénant (1180-1280m) sont en limite d'influence du glacier rhodanien « würmien ». Ils sont constitués essentiellement de tills latéraux-frontaux.

L'intégration de l'ensemble de ces paramètres structuraux, associés à la lithologie des roches, nous a conduit à proposer un premier schéma de circulations possible des eaux dans la zone d'étude. C'est ce

schéma que nous avons testé, sur la période février 2005 – janvier 2006, en réalisant le bilan hydrologique de la terminaison occidentale du Massif des Mémises. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur l'étude des bassins versants dont le substratum était susceptible d'être en relation hydrologique avec le Plateau Gavot. Cette étude a nécessité l'implantation de stations météorologiques (2 stations fixes à 1240m et 1595m d'altitude) et limnimétriques (3 sur le flanc Nord des Mémises, 2 sur le Flanc Sud). L'analyse des données météorologiques a permis : de montrer que la période d'étude se caractérise par un déficit de précipitation de 20%, et de confirmer l'influence du lac sur les gradients positifs d'Est en Ouest des précipitations et des températures. Quant aux chroniques de débits, elles ont mis en évidence des réponses rapides des bassins versants aux précipitations (de l'ordre d'une heure) et deux types de bassins versants : des bassins versants dont les ruissellements sont influencés par la fusion nivale (flanc Sud du Massifs des Mémises) et des bassins versants qui le sont peu ou pas (flanc Nord des Mémises).

En compléments d'informations, des traçages chimiques ont été réalisés et les teneurs en oxygène-18 des eaux des sources et des forages ont été analysés. Nous avons pu ainsi identifier que les écoulements dans le substratum rocheux se font : d'Ouest en Est par réseau karstique pour le synclinal des Mémises et d'Ouest en Est et d'Est en Ouest sur fractures pour le Mont-Bénant.

Ce travail a montré que les bilans hydrologiques des bassins versants susceptibles d'alimenter les aquifères du plateau Gavot sont globalement équilibrés, dans la marge d'erreurs classiquement admise. Cependant, nous n'excluons pas qu'ils participent pour partie à l'alimentation des aquifères d'Evian, à hauteur maximale de 15 à 20L.s⁻¹.

L'ensemble de ces résultats confirme la cohérence de la politique de préservation des ressources mise en place par Danone Eaux France sur le plateau Gavot et récemment étendue aux communes de Thollon et Bernex.

Une proposition d'implantation de forages est donnée pour répondre à la problématique de l'origine du magnésium. La réactualisation du bilan hydrologique du plateau Gavot s'impose aussi naturellement.

Mots-clefs : Chablais, Bassin lémanique, Préalpes Médiannes Plastiques, Alpes, Quaternaire, Géologie structurale, Microtectonique, Hydrogéologie, Climatologie, Jaugeage, Bilan hydrologique, Traçage.

