Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique.

Michel Campy

▶ **To cite this version:**

Michel Campy. Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique.. Interfaces continentales, environnement. Université de Franche-Comté (UFC), 1982. Français. NNT : . tel-01638178

HAL Id: tel-01638178
https://theses.hal.science/tel-01638178

Submitted on 19 Nov 2017

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.

N° d'Ordre : 159 Année 1982

THÈSE

présentée

A LA FACULTÉ DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES DE L'UNIVERSITÉ DE FRANCHE-COMTÉ

pour obtenir le

GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Michel CAMPY
Agrégé de l'Université

LE QUATERNAIRE FRANC-COMTOIS
Essai chronologique et paléoclimatique

Soutenue le 10 juin 1982 devant la commission d'examen :

M.	**J. THIEBAUT,** Professeur à l'Université de Besançon	**Président**
MM.	**J. CHALINE,** Maître de Recherche CNRS Dijon **L. COUREL,** Professeur à l'Université de Dijon **Dr C. SCHLÜCHTER,** Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich	**Rapporteurs**
MM.	**P. CHAUVE,** Professeur à l'Université de Besançon **J. COMBIER,** Maître de Recherche CNRS Paris **J.P. MILLOTTE,** Professeur à l'Université de Besançon	**Examinateurs**

RÉSUMÉ

Le but de ce travail est d'établir le cadre chronologique et paléoclimatique du Quaternaire en Franche-Comté à partir de l'étude des formations édifiées au cours de cette période.

Deux grands types de dépôts ont été plus particulièrement étudiés :

— Les remplissages karstiques d'avens, de porches de grottes et d'abris sous roche, donnant un éclairage intense, mais ponctuel, de l'environnement physique et biologique, grâce aux faunes abondantes et aux indices climatiques d'ordre sédimentologique.

— Les dépôts glaciaires et paraglaciaires (moraines, fluvio-glaciaires, glacio-lacustres) qui permettent de situer des coupures climatiques au cours du temps dans l'espace géographique étudié.

L'étude du remplissage de l'aven de Vergranne (Doubs) a permis de caractériser la dynamique de mise en place des dépôts et les faunes abondantes de mammifères situent chronologiquement ce gisement dans une phase interstadiaire du Mindel final. La présence humaine est attestée par une canine d'enfant.

Les remplissages de porches d'Echenoz-la-Méline (Haute-Saône), Gigny-sur-Suran (Jura), Besançon-Casamène (Doubs) et Rurey (Doubs) présentent des séquences stratigraphiques importantes s'étalant chronologiquement du Riss au Würm final. Les indices climatiques d'ordre sédimentologique et les données chronostratigraphiques permettent de dresser un cadre cohérent des évènements climatiques au cours de cette période. La présence d'industrie lithique de la civilisation moustérienne témoigne de l'occupation de ces porches par les hommes préhistoriques au cours de certaines périodes.

L'abri sous roche de Rochedane (Doubs) a livré une séquence stratigraphique du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène avec faune et industrie humaine.

Une typologie des remplissages karstiques est proposée, mettant en évidence la dynamique de mise en place de ce type de dépôt à l'intérieur du karst fossile dans un cadre chronologique. Le problème de l'érosion des calcaires encaissants est mis en évidence dans ses rapports avec la genèse et la conservation de ces remplissages.

L'étude des dépôts glaciaires de la chaîne jurassienne a permis de mettre en évidence deux complexes morainiques :

— Le complexe des moraines externes est particulièrement bien représenté au débouché des vallées et des reculées qui entaillent la bordure occidentale tabulaire du massif jurassien. Classiquement attribués au complexe rissien, trois stades glaciaires ont été reconnus. Mis en place dans la zone centrale par une calotte glaciaire strictement jurassienne, le glaciaire alpin n'a transgressé la chaîne jurassienne que dans ses extrémités méridionale (cluse de Nantua) et septentrionale (cluse de Pontarlier).

— Le complexe des moraines internes est en retrait d'une vingtaine de kilomètres par rapport au précédent. Il est représenté par des faciès variés où dominent les moraines s.s. (de fond, d'ablation et sub-aquatiques) et les dépôts proglaciaires. Les langues glaciaires issues de la périphérie de la calotte s'écoulaient perpendiculairement aux combes synclinales et monoclinales et provoquaient des retenues lacustres proglaciaires progressivement comblées par les matériaux véhiculés par les eaux de fonte. Une paléogéographie du stade maximum et des cinq stades de retrait est proposée. Les données chronologiques permettent de situer ce stade glaciaire entre environ - 25.000 et - 15.000 B.P., c'est-à-dire au Würm récent. Il ne semble pas que le phénomène glaciaire ait affecté la chaîne jurassienne au cours du Würm ancien.

Cette étude régionale permet en conclusion :

- de définir les principales provinces sédimentaires du Quaternaire franc-comtois : domaines glaciaire, périglaciaire (couloirs alluviaux et interfluves karstiques),
- de proposer un bilan général et régional de la sédimentation et de l'érosion au Quaternaire,
- de soulever l'importance du rôle des phénomènes structuraux récents,
- de dresser un cadre chronologique et paléoclimatique local en relation avec les témoignages préhistoriques.

MOTS CLÉS

— Quaternaire continental
— Sédimentologie chronologie
— Paléoclimats
— Remplissages karstiques
— Sédiments glaciaires Franche-Comté
— France.

UNIVERSITÉ DE FRANCHE-COMTÉ BESANÇON — **FACULTÉ DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES**

Président : Monsieur le Professeur Jacques ROBERT

DOYEN
M. le Professeur Jean BULABOIS
Physique Générale-optique

ASSESSEURS
M. Le Professeur Bernard MILLET
Botanique
M. HEROLD Jean-Pierre, Maître-Assistant
Physiologie animale

PRÉSIDENTS HONORAIRES
MM. THIÉBAUT, LÉVÊQUE

DOYENS HONORAIRES
MM. GLANGEAUD, JACQUEMAIN, CHATELET, THIÉBAUT, BERNARD, GALATRY

PROFESSEURS HONORAIRES
MM. BENNETON, CHATELET, MESNAGE, PERROT, QUANTIN
REAL, THIRY, TRILLAT, TRONCHET,UEBERSFELD

PROFESSEURS

MM.	ALBIGNAC Roland	: Biologie anim. et Ecologie	
	BANTEGNIE Robert	: Mathématiques	
	BENILAN Philippe	: Mathématiques	
	BERNARD Jean	: Chimie Physique	
	BIDAULT Michel	: Taxonomie expérimentale	
	BROQUET Paul	: Géologie	
	BRUCKERT Sylvain	: Ecologie végétale	
	BULABOIS Jean	: Physique Gle Optique	
	CAPODANNO Pierre	: Mécanique théorique	
	CERUTTI Ernest	: Chimie appliquée	
	CHALEAT Raymond	: Mécanique appliquée	
	CHAMBAUDET Alain	: Chimie	
	CHARDON J-Claude	: Spectroscopie	
	CHAUVE Pierre	: Géologie minéralogie	
	COUGNARD Jean	: Mathématiques	
	DEVIN Claude	: Chimie 1er cycle	
	DOBREMEZ J-François	: Biologie	
	DUBOUCHET Jacques	: Physiologie végétale	
	GALATRY Louis	: Physique moléculaire	
	GAUDEMER Yves	: Biochimie	
	GIRARDET CLaude	: Physique Moléculaire	
	GOMOT Lucien	: Zoologie-Embryologie	
	GOUARNE René	: Mathématiques	
	GRAS Georges	: Mathématiques	
	GREMILLARD Jean	: Mathématiques	
	JOLICARD Georges	: Physique moléculaire	
	KARCHE J-Paul	: Pétrographie Minéralogie	
	LALLEMENT Gérard	: Mécanique appliquée	
	LAUDE Bernard	: Chimie organique	
	LESAINT Pierre	: Mathématiques I	
	LHOTE François	: Automatique	
	MERIGOUX Henri	: Cristallographie et Synthèses minérales	
	MIELLOU J-Claude	: Analyse numérique	
	MILLET Bernard	: Botanique	
	MONTAGNER Hubert	: Psychophysiologie	
	MOREELS Guy	: Astronomie	
	OLIVIER Marcel	: Electronique quantique	
	OYTANA Claude	: Mécanique appliquée	
	PAGETTI Jacques	: Corrosion et traitements de surface	
	PARIZET Jean	: Mathématiques	
	PLUVINAGE Philippe	: Physique théorique	
	POTIER Robert	: Physique des solides	
	RANGHEARD Yves	: Géologie	
	RIPPLINGER Jean	: Physiologie animale	
	ROBERT Daniel	: Physique	
	ROBERT Guy	: Electrochimie	
	ROBERT Jacques	: Mathématiques I	
	STRICKER Christophe	: Mathématiques	
	THEOBALD J-Gérard	: Spectroscopie hertzienne	
	THIEBAUT Jean	: Pétrogr. minéralogie	
	TREHEL Michel	: Informatique	
	VERNEAUX Jean	: Zoologie-Embryologie	
	VIENOT Jean-Charles	: Physique Gle Optique	
	VIGOUREUX J-Marie	: Physique	
	WEIL Michel	: Mathématiques	

Responsable des services administratifs : M. Jean-Marie RUNGE

Professeurs des Instituts Universitaires de Technologie dont les activités de Recherche sont rattachées à la Faculté des Sciences et des Techniques de Besançon

I.U.T. de BESANÇON

MM.	GENTYL Claude	: Spécialité : Physique
	MARTINET André	: Spécialité : Chimie
	SONZOGNO Robert	: Spécialité : Mécanique

I.U.T. de BELFORT

	KAUFFMANN J-Marie	: Spécialité : Electro-technique
	MANDRET Gérard	: Spécialité : Electronique
	OIKNINE Claude	: Spécialité : Mécanique
	PRENEL Jean-Pierre	: Spécialité : Physique
	STAMON Georges	: Spécialité : Informatique

A la mémoire de mes Amis

Laurent BICHET

et Michel POCHON

A V A N T - P R O P O S

Pour entreprendre et mener à bien un travail aussi long et soutenu qu'une Thèse d'Etat, il faut une solide motivation. Pour ma part, deux sentiments ont joué ce rôle : d'une part, un attachement profond à la région qui m'a vu naître et où j'ai mes racines et d'autre part, un désir passionné de mieux connaître l'histoire ancienne de l'Humanité dans son environnement naturel.

Mais la motivation individuelle, aussi forte soit-elle, ne peut, à elle seule, suffire à la réalisation d'un travail de recherches. Je voudrais remercier ici toutes les personnes qui ont contribué, de façon directe ou indirecte, à son élaboration.

C'est sur des chantiers de fouilles préhistoriques qu'est né mon goût pour la recherche, en Franche-Comté d'abord, puis en Israël, dans le site moustérien du Djebel Quafzeh. La compétence et la foi communicative de P. BICHET, P. PETREQUIN et B. VANDERMEERSCH sont à l'origine de mon orientation de recherche, et mes premières observations sur le Quaternaire jurassien datent des années 1967, alors que je terminais mes études supérieures. Dès le printemps 1969, je pus prendre la responsabilité de chantiers de fouilles dans la région, grâce à la confiance et au soutien permanent de Monsieur le Professeur J.P. MILLOTTE, Directeur des Antiquités Préhistoriques de Franche-Comté.

C'est en octobre 1972 que Monsieur le Professeur N. THEOBALD me proposa un poste d'Assistant au Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie de l'Université de Besançon, et c'est véritablement depuis cette date que mon travail de recherche a débuté.

A partir de 1974, Monsieur J. CHALINE, Maître de Recherche au C.N.R.S., accepte de diriger ma Thèse. Je lui sais gré, outre les précieux conseils de tous ordres qu'il n'a cessé de me prodiguer, de m'avoir ouvert sur l'extérieur et mis en contact avec de nombreux spécialistes français et étrangers pour le plus grand bénéfice de mes propres recherches.

Monsieur le Professeur L. COUREL de l'Université de Dijon m'a initié à la sédimentologie des dépôts détritiques et je lui sais gré d'avoir accepté de relire une grande partie de mon travail.

Le Docteur C. SCHLÜCHTER de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich m'a permis, grâce au Symposium International qu'il organisa en septembre 1978, de prendre contact avec les plus éminents spécialistes des formations glaciaires. C'est lui, lors des quelques jours qu'il a passés sur mon terrain de Thèse, qui m'a réellement initié à la connaissance de ces dépôts et de leurs faciès.

Depuis le début de mes travaux, j'ai eu de fréquents et fructueux contacts avec Monsieur J. COMBIER, Maître de Recherche au C.N.R.S. Il m'a fait profiter de sa grande expérience de Géologue appliquée aux problèmes de la Préhistoire et son appui sans faille a constitué pour moi un encouragement constant.

A Besançon, j'ai bénéficié du soutien chaleureux de Monsieur le Président J. THIEBAUT et de Monsieur le Professeur P. CHAUVE. Malgré leurs lourdes charges scientifiques et administratives, ils n'ont jamais manqué de m'aider de façon désintéressée, lorsque des difficultés diverses se présentaient. Depuis quelques années, le Centre Universitaire d'Etudes Régionales et son Directeur, Monsieur le Professeur M. BIDAULT, ont efficacement soutenu l'approche pluridisciplinaire de l'étude des sédiments lacustres postglaciaires que nous avons entreprise.

Le Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie auquel j'appartiens a participé, malgré la diminution régulière de ses crédits depuis une dizaine d'années, aux frais de fonctionnement des chantiers de fouilles et à quelques-uns de mes déplacements. J'espère ne pas avoir été, pour son Directeur actuel, le Professeur Y. RANGHEARD, et mes camarades J. BLAISON, D. CONTINI et P. ROSENTHAL, un collègue trop exigeant.

La fouille des remplissages karstiques est une entreprise collective et je dois beaucoup aux nombreuses personnes, étudiants et amateurs, qui y ont participé, souvent dans des conditions difficiles et parfois dangereuses. Parmi celles-ci, je tiens particulièrement à remercier S. ANDRE, B. BERTHOUT, A. CACARD, S. DAVID, P. DUCOMMUN, C. JACQUOT, A.M. JEANNOUTOT, P. MARCHEVET, R. MATAILLET, F. MATHIAN-MATAILLET, J.P. PARISOT, R. PERFETTI, J.F. PININGRE, A. PHARISAT, A. RATON, J. SCHALLER et M. VUILLEMEY.

Je tiens également à remercier les responsables des chantiers de fouilles qui m'ont permis d'étudier leur site, en m'apportant généreusement tous les renseignements nécessaires à la prise en compte des données relatives à chaque gisement : M. VUILLEMEY pour la Baume de Gigny, P. PETREQUIN pour la Grotte de Casamène, A. THEVENIN pour l'Abri de Rochedane et J.F. PININGRE pour la Grotte de la Piquette à Rurey.

J'ai une dette de reconnaissance envers tous les paléontologistes qui ont bien voulu examiner les nombreuses pièces ostéologiques issues des gisements fouillés et m'en communiquer les résultats : M.F. BONIFAY (C.N.R.S. Marseille), L. CHAIX (Université Genève), J. CHALINE (C.N.R.S. Dijon), F. DELPECH (C.N.R.S. Bordeaux), M. GIRARD (C.N.R.S. Valbonne), C. GUERIN (Université Lyon), J. HEIM (Université Louvain), E. HEINTZ (C.N.R.S. Paris), C. MOURER (C.N.R.S. Lyon), F. PRAT (Université Bordeaux), J.J. PUISSEGUR (C.N.R.S. Dijon), B. VANDERMEERSCH (Université Paris).

C'est H. LAVILLE, Maître de Recherches au C.N.R.S. qui m'initia, en 1973 dans le Laboratoire du Professeur F. BORDES à Bordeaux, à l'étude sédimentologique des remplissages karstiques. Nos nombreuses discussions sur le terrain ou lors de nos rencontres dans divers Congrès, ont sans cesse enrichi ma réflexion sur cette spécialité dont il est devenu l'un des Maîtres.

Les contacts sur le terrain ont été pour moi un enrichissement perpétuel et m'ont largement aidé à mieux aborder les problèmes que mes propres observations soulevaient. J'ai eu le plaisir de guider sur mon terrain de nombreux spécialistes parmi lesquels Monsieur le Professeur D. AUBERT qui m'a fait bénéficier de sa grande connaissance de la chaîne jurassienne sous tous ses aspects, Monsieur le Professeur G.SERET

de l'Université de Louvain qui m'a fait profiter de sa parfaite maitrise du phénomène glaciaire actuel et passé. Inversement, j'ai tiré un grand profit personnel des nombreuses excursions et visites de chantiers de fouilles que j'ai eu l'occasion de faire lors des Congrès de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire ou de diverses rencontres scientifiques. Je tiens particulièrement à remercier E. BONIFAY, J. CLOTTES, R. DESBROSSE, J.P. LAUTRIDOU, H. de LUMLEY, J. Ph. RIGAUD, J. SOMME, A. THEVENIN, J.J. TIERCELIN.

Depuis quelques années, j'ai eu le plaisir et la chance d'être coopté par le groupe des " Amis du Quaternaire Lemanique ", animé essentiellement par des spécialistes du Bassin du Rhône et plus particulièrement de la zone suisse. Au cours de nombreuses sorties sur le terrain, dans une ambiance toujours sympathique et enrichissante, j'ai beaucoup appris de tous, et en particulier de ses principaux animateurs : M. BURRI, P. OLIVE, A. PARRIAUX et J. WINISTÖRFER.

Malgré la spécificité de mon thème de recherche à Besançon, de nombreux collègues et amis m'ont apporté leur soutien et leur aide. Je tiens particulièrement à remercier P. BROQUET pour m'avoir fait participer avec profit à l'encadrement de Thèses de 3ème Cycle placées sous sa direction, D. CONTINI pour le dialogue scientifique permanent que nous avons entretenu, J.P. METTETAL pour la communication des nombreuses coupes de sondages lors de recherches d'eau et M. ROSSY pour l'aide qu'il m'a apportée lors des déterminations pétrographiques des blocs erratiques alpins.

La réalisation pratique de ce mémoire n'a été possible que grâce à la compétence de J. MALAVAUX pour la dactylographie, S. ANDRE pour les dessins et de l'équipe de l'Imprimerie de la Faculté des Sciences sous la responsabilité de P. LIEVREMONT.

Je tiens enfin à remercier les nombreux étudiants en géologie que j'ai eu à former en partie. Leur curiosité, leurs remarques ou même leurs critiques ont été pour moi un réel stimulant.

T A B L E D E S M A T I E R E S

Avant-propos

INTRODUCTION 1

I. Motivation et orientation du présent travail 3

II. Le contexte naturel franc-comtois 5
Cadre géologique 5
Cadre topographique 7
Cadre climatique 9

PREMIERE PARTIE : LES REMPLISSAGES KARSTIQUES 11

CHAPITRE I : Historique des recherches en Franche-Comté. 13

I. Les recherches anciennes dans les grottes à ossements 15

II. Les recherches préhistoriques dans les remplissages karstiques 21

CHAPITRE II : Méthodologie. Choix et étude critique 31

I. Généralités 33

II. Les études de terrain 34
- Le contexte géologique 34
- Le contexte morphologique 37
- La fouille des remplissages 40
- Etude descriptive des coupes stratigraphiques et échantillonnage 42

III. Les études de laboratoire 43
- La granulométrie globale 43
- Etude des fractions grossières 44
- Etude des fractions moyennes 50
- Etude des fractions fines 50

CHAPITRE III : Un remplissage d'aven : le gisement de Vergranne 55

I. Le site 57

II. Le remplissage 60

III. Etude sédimentologique 65

IV. La faune de Vergranne 71

V. La dent humaine 83
VI. Synthèse chronologique et phénoménologique 84

CHAPITRE IV : Les remplissages de porches de grottes 89
La Grotte de la Baume à Echenoz-la-Méline 91
Historique des recherches 93
I. La grotte de la Baume 94
II. La fouille du Grand Clocher 96
III. Les fouilles du porche et le sondage de la Grange 100
IV. Etude sédimentologique 109
V. La faune 124
VI. L'industrie lithique 129
VII. Conclusions 145

La Baume de Gigny 151
Historique des recherches 153
I. Le site 153
II. Stratigraphie : étude descriptive du remplissage. 155
III. Etude sédimentologique 167
IV. La faune de Gigny 193
V. L'industrie lithique 201
VI. Conclusions 204

La Grotte de Casamène - Besançon 211
Historique des recherches 213
I. Le contexte géologique 214
II. La stratigraphie : étude descriptive du remplissage 215
III. Etude sédimentologique 217
IV. La faune 220
V. L'industrie lithique 221
VI. Conclusions 221

La Grotte de la Piquette à Rurey 231
Historique des recherches 233
I. Le gisement dans son contexte géologique 233
II. La stratigraphie : étude descriptive du remplissage 234
III. Etude sédimentologique 238
IV. La faune 240
V. L'industrie lithique 241
VI. Conclusions 242

CHAPITRE V : Un remplissage d'abri sous roche : Le gisement de Rochedane 247

Historique des recherches 249

I. Le gisement dans son contexte géologique 249

II. La stratigraphie : étude descriptive du remplissage 253

III. Etude sédimentologique 256

IV. La faune et la flore 262

V. Les industries lithiques 266

VI. Conclusions 269

CHAPITRE VI : Conclusions sur l'étude des remplissages karstiques de Franche-Comté 273

I. Typologie des remplissages 275

II. Dynamique de la sédimentation en milieu karstique 278

III. Chronologie des remplissages karstiques franc-comtois 281

IV. L'occupation des porches de grottes par l'homme préhistorique 283

DEUXIEME PARTIE : LES FORMATIONS GLACIAIRES 285

CHAPITRE VII : Historique et apport des recherches antérieures 287

I. Le problème des blocs erratiques allochtones 290

II. L'hypothèse de l'héritage alpin par les glaciers de vallées 294

III. L'hypothèse des glaciers d'origine locale 297

CHAPITRE VIII : Méthodologie - Choix et étude critique .. 303

I. Choix de l'espace géographique 305

II. Choix des investigations de terrain 306

III. Choix des analyses sédimentologiques 308

CHAPITRE IX : Le complexe des moraines externes 313

I. Répartition géographique et analyse lithologique. 315

II. Le problème des blocs erratiques alpins 349

III. Conclusions : L'avant-dernière glaciation : caractéristiques, extension et chronologie 355

CHAPITRE X : Le complexe des moraines internes 361

Introduction 363

I. Les dépôts glaciaires et associés du rebord occidental de la chaîne jurassienne 363

- La combe d'Ain et les vallées affluentes 363
- La zone septentrionale : plateau de Nozeroy et dépression de Frasne-Pontarlier 387
- La zone méridionale : région d'Orgelet-Arinthod-Nantua 406

II. Les grandes unités lithologiques 415
- Introduction 415
- Les dépôts glaciaires s.s. : Les moraines ... 416
. Moraines de fond 416
. Moraines d'ablation 427
. Moraines sub-aquatiques 433
- Les dépôts proglaciaires 440
. Les deltas grossiers de marges lacustres 441
. Les dépôts de fond : formations silto-argileuses à varves 460
- Un modelé sédimentaire : la marge glacio-lacustre 476

III. Conclusion : caractéristiques de l'extension glaciaire responsable du dépôt du complexe des moraines internes 479
- Le stade d'avancée maximum : reconstitution paléogéographique 479
- Les phases de retrait 488
- Données chronologiques 497

CHAPITRE XI : Rôle morphologique des glaciations dans la chaîne jurassienne 499

I. Observations ponctuelles au niveau de l'affleurement 502

II. Observation à l'échelle d'une reculée 503

III. Observation à l'échelle de la chaîne jurassienne 507

CONCLUSIONS GENERALES 511

I. Les principales provinces sédimentaires du Quaternaire franc-comtois 515

II. Le bilan général sédimentation-érosion en Franche-Comté au Quaternaire 517

III. Importance et rôle des phénomènes structuraux..

IV. Les apports du Quaternaire franc-comtois dans le domaine de la chronologie climatique 520

V. Implications sur les problèmes relatifs à la préhistoire 527

BIBLIOGRPAHIE 529

LISTE DES FIGURES 547

PLANCHES-PHOTOS 559

INTRODUCTION

I. - MOTIVATION ET ORIENTATION DU PRESENT TRAVAIL

La Franche-Comté, et plus particulièrement la chaîne jurassienne, est reconnue depuis longtemps comme une entité géologique particulière très attrayante et intéressante : les séries calcaires et marno-calcaires qui constituent l'essentiel de son substrat mésozoïque sont devenues des classiques de la géologie stratigraphique, sa structure et sa morphologie originales ont donné lieu à des études nombreuses ayant permis la définition d'un " style jurassien " reconnu et très largement admis parmi les types morpho-structuraux.

Cette originalité fondamentale a capté l'essentiel des études géologiques entreprises sur cette région et dans l'esprit de nombreux spécialistes des Sciences de la Terre, l'histoire géologique de la chaîne jurassienne et de ses abords, s'arrête à l'ère tertiaire : après une période de sédimentation marine prédominante au cours de l'ère secondaire, plusieurs phases tectoniques, plus ou moins liées à l'orogénèse alpine, ont donné à cette région sa structure et sa morphologie actuelles, puisqu'un certain nombre de surfaces d'érosion attribuées à l'ère tertiaire ont été reconnues et généralisées à l'ensemble de la chaîne.

La présence de dépôts morainiques avait permis d'introduire une interférence glaciaire dans l'évolution morpho-sédimentaire récente, mais l'ère quaternaire n'a eu, aux yeux de la plupart des géologues, qu'une part minime dans le façonnement et l'élaboration des paysages jurassiens tels qu'on peut les contempler aujourd'hui. On a pu parler ainsi de relief " immunisé " depuis l'ère tertiaire, traduisant ainsi une fossilisation des formes et une absence de phénomènes érosifs et sédimentaires au cours du Quaternaire. A vrai dire, le désir d'infirmer cette position outrancière n'a pas constitué notre motivation première, mais l'idée inverse, faisant du relief jurassien actuel un relief *jeune* en cours d'élaboration active, les effets érosifs récents ayant gommé les héritages anciens, s'est imposée petit à petit à nous au fur et à mesure qu'avançait notre travail.

C'est par le biais de la Préhistoire que je me suis intéressé aux formations quaternaires franc-comtoises. Ma participation à des chantiers de fouilles et ma formation naturaliste m'amenèrent progressivement à collaborer avec les Préhistoriens pour l'étude des sédiments et des faunes de Mammifères présents dans les sites fouillés. Très rapidement, les études bibliographiques sur le Quaternaire local me montrèrent les immenses lacunes dans la connaissance de cette discipline " marginale " où se rencontrent, sans toujours bien se comprendre, Sédimentologues, Paléontologues, Pédologues, Géographes et Préhistoriens. Sur les conseils de N. THEOBALD, je m'orientai au départ sur l'étude des faunes de Mammifères présentes dans les collections du Laboratoire de Géologie Historique et issues des fouilles locales ; mais très rapidement, j'eus conscience de l'étroitesse de cette approche pour aborder l'histoire quaternaire de la Franche-Comté et, de plus, je constatai que chaque groupe paléontologique était déjà étudié ou en cours de révision de la part de nombreux paléontologues français ou étrangers. C'est ainsi que, peu à peu, je conçu d'aborder ce travail sous un aspect plus large, par l'étude des formations quater-

naires dans un cadre régional en vue d'une reconstitution historique globale de l'ère quaternaire en Franche-Comté. Je fus vivement encouragé à cette démarche par J. CHALINE dès les années 1970-1971.

Sous cet aspect, la région concernée se révéla très vite intéressante par diverses particularités :

- La grande variété des types d'environnements de la haute chaîne à l'Est, à la plaine bressane à l'Ouest, permet une différenciation sensible des types de dépôts en fonction des conditions climatiques générales.

- La présence de dépôts glaciaires abondants et variés rend possible un raccord chronologique constant avec les extensions glaciaires. En effet, beaucoup de chronologies locales sont établies sur des dépôts non glaciaires, tout en se référant aux chronologies glaciaires classiques.

- La Franche-Comté est une zone-clef entre les deux grands pôles de la chronologie glaciaire : l'Europe du Nord (Belgique, Allemagne, Scandinavie, Nord de la France) où est utilisée la chronologie dite nordique et l'Europe du Sud où est utilisée la chronologie alpine. Situées aux confins de ces deux zones d'influence, les formations quaternaires franc-comtoises pouvaient résoudre quelques causes d'incompréhension entre les deux conceptions.

- Le substrat essentiellement calcaire de cette région a permis l'établissement de karsts importants qui ont piégé de nombreux remplissages fossilifères.

Au départ, le projet envisagé prenait en compte toutes les formations quaternaires :

. formations plio-pléistocènes du complexe bressan
. formations fluviatiles des fleuves du glacis vosgien (Saône-Ognon) et jurassien (Doubs-Loue-Ain)
. formations glaciaires et associées de la chaîne jurassienne
. remplissages karstiques (porches, abris sous roche, avens) mis à jour dans les carrières ou étudiés au cours de fouilles systématiques.

La quête d'informations enregistrées au cours des premières années (1970 à 1975) nous amena à relever plus de 700 coupes stratigraphiques avec échantillonnages et tamisages systématiques. Malgré un investissement important en temps et en moyens, consacré aux formations bressanes et aux terrasses fluviatiles du glacis vosgien (réalisé en collaboration avec le groupe " Bresse " animé par le B.R.G.M. et grâce à l'aide de son support matériel) concrétisé par le lever de cartes géologiques au 1/50.000 (Gray et Pesmes), celles-ci s'avérèrent peu favorables à la réalisation du thème chronologique et paléoclimatique que nous nous étions fixé.

A partir de 1976, je me suis consacré à deux types de dépôts, très différents par leur nature et leurs enseignements :

- Les remplissages karstiques : c'est le type du dépôt " ponctuel ", géographiquement et chronologiquement, mais par contre riche en faune, flore et " indices climatiques " donnant un éclairage intense, mais court, de l'environnement physique et biologique. C'est ainsi que nous avons poursuivi une étude prospective des remplissages karstiques de la région et que les plus intéressants ont fait l'objet de fouilles systématiques, selon les techniques précises utilisées dans les chantiers de fouilles archéologiques (grotte de la Baume à Echenoz-la-Méline, grotte du Diable à Prétin, grotte des Romains à Baume-les-Messieurs, aven de Vergranne). Parallèlement, les responsables des fouilles en cours m'ont confié l'étude sédimentologique de leur gisement : Baume de Gigny/s/Suran (fouilles M. VUILLEMEY), abri sous roche de Rochedane à Pont de Roide (fouilles A. THEVENIN).

- Les dépôts glaciaires et les dépôts associés (moraines, dépôts fluvio-glaciaires, glacio-lacustres, péri-glaciaires) : c'est le type du dépôt de vaste extension géographique permettant des raccords faciologiques sur de longues distances, mais par contre dépourvu de témoins paléontologiques.

Mon constant souci fut de marier les données chronologiques et paléoclimatiques fournies par les deux types d'approches adaptées à ces deux types de formations.

II. - LE CONTEXTE NATUREL FRANC-COMTOIS

1) Cadre géologique (Fig. 1)

La Franche-Comté comporte un ensemble de zones géologiques variées dont les critères distinctifs majeurs sont d'ordre lithologiques et structuraux. On peut schématiquement distinguer quatre types de supports géologiques selon ces critères :

- Les zones dominées par le socle cristallin et paléozoïque (Massifs vosgiens et de la Serre)
- La chaîne jurassienne proprement dite dessinant un croissant caractéristique à convexité nord-occidentale
- L'avant-pays jurassien constitué par des zones de plateaux plus ou moins perturbées tectoniquement
- Les fossés d'effondrement essentiellement tertiaire (partie orientale de la Bresse et zone méridionale du Fossé rhénan).

* Les zones cristallines sont surtout représentées par la retombée méridionale du massif vosgien et le horst de la Serre, petite émergence du Seuil morvano-vosgien. Sur les roches cristallines s.l. reposent en discordance des roches sédimentaires du Paléozoïque (Dévono-Dinantien et Houiller du Bassin de Ronchamp).

* La chaîne jurassienne occupe toute la zone orientale de la Franche-Comté et déborde largement sur les régions voisines (Sud de l'Alsace, Suisse et Bugey au Sud). Elle comporte sur le plan structural des zones très tectonisées constituant les faisceaux et des zones globalement tabulaires constituant les plateaux. Le rebord occidental de la chaîne est marqué par des structures plissées souvent chevauchantes sur l'avant-pays, d'orientation générale Nord-Sud au niveau du Faisceau Lédonien au Sud, puis s'infléchissant légèrement vers le Nord-Est au niveau du Faisceau Bisontin, pour prendre une direction franchement Est-Ouest avec l'anticlinal du Lomont au Nord. C'est cette structure qui donne à la chaîne jurassienne son allure générale en croissant.

La bordure orientale de la Franche-Comté est marquée par les faisceaux de la Haute-Chaîne, suite de structures anticlinales et synclinales localement chevauchantes, d'orientation générale SW-NE, recoupées par endroits par des décrochements méridiens (décrochements de Morez et de Pontarlier).

Entre ces deux zones structuralement complexes, s'étend la zone des plateaux dont l'altitude s'élève progressivement ou par paliers d'Ouest en Est. Le Faisceau Salinois recoupe en diagonale ces plateaux vers le centre de la chaîne, délimitant deux systèmes de plateaux : l'un méridional (Plateau Lédonien, Plateau de Champagnole, Plateau de Levier), l'autre septentrional (Plateau de Saône, Plateau d'Ornans). Dans chacun de ces systèmes tabulaires, chaque plateau est en général séparé

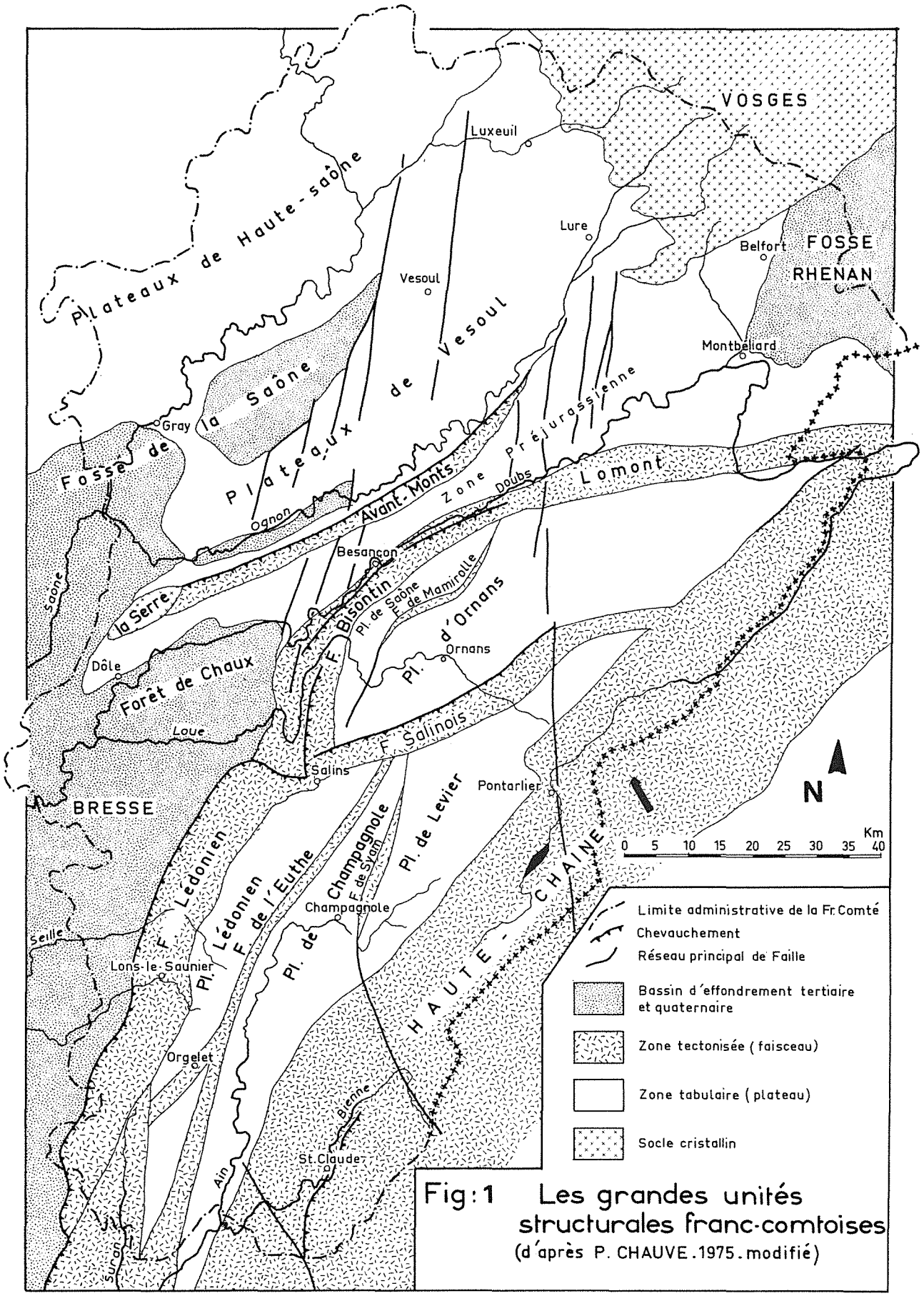


Fig:1 Les grandes unités structurales franc-comtoises
(d'après P. CHAUVE. 1975. modifié)

de son voisin par un accident de type " pincée " (pincée de l'Euthe), petit faisceau complexe (faisceau d'Orgelet, faisceau de Syam) ou faille chevauchante (faille de Mamirolle).

* L'avant-pays jurassien occupe le Nord de la Franche-Comté entre la chaîne jurassienne proprement dite, le Massif vosgien et les fossés bressan et alsacien. Il est constitué essentiellement par des plateaux calcaires faillés. Seule, la zone des Avant-Monts présente une structure anticlinale, chevauchant la dépression synclinale de l'Ognon. Trois grandes zones globalement tabulaires peuvent être distinguées : les plateaux de Haute-Saône limités au Sud par le fossé subsident de la Saône, les plateaux de Vesoul qui se raccordent vers le Nord avec les précédents et la zone préjurassienne entre les cours du Doubs et de l'Ognon. Cet ensemble tabulaire calcaire se poursuit au Nord par la dépression périvosgienne.

* Les fossés d'effondrement, d'âges tertiaire et quaternaire, sont présents en Franche-Comté par la zone S du Fossé rhénan et la marge orientale de la Bresse où affleurent les formations plio-villafranchiennes dont le type principal est représenté par les cailloutis de la Forêt de Chaux.

2) Cadre topographique

Il présente une grande importance pour la compréhension des dépôts quaternaires et la Franche-Comté est caractérisée par une très grande variété topographique. Celle-ci apparaît schématiquement en isolant les zones comprises entre les courbes de niveau d'équidistance 200 m (Fig. 2).

Toute la zone préjurassienne, comprise entre la chaîne jurassienne et le massif vosgien, est située en dessous de la cote 400 m, excepté les quelques reliefs des collines préjurassiennes et des avant-monts situés principalement entre les cours du Doubs et de l'Ognon. Cette zone constitue morphologiquement les glacis vosgiens et jurassiens parcourus par les principaux cours d'eau qui convergent tous vers le Sud ou le Sud-Ouest en direction de la Basse Saône ou du Rhône.

La retombée méridionale des Vosges (Vosges franc-comtoises) ne représente qu'une petite partie du massif, et est dominée par le Ballon d'Alsace qui culmine à 1250 m. C'est la crête de l'interfluve Moselle-Ognon qui marque la limite entre les Vosges saônoises et les Vosges du versant lorrain. Des vallées assez encaissées (Ognon - Combeauté - Breuchin) entaillent profondément ce massif.

La chaîne jurassienne s.l. couvre plus de la moitié de la Franche-Comté. D'orientation globale SW-NE, elle culmine par le chaînon oriental dont les sommets dépassent tous 1600 m. Ce sont du Nord-Est au Sud-Ouest : le Chasseral (1607 m), le Chasseron (1607 m), le Mont Tendre (1680 m), La Dole (1678 m) et les Monts Jura proprement dits : Colomby de Gex (1689 m), Crêt de la neige (1718 m), Reculet (1717 m), Grand Crêt d'eau (1621 m). On peut constater que la zone méridionale de ce chaînon oriental (des Monts Jura au Mont Tendre) *constitue la barrière la plus continue entre la plaine suisse et le versant occidental*, puisque l'altitude des cols de cette zone n'est pas inférieure à 1200 m : col de la Faucille (1320 m), col de la Givrine (1229 m), col de Marchairuz (1447 m). Plus au Nord, les massifs élevés sont plus échelonnés et laissent entre eux de vastes zones déprimées d'altitude toujours inférieure à 1200 m : col de Jougne (1010 m), col de Sainte-Croix (1152 m), Val de Travers (936 m). Cette disposition aura des répercussions importantes sur les relations entre les glaciers alpins et jurassiens : la zone sud ne sera jamais recouverte par le glacier alpin, tandis que la zone nord sera beaucoup plus perméable.

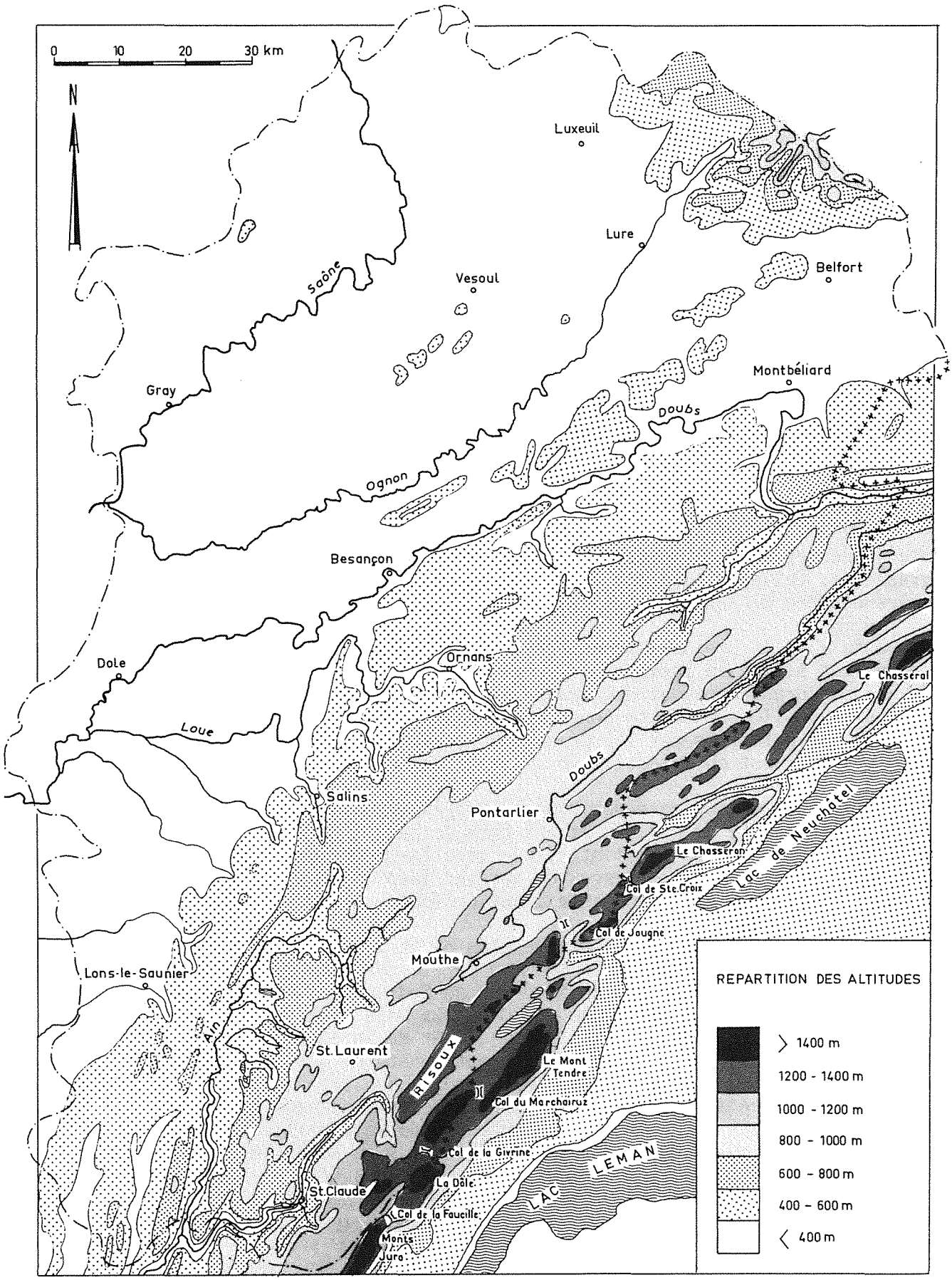


Fig.2 Les grands traits de la topographie Franc-comtoise

Le versant oriental de la chaîne est en pente raide puisqu'on passe en quelques kilomètres des sommets à la plaine suisse aux environs de la cote 600 m. Par contre, le versant occidental est beaucoup plus progressif : deux ou trois chaînons parallèles, selon les zones, d'altitude comprise entre 1000 et 1400 m, séparent de longues dépressions synclinales mal drainées, favorables à la rétention de précipitations neigeuses au cours des périodes froides. En effet, aucune vallée ne pénètre profondément dans la chaîne jurassienne perpendiculairement à son grand axe. Les seuls couloirs évacuateurs profonds sont parallèles aux reliefs jurassiens. Ce sont essentiellement la vallée du Doubs qui s'échappe vers le Nord et les vallées de la Brenne et de la Valserine qui s'échappent vers le Sud. La chaîne jurassienne apparaît donc comme un massif mal drainé ; cette caractéristique est peu évidente actuellement où les circulations karstiques jouent un rôle prépondérant,mais elle influait pleinement en environnement froid lorsque le sol gelé rendait le sous-sol imperméable.

La bordure occidentale s'abaisse progressivement jusqu'à l'avant-pays jurassien et est échancrée localement par des vallées perpendiculaires à la chaîne se raccordant aux cours fluviatiles de l'Ain au Sud, de la Loue au centre et du Doubs au Nord.

3) Cadre climatique

Nous prendrons, pour définir ce cadre, les deux éléments climatiques les plus importants, à savoir la température et les précipitations.

La Franche-Comté est caractérisée actuellement par un climat de type continental avec des écarts de températures très grands entre l'hiver et l'été, mais par contre avec une pluviosité abondante, globalement supérieure à la moyenne nationale, répartie à peu près régulièrement sur toute l'année, avec un léger maximum au printemps et en automne.

Les températures des mois extrêmes (juillet et janvier) sont particulièrement explicites. En janvier, deux ensembles thermiques séparés par l'isotherme de 0° sont très nets : les massifs jurassiens et vosgiens ont une moyenne inférieure à 0°, celle-ci pouvant atteindre -3° à -4° sur les hauts sommets, tandis que l'avant-pays jurassien et vosgien a une moyenne supérieure à 0°, pouvant atteindre +2° à +3° dans les zones orientales (plaine de la Saône aux environs de Gray) et méridionales (Revermont et Bresse Louhannaise). Les températures extrêmes atteignent fréquemment -30° dans les régions de Mouthe et de St-Laurent qui se situent dans des dépressions ou sur des plateaux au voisinage de 1000 m d'altitude.

Les températures moyennes de juillet font également apparaître le paramètre altitudinal et l'isotherme 17° sépare les massifs montagneux des plaines et des plateaux les plus bas. Les écarts de températures entre zones hautes et zones basses sont légèrement plus accentués que pour le mois de janvier (gradient thermique voisin de 0,54° pour juillet et de 0,45° pour janvier).

Les précipitations sont particulièrement abondantes en Franche-Comté et réparties à peu près également sur les divers mois de l'année, ce qui conditionne son importante couverture forestière. Elles s'échelonnent entre les valeurs moyennes de 630 mm à Pesmes, c'est-à-dire aux environs de la zone de confluence Ognon - Saône, à plus de 2000 mm dans la Haute Chaîne jurassienne et au Ballon d'Alsace. Le relief apparaît, là encore, comme le principal responsable de ces variations et le gradient pluviométrique est de 170 mm pour 100 mètres d'élévation. La zone préjurassienne (basses plaines de la Saône et de l'Ognon, basse plaine du Doubs) est relativement peu arrosée avec moins de 800 mm d'eau. Les valeurs moyennes (entre 800 et 1100 mm) se rencontrent dans tous les bas plateaux (plateaux de Haute-Saône, de Vesoul).

L'isohyète 1100 mm marque assez fidèlement la limite entre les régions basses et les chaînes jurassienne et vosgienne. La Haute Chaîne jurassienne et les sommets des Vosges saônoises sont de véritables châteaux d'eau puisque les précipitations y dépassent souvent 2000 mm par an. L'abondance de ces précipitations au cours des périodes froides de la glaciation würmienne a certainement provoqué la naissance et le développement d'une calotte glaciaire locale, la mauvaise ouverture des vallées et les dépressions fermées s'opposant à l'évacuation des eaux de fonte au cours de l'été.

Actuellement, l'essentiel des précipitations d'hiver se fait sous forme de neige en plus de 60 jours sur la Haute Chaîne (pour 180 jours de précipitations sur toute l'année) et le total des précipitations neigeuses (exprimé en mm d'eau), représente plus du tiers du total des précipitations. Rappelons qu'au dessus de 1000 m d'altitude, les précipitations neigeuses peuvent s'étaler de la fin septembre à la fin juin. Seuls les trois mois d'été ne sont pas concernés par ce genre de précipitation.

Ainsi, avec actuellement plus de 100 jours de gelée par an, 2000 mm de précipitations dont le tiers de neige, la Haute Chaîne franc-comtoise et le rebord méridional des Vosges apparaissent comme des zones propices à l'installation d'un glacier permanent dans un environnement extrême, comme celui qui régnait sur l'Est de la France au cours de la période würmienne.

PREMIERE PARTIE

LES REMPLISSAGES KARSTIQUES

CHAPITRE I

HISTORIQUE DES RECHERCHES EN FRANCHE-COMTÉ

Pays à substratum essentiellement calcaire, la Franche-Comté présente de nombreuses cavités karstiques. Reconnues très tôt par les précurseurs de la spéléologie (parmi lesquels E. FOURNIER), elles furent précocement étudiées et inventoriées (E. FOURNIER 1919, 1926, 1928, 1932). La grande activité des groupes spéléologiques locaux fait progresser la reconnaissance des réseaux karstiques tous les ans.

Les remplissages karstiques ont, par contre, peu bénéficié de cette extraordinaire activité des spéléologues, ceux-ci étant essentiellement animés par le désir de reconnaissance de l'extension des réseaux. Trois mobiles principaux ont, en Franche-Comté comme ailleurs, motivé l'étude des remplissages karstiques. Ce sont, chronologiquement, l'exploitation de matières fertilisantes (phosphates et guano), la recherche des ossements fossiles et enfin les fouilles préhistoriques. Le premier de ces trois mobiles eût relativement peu de conséquences destructrices sur les remplissages, l'exploitation se limitant souvent aux excréments superficiels de chauves-souris (Baume de Gigny, Chaux-les-Port). Par contre, la recherche systématique d'ossements " antédiluviens " pratiquée couramment par les notables locaux au cours du XIX^{e} siècle, détruisit bon nombre de remplissages franc-comtois, et en particulier la plupart des grottes à ours (Osselle, Echenoz, Gondenans-les-Moulins).

I. - LES RECHERCHES ANCIENNES DANS LES GROTTES A OSSEMENTS

Outre les remplissages dont nous avons repris l'étude, deux gisements ont fourni des faunes abondantes et ont donné lieu à de nombreuses fouilles anciennes. Il s'agit des grottes de Fouvent-le-Bas en Haute-Saône et de Baume-les-Messieurs dans le Jura (Grotte des Romains).

A) Grotte de Fouvent-le-Bas (x = 850,40 y = 299,78 z = 227 m env.)

D'après THIRRIA (1833), il existait en fait trois grottes sur le territoire de Fouvent-le-Bas : deux d'entre elles ne sont pas fossilifères (Grotte de Sainte Agathe et Grotte de Saint Martin) ; seule la troisième a fourni, dès 1800, une riche faune de mammifères.

D'après la description qu'en fait THIRRIA, il s'agit d'une poche de 5 m de largeur, 5,25 m de longueur et de 2,5 m de hauteur, entièrement comblée d'un remplissage découvert lors du creusement d'une cave en 1800. De nombreux ossements furent mis à jour à cette occasion, et par la suite, plusieurs campagnes de fouilles eurent lieu jusqu'à son épuisement : fouilles THIRRIA en 1827, fouilles DUBOIS en 1842 (au profit du Musée de Gray), fouilles NODOT en 1858 (au profit du Musée de Dijon). Les dernières fouilles ont été probablement celles de BOUILLEROT en 1881.

Une description sommaire du remplissage est donnée dans THIRRIA (1833, p. 245). Il s'agit d'un dépôt non stratifié formé d'un mélange de " marne jaunâtre peu abon-

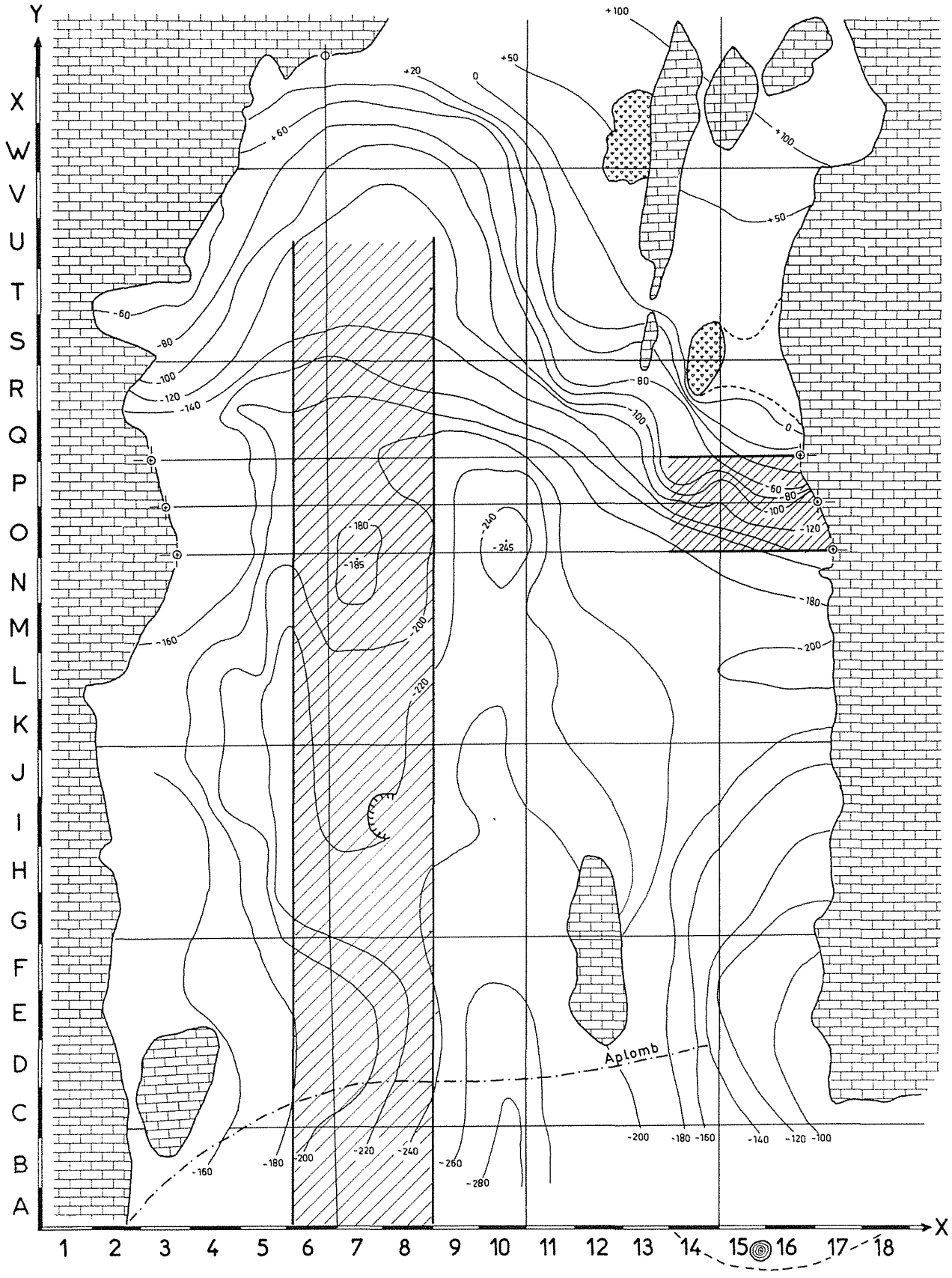


Fig.3 GROTTE des ROMAINS : Topographie et situation des fouilles

dante, constituant probablement la matrice argileuse d'un grand nombre de morceaux anguleux, gros au plus comme le poing, de calcaire compact ... et de quelques cailles ". Seule variation faciologique observée : " une couche d'argile rougeâtre recouvre le sol calcaire de la grotte ". Les ossements sont disséminés dans le remplissage, mais particulièrement représentés " sur une hauteur qui varie de 5 à 25 cm " au-dessus de la couche d'argile rougeâtre. *Cette description évoque, par bien des aspects, le remplissage du gisement de Vergranne et la position topographique de la grotte de Fouvent nous incline à penser qu'il s'agissait d'un remplissage d'aven.* NODOT (1858, 1859) observe, en effet, au-dessus de cette grotte et communiquant avec elle, " une sorte d'entonnoir rempli de marne, de terre et de cailloux sans stratification ".

Les faunes ont été déterminées en partie par CUVIER (fouilles de 1800 et 1827), puis reprises partiellement par GAUDRY (1876) et CHANTRE (1901). Dans son ouvrage sur la faune préhistorique en Franche-Comté (1907, p. 47), A. GIRARDOT établit la liste des différentes espèces décrites : *Felis spelaea, Hyena spelaea, Canis lupus, C. vulpes* plus grand que l'espèce actuelle, *Ursus spelaeus, Gulo borealis, Mustella* aff. *communis, Castor* sp. (deux incisives plus fortes que celles du castor actuel de l'Europe), *Arvicola amphibius, Cervus capreolus, C. elaphus, C. megaceros, Biso europeeus, Bos primigenius, Elephas primigenius* (très nombreux, les jeunes sujets sont les plus communs), *E. intermedius, E. meridionalis, Equus caballus, Rhinoceros tichorinus, Sus scrofa,* oiseaux (gallinacés). Excepté la présence d'*Elephas meridionalis* (?), ce cortège faunistique s'accommoderait d'un âge immédiatement prérwürmien et BOURDIER (1961, p. 154) le rapproche de celui de Santenay, près de Chalon-sur-Saône. La présence simultanée d'espèces réputées tempérées (*Sus scrofa, Cervus elaphus, C. capreolus*) et d'espèces considérées comme froides (*Gulo borealis*) pourrait s'expliquer par l'existence de plusieurs niveaux.

Une révision des faunes de Fouvent était souhaitable et elle fut réalisée par F. LOVIS (D.E.S., 1968 sous la direction de E. DAVID-SALMON et N. THEOBALD) à partir des pièces conservées au Musée de l'Hôtel de Ville de Gray et à la Faculté des Sciences de Besançon. La plupart des espèces citées par les anciens auteurs furent confirmées, sauf *Canis lupus, C. vulpes, Gulo borealis, Mustella, Castor* sp., *Sus scrofa, Cervus capreolus.* Parmi les nombreuses espèces de Proboscidiens, seul *Elephas primigenius* a été confirmé. Une nouvelle espèce, jamais signalée auparavant, a été décrite : *Equus hydruntinus* (3 molaires supérieures, 14 molaires inférieures, 2 incisives et 1 métapode). *Cette révision confirme le caractère mélangé de la faune et renforce l'âge immédiatement pré-würmien et Würmien ancien.*

B) Grotte de Baume-les-Messieurs

(Grotte des Romains ou Grotte de la Roche)

x = 852,45 y = 192,8 z = 460 m

Le plateau lédonien est entaillé par les magnifiques reculées dont la plus célèbre est sans doute celle de Baume-les-Messieurs. Celle-ci, abondamment ramifiée, est parcourue par la Seille et ses affluents qui se rejoignent avant de déboucher sur la zone du vignoble, au niveau du village de Voiteur. La plus méridionale des digitations est parcourue par le ruisseau du Dard qui prend sa source dans les fameuses grottes touristiques de Baume-les-Messieurs. A une centaine de mètres au Sud-Ouest de celles-ci et à une cinquantaine de mètres plus haut, un vaste porche s'ouvre dans l'axe de la reculée, à l'aplomb du belvédère de " Sur Roche ". Le porche donne accès à une salle de 15 m de large sur 26 m de long et 9 m de haut, obstruée vers le fond par un abaissement de la voûte et un éboulis chaotique de gros blocs calcaires (Fig. 3).

Dès 1827, L.C. HOURY, géomètre en chef du cadastre du département du Jura, fait procéder à des fouilles dans le remplissage de la grotte et y découvre un certain nombre d'ossements qu'il fait déposer au Musée de Lons-le-Saunier. Il signale ses trouvailles dans une petite note à la Société d'Emulation du Doubs (1835, p. 82-92).

Une campagne de fouilles de grande envergure est entamée par L. CLOZ, peintre, sous l'égide de la Société d'Emulation du Jura de 1865 à 1869, et les rapports de fouilles publiés dans les Mémoires de cette Société en 1867 (p. 399), 1868 (p. 251) et 1870 (p. 153). Une tranchée longitudinale de 12 m de long est creusée dans le remplissage jusqu'au substratum rocheux (Fig. 3). L. CLOZ y relève une stratigraphie très explicite pour l'époque :

1° En surface, une couche de 25 à 30 cm, horizontale, avec débris de poterie, ossements d'animaux, cailloux anguleux.
2° Un conglomérat ferrugineux, peu épais (2 à 4 cm) contenant des petits cailloux arrondis.
3° Une couche jaunâtre formée de sables et cailloux anguleux, quelques-uns sont arrondis, déposés par zones, mais gisant dans des positions très diverses et agglomérés par un ciment calcaire tufacé, parfois très tenace. Horizontale vers le fond de la grotte, cette couche s'infléchit rapidement vers le porche.
4° Une couche de sables jaunes et violets, avec des lentilles de cailloux roulés. Ce niveau est irrégulier en puissance.
5° Une couche formée par l'alternance de niveaux sableux et de niveaux de graviers en lits inclinés. La puissance de cette couche est très irrégulière et semble surtout importante (1,5 m) vers le centre de la grotte où elle formerait une espèce de noyau central.
6° Une couche d'argile jaune, d'une puissance de 1 m, constitue la base du remplissage de la grotte.

Les ossements recueillis lors des fouilles de L. CLOZ se trouvaient uniquement dans les couches 3, 4 et 5. D'après la description qui en est faite, ils sont tous " très fragiles et très détériorés ; quelques-uns sont arrondis comme les cailloux roulés, d'autres sont incrustés dans une sorte de gaine formée par un conglomérat de sable et de gravier, et se brisent lorsqu'on veut les dégager ... La plupart de ces ossements n'ayant pas d'extrémités articulaires, ne pourront pas être déterminés ... "

Les dents, par contre, sont en meilleur état, bien que toujours isolées et parfois roulées. Les plus fréquentes sont les molaires d'herbivores isolées, souvent fragmentées.

La découverte fit grand bruit dans le monde scientifique, car parmi le lot de dents, une canine de *Machaïrodus* fut identifiée, déterminée par P. GERVAIS qui fait une courte communication à ce sujet (B.S.G.F., 1865, T. 24, p. 52). Deux listes d'espèces ont été données (F. BOURDIER, 1961). La première de E. LARTET mentionne "un proboscidien, un Rhinocéros plus ancien que *R. tichorhinus*, deux ours, *Machaïrodus latidens*, un cheval et un cerf qui serait tertiaire ". La seconde de P. GERVAIS " en dehors du grand ours et du *Machaïrodus* est assez différente ; elle comprend le *Rhinoceros tichorhinus*, le Cerf, le Sanglier, l'Hyène des cavernes et un Boeuf de grande taille ".

Nous avons tenté de retrouver ces ossements au Musée de Lons-le-Saunier, à plusieurs reprises et en particulier le 7 novembre 1975. Parmi des fragments osseux d'origines diverses, un lot d'ossements semble effectivement provenir du remplissage

de la Grotte des Romains. Nous y avons déterminé sommairement : une canine inférieure de *Machaïrodus*, 3 canines d'ours (*Ursus spelaeus*), une canine inférieure de Hyène, une couronne de canine de grand canidé, une molaire supérieure de Rhinocéros, 9 molaires de bovidés, une molaire de cervidé, 5 molaires de cheval et un fragment d'émail appartenant probablement à une défense de proboscidien. Le conservateur du Musée de Lons-le-Saunier, refusant de nous confier temporairement ces diverses pièces, nous n'avons pu les prêter pour révision à divers spécialistes de paléontologie.

Dans l'espoir d'éclaircir les problèmes posés par ce remplissage, nous avons procédé, au cours du printemps 1975 et avec l'aide de M. VUILLEMEY et L. ROLLAND, à un sondage localisé contre la paroi ouest, là où le remplissage semblait le plus complet (Fig. 4). La coupe mise à jour présente la stratigraphie suivante :

- *Couche I : lentille argilo-silteuse, jaune-beige (C 63) à cryoclastes épars.*
- *Couche II : épaisse couche silto-sableuse, jaune-ocre (B 66), à léger pendage est. Des intercalations lenticulaires de graviers sableux (II a et II b) interrompent localement les sédiments fins. Vers la base et contre la paroi, une grosse lentille argileuse (II 2), fendillée, marque le début du remplissage fin.*
- *Couche III : lit de graviers à matrice sableuse à léger pendage ouest.*
- *Couche IV : elle est constituée d'une alternance de lentilles de graviers sableux (IV 1, IV 3) et de sables à graviers épars (IV 2, IV 4) avec stratifications entrecroisées.*
- *Couche V : comparable à la couche IV discordante, mais à pendage plus faible, les éléments grossiers disparaissent progressivement vers le fond (grano-classement inverse) où se trouve un niveau argilo-sableux contenant une petite nappe aquifère.*

Nous retrouvons schématiquement la stratigraphie relevée par CLOZ en 1865. La nature fluviatile du remplissage ne fait aucun doute (excepté la couche I). Les éléments chronologiques manquent, mais l'absence de séquence cryoclastique importante dans ce porche largement ouvert aux influences atmosphériques semble prouver, soit qu'il s'est ouvert récemment à l'extérieur, soit que ce remplissage a été évacué. Aucun témoin bréchifié ne demeure contre les parois ou sur le substrat rocheux, ce qui ébranle la seconde hypothèse. *Nous pensons que ce remplissage est récent (tardi ou immédiatement post-glaciaire) et que les fragments osseux qu'il contient proviennent de remplissages karstiques plus anciens, repris et démantelés par l'érosion post-würmienne.* L'état de la majorité des pièces osseuses semble confirmer ce remaniement, les quelques dents plus fragiles (canine de *Machaïrodus*) ont pu être transportées dans des blocs bréchifiés des remplissages anciens.

C) Le pillage des grottes à ours

Depuis le début du XIX^{e} siècle, l'abondance des ossements d'ours des cavernes dans les remplissages franc-comtois a provoqué la destruction de nombreux gisements. L'action de protection et de conservation de la Direction des Antiquités Préhistoriques a limité cette destruction, mais elle est loin de l'avoir stoppée. Plusieurs fouilles de sauvetage ont dû être organisées pour préserver ce qui pouvait l'être dans ces gisements martyrs (Gondenans-les-Moulins : fouilles J.P. JEQUIER, 1963-64, Casamène : fouilles P. PETREQUIN, 1969, Echenoz-la-Méline : fouilles M. CAMPY, 1969-74). Ces fouilles ont permis de dégager des stratigraphies importantes pour le Würm ancien franc-comtois.

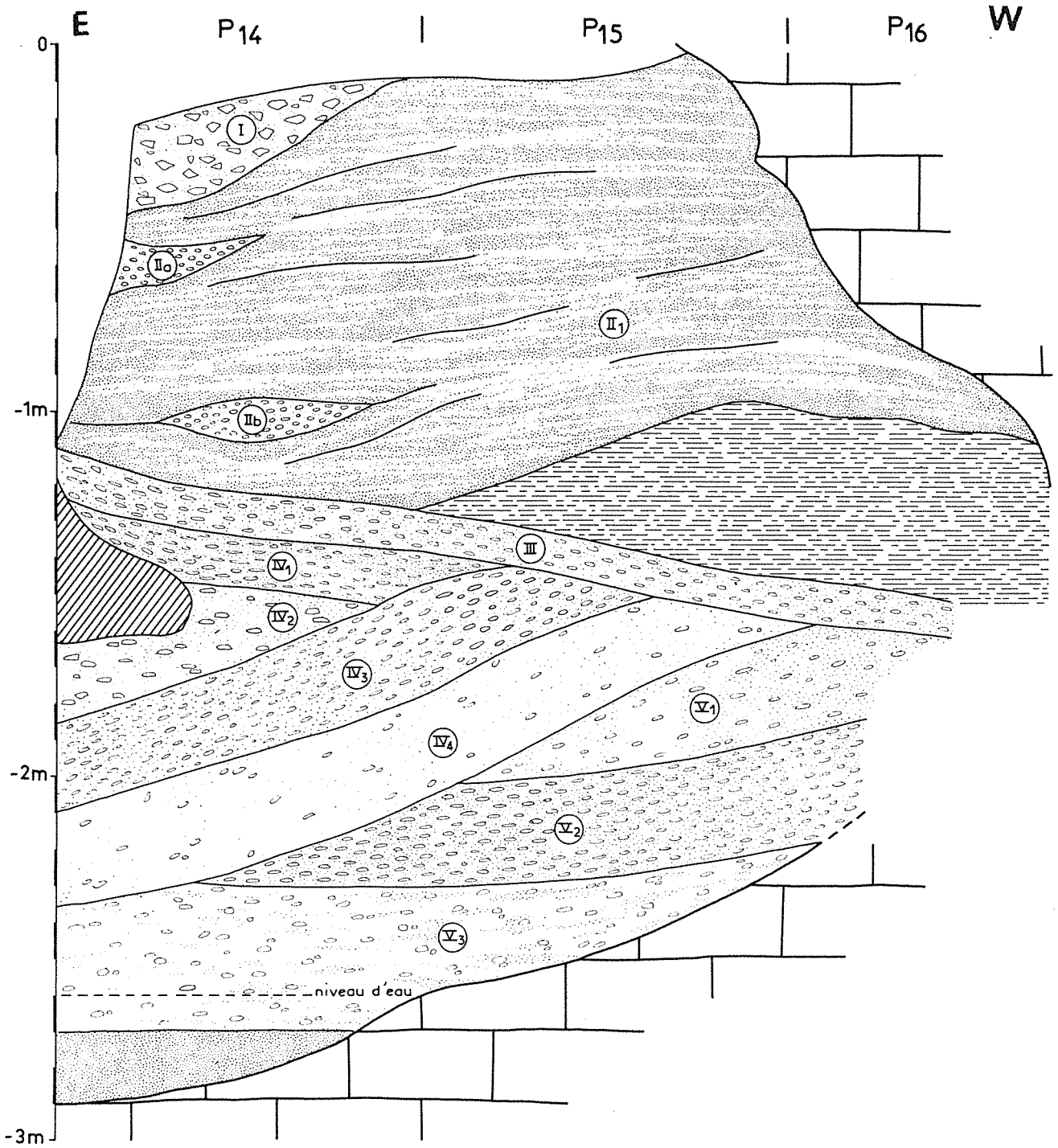


Fig.4 La grotte des Romains à Baume-les-Messieurs
Stratigraphie partielle du remplissage

II. - LES RECHERCHES PREHISTORIQUES DANS LES REMPLISSAGES FRANC-COMTOIS

Les recherches préhistoriques constituent le deuxième mobile conduisant à l'étude des remplissages karstiques. Initialement axée sur la collecte d'outillage préhistorique (contenu), la recherche a pris en compte peu à peu l'étude du " contenant ", permettant de mieux cerner le cadre climatique et chronologique de la préhistoire.

A) Les précurseurs

1) L'oeuvre de M. PIROUTET (1874-1939)

Naturaliste de formation, M. PIROUTET a laissé une oeuvre géologique importante, tant sur la Nouvelle-Calédonie, lieu de son sujet de thèse, que sur le Jura et plus particulièrement sur la région de Salins-les-Bains où il fut professeur au Collège avant d'être nommé assistant à l'Université d'Alger. Mais l'essentiel de son activité scientifique porta sur l'Archéologie comtoise, à propos de laquelle il publia de nombreuses notes. *L'originalité de son travail réside surtout dans l'étude conjointe des industries préhistoriques et du cadre géologique quaternaire dans une optique chronologique et paléoclimatique.* C'est ainsi qu'il tenta d'établir une chronologie glaciaire locale en liaison avec la stratigraphie des remplissages à contenu préhistorique, objet de ses fouilles.

L'exemple le plus éloquent de cette démarche scientifique est exprimé dans son étude sur le remplissage du Trou de la Vieille Grand-Mère à Mesnay près d'Arbois, qu'il situe chronologiquement par rapport aux deux glaciations successives mises en évidence par leurs dépôts morainiques dans le Jura salinois (1925).

" Postérieurement au retrait des glaces rissiennes, la grotte a d'abord servi d'exutoire à un cours d'eau souterrain qui y a laissé un assez puissant dépôt de sables et graviers parfaitement et régulièrement stratifiés. Ce dépôt alluvial est immédiatement surmonté par une formation de loess absolument typique, apporté de l'extérieur, semble-t-il, par les vents et témoignant de l'existence alors d'un climat plutôt sec. Ce loess est surmonté par un limon argileux brunâtre, feuilleté et dont la partie supérieure renferme des concrétions et des plaquettes, ou petits planchers stalagmitiques de plus en plus fréquents à mesure qu'on s'élève. Ainsi, au climat sec a succédé un climat humide et le devenant encore de plus en plus. Ce limon, en se déposant, a souvent alors atteint le plafond de l'étage inférieur dont il obture complètement le fond à une dizaine de mètres de l'aplomb du bord de la voûte de la caverne. Il obstrue aussi, conjointement avec la stalagmite, le débouché inférieur de la cheminée faisant communiquer les deux étages.

Ni dans le loess ni dans le limon on ne rencontre d'éclats ou de blocs calcaires détachés de la voûte et des parois par le gel ; le froid n'était donc alors jamais bien accentué. Le climat était alors très tempéré.

Après le dépôt du limon argileux, les précipitations atmosphériques étant très abondantes, l'orifice du cours d'eau souterrain ne suffit plus à assurer le débit complet de celui-ci ; l'eau, empêchée par le bouchon argileux obturant le fond de la grotte ne put utiliser son ancien passage par l'étage inférieur et se trouva obligée de chercher une sortie à un niveau encore plus élevé. Elle s'échappa alors par l'étage supérieur et vint en avant de celui-ci, raviner puis plus loin faire même disparaître progressivement d'abord, le limon, puis le loess et enfin entailler son lit dans les sables et graviers de base. Puis, le froid ayant arrêté l'écoulement du ruisseau qui sortait de la grotte, celle-ci devint habitable. L'homme moustérien vint alors s'y établir, s'installant sur les dépôts antérieurs ravinés, bien

qu'il fût parfois dérangé par la chute de blocs détachés de la voûte par l'action des gelées. L'outillage des foyers inférieurs est bien moustérien, assez fruste il est vrai, mais néanmoins déjà acec utilisation de l'os (mais celui-ci n'est pas encore travaillé).

En résumé, après la phase de grande humidité correspondant à la fusion des glaces, il y eut une assez longue période à climat sinon chaud, tout au moins très tempéré, d'abord sec puis devenu de plus en plus humide. A cette phase humide a succédé une période froide, l'âge du Renne, en tête duquel se place ici le Moustérien qui correspond ainsi au retour du froid, c'est-à-dire à la glaciation würmienne ".

Malgré l'absence de données sédimentologiques quantifiées, la précision des descriptions lithologiques, la rigueur du raisonnement et la logique des interprétations donnent à ces propos une teneur tout à fait actuelle et les buts et finalités de la recherche contemporaine se retrouvent parfaitement dans ces écrits.

M. PIROUTET a exercé son talent avec le même bonheur dans ses recherches sur les dépôts glaciaires. Nous aurons l'occasion de reparler de ses apports dans ce domaine.

2) Les fouilles de J.P. JEQUIER à Gondenans-les-Moulins

Dans les débuts des années 60, J.P. JEQUIER, archéologue suisse, entreprend la révision de cette industrie particulière, présente dans les grottes à ours des régions alpine et jurassienne, et que l'on a coutume de baptiser " Moustérien alpin ". Frappé par la présence quasi systématique de cette industrie dans les grottes suisses, il s'étonne qu'elles n'aient jamais été signalées dans les grottes à ours, abondantes sur le versant français du Jura. Décidé à tenter de résoudre ce problème, il entreprend, dès 1963, des fouilles dans la grotte de Gondenans-les-Moulins. Deux campagnes de fouilles sont organisées : l'une en août 1963, l'autre en août 1964 (rapports de fouilles inédits).

a) Première campagne de fouilles

* Sondage n° 1

A une douzaine de mètres de l'entrée actuelle, au pied du cône d'éboulis qui l'obstrue en grande partie, ce sondage n'a pu être poursuivi au-delà de 1 m de profondeur. La stratigraphie relevée par J.P. JEQUIER est la suivante :

- *15 à 30 cm d'éboulis récent assez fin*
- *5 à 10 cm d'un sédiment argileux, jaune-brun, constituant la limite inférieure de la plupart des vestiges modernes*
- *couche de blocaille épaisse (probablement 2 m ?), très grossière et très lacuneuse, avec ossement d'ours.*

* Sondage n° 2

Effectué à 150 m environ de l'entrée, dans une zone épargnée par les fouilles clandestines, il a fourni la stratigraphie suivante de haut en bas :

- *0 à 30 cm de déblais superficiels, remaniement des fouilles antérieures.*
- *10 à 45 cm de terre à ours en place, dans laquelle on peut distinguer deux niveaux : un niveau supérieur qui se désagrège au cours de la fouille en une multitude de petits cuboïdes irréguliers, difficiles à réduire, et un niveau inférieur plus cohérent, tout en restant extrêmement meuble et léger. Le niveau supérieur est par contre riche en minuscules fragments de charbon de bois. Sur toute l'épaisseur, la terre à ours est pauvre en ossements ; ceux-ci sont mal conservés et appartiennent exclusivement à de jeunes ou très jeunes ours. Les rares cailloux présents dans cette terre à ours sont des cryoclastes à arêtes fraîches et surfaces peu corrodées.*
- *0 à 45 cm de dépôts stalagmitiques profondément altérés, marquant probablement l'existence d'un ancien plancher dont il ne subsisterait que des vestiges discontinus.*
- *une couche d'argile jaune stérile, d'épaisseur non déterminée.*

* Sondage n° 3

Effectué à 35 m de l'entrée actuelle, en bas du couloir qui relie l'antichambre de la grotte à la première salle, entre l'énorme massif stalagmitique et la paroi rocheuse. La stratigraphie présente de haut en bas (Fig. 5) :

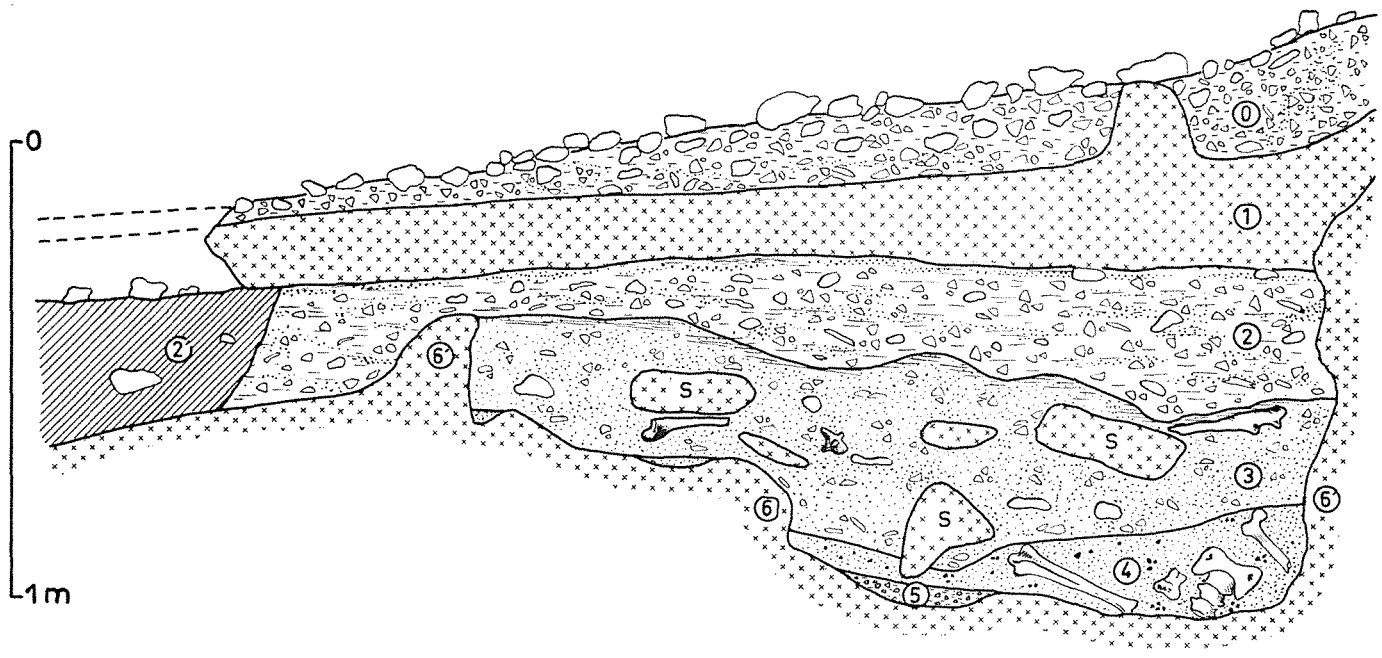


Fig.5 GONDENANS-LES-MOULINS. Fouilles 1963

Sondage n° 3. Profil longitudinal (d'après J.P. JEQUIER)

0 - 5 à 20 cm de dépôts récents, éboulis, argile et mond-milch mélangés.
1 - 15 à 20 cm de plancher stalagmitique, très compact.
2 - 7 à 30 cm de cailloutis argileux (groises) avec ossements fragmentés et usés. Présence d'un niveau charbonneux en surface et d'une industrie de chaille et de silex.

3 - 20 à 40 cm de cailloutis sableux, le plus souvent consolidé en brèche par de la calcite et parsemé de débris stalagmitiques. Présence d'une zone d'altération de couleur rouille en surface. Les ossements sont beaucoup moins fragmentés que dans la couche précédente.
4 - 0 à 20 cm de sables partiellement cimentés par de la calcite. Présence d'une grande quantité de charbon de bois, d'ossements souvent entiers et de quelques éclats de chaille.
5 - 0 à 5 cm d'argile à cailloutis fins, stérile.
6 - plancher stalagmitique très dur, non percé en 1963.

L'examen morphologique et topographique de la grotte avait amené J.P. JEQUIER à supposer une autre entrée que l'actuelle. Il la découvrit à 30 m à l'Est de celle-ci et légèrement plus bas. Celle-ci, considérée comme l'entrée primitive du réseau, semblait correspondre à une galerie, repérable vers l'intérieur, complètement obstruée. L'essentiel du travail des fouilles de la campagne d'août 1964 consistera en une desobstruction de cette galerie dans l'espoir de découvrir les niveaux en place du porche primitif. D'autre part, le sondage 3, interrompu sur un plancher stalagmitique, sera poursuivi jusqu'au substrat calcaire.

b) Deuxième campagne de fouilles

- Poursuite du sondage 3

Le plancher stalagmitique percé (10 à 15 cm) repose directement sur un lit d'argile de décalcification, stérile en profondeur, mais contenant, çà et là, dans sa partie supérieure, quelques débris osseux d'ours des cavernes très mal conservés et fortement colorés par du bioxyde de manganèse. Cette argile, jaune d'or à brun clair, brun plus foncé vers le haut, très compacte, peut être corrélée à l'argile de base présente dans le sondage 2.

Une coupe synthétique du remplissage de la grotte peut donc être proposée (Fig. 6) :

0 - éboulis, terre rapportée, argile et mond-milch mélangés, de dépôt récent.
1 - plancher stalagmitique supérieur, compact (3ème stade de concrétionnement).
2 - couche à cailloutis et argile sableuse ; éléments calcaires à arêtes peu émoussées, de petite taille. Ossements extrêmement fragmentés et usés, surtout dans le haut de la couche.
Niveau charbonneux en surface avec industrie moustérienne de chaille, silex et quartzite.
3 - couche à cailloutis, gravier et sable ; éléments calcaires mal classés, à arêtes arrondies, prenant parfois la forme de véritables galets. Très nombreux restes de stalagmites et stalactites, également arrondis. Ossements relativement peu nombreux, mais moins usés et fragmentés que dans la couche sus-jacente. Couche très souvent consolidée en brèche difficile à exploiter.
La partie supérieure de la couche présente une zone d'altération de couleur rouille, indiquant un temps d'arrêt dans la sédimentation.
4 - couche sableuse, localement consolidée par de la calcite, contenant une grande quantité d'ossements pour la plupart entiers.
Charbons de bois sur toute l'épaisseur de la couche, mais surtout abondants à sa base, accompagnés de quelques éclats de chaille et de silex moustéroïdes. Le passage de la couche 3 à la couche 4 est en réalité beaucoup moins net qu'il n'est dessiné sur notre profil.

5 - couche d'argile à cailloutis fin, anguleux, présente seulement dans les dépressions du plancher stalagmitique inférieur, stérile.

6 - plancher stalagmitique inférieur, compact (2ème stade de concrétionnement).

7 - argile de décalcification, jaune-or, très tenace et stérile dans sa masse.
De couleur brunâtre dans sa partie supérieure, où elle contient quelques fragments osseux.

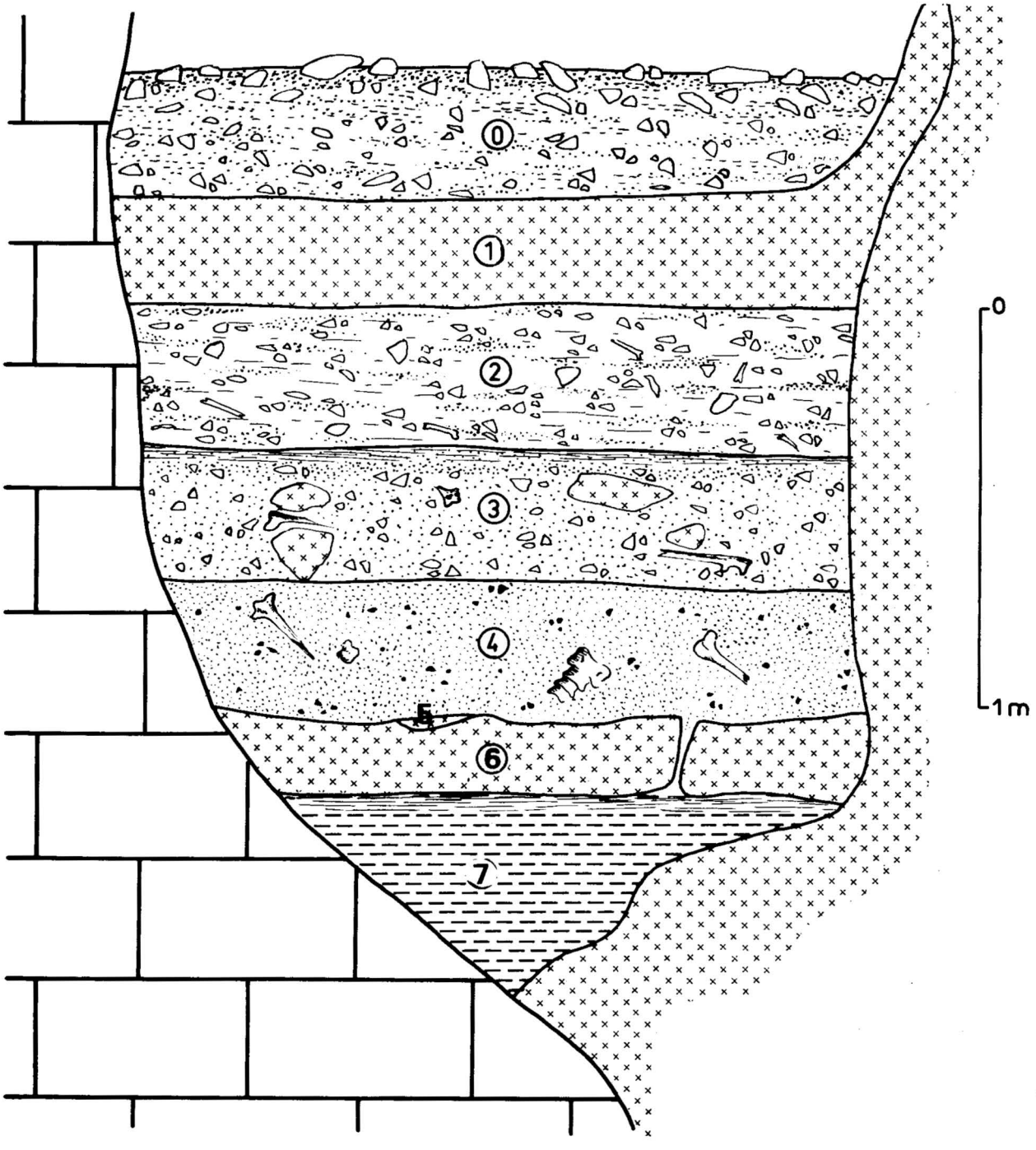


Fig.6 GONDENANS-LES-MOULINS : Stratigraphie schématique du remplissage (d'après J.P. JEQUIER)

Le premier stade de concrétionnement est représenté par l'énorme massif stalagmitique contre lequel s'appuie, à droite, le remplissage.

D'après J.P. JEQUIER : " L'examen du profil transversal relevé dans le sondage 3/1963-64, montre qu'il y a eu dans cette région de la grotte au moins *trois phases de concrétionnement*. A la première, de loin la plus importante, correspond le massif stalagmitique contre lequel s'appuie sur la droite le remplissage. On peut certainement lui rattacher les autres puissantes formations stalagmitiques compactes situées à proximité, ainsi que celles qui se trouvent dans les fonds de la grotte, au-delà de 300 m de l'entrée. Ces anciens dépôts sont assez souvent recouverts de calcite plus récente, sous forme de croûtes de quelques centimètres d'épaisseur qui se desquament parfois facilement. Leur homogénéité indique qu'ils se sont formés très régulièrement et probablement rapidement. Hors du contexte paléontologique et archéologique, leur datation pose des problèmes. Sans se tromper, on peut néanmoins affirmer qu'ils datent au moins du dernier interglaciaire, s'ils ne sont pas plus anciens.

La deuxième phase de concrétionnement correspond au plancher stalagmitique inférieur, constitué de calcite assez impure et aussi aux masses stalagmitiques décomposées de la base du sondage 2/1963. Elle date probablement de la fin du Riss-Würm.

La troisième phase enfin est post-glaciaire et est responsable de la formation du plancher stalagmitique supérieur ".

- Dégagement de l'entrée primitive

Poussé par l'espoir de trouver les couches en place dans le porche primitif, J.P. JEQUIER et son équipe entreprirent la desobstruction de la galerie comblée, entrevue l'année précédente. La travail énorme que nécessita cette opération ne fut guère récompensé. En effet, la stratigraphie de ce porche (Fig. 7 se révéla stérile en matériel archéologique, exception faite d'une pièce de monnaie romaine (de l'époque de l'empereur TIBERE selon M. DEMESY) trouvée à 150 cm à l'intérieur du porche et à 70 cm sous la surface du remplissage. La stratigraphie du remplissage présente de haut en bas :

1, 1' - éboulis, terre végétale, racines. A l'intérieur du porche, cette couche contient, ici et là, quelques ossements d'animaux récents sauvages et domestiques.

2 - cailloutis fin, anguleux, sec, stérile à l'origine, mais avec quelques intrusions secondaires d'ossements récents. C'est dans la partie tout à fait supérieure de cette couche qu'a été trouvé la pièce romaine.

3 - niveau à ossements de rongeurs et autres petits vertébrés.

4 - bloc effondré profondément délité.

5 - cailloutis moyen, anguleux, sec, souvent en plaquettes, stérile dans sa masse.

6 - groise homogène, formation de pente sans stratification apparente.

7 - cailloutis moyen à grossier, à arêtes parfois très arrondies (par ruissellement et corrosion chimique), souvent consolidé par de la calcite ou enrobé de mond-milch. Avec les premiers éléments à arêtes arrondies apparaissent aussi les premiers vestiges osseux d'ours des cavernes.

8 - cailloutis de même type que celui de la couche 7, mais mélangé à au moins deux parties d'un sédiment fin argilo-terreux. Ossements d'ours assez nombreux par endroits.
9, 9' - plancher stalagmitique, effondré dans sa partie antérieure.
10 - argile de décalcification, jaunâtre, extrêmement compacte, stérile, avec nombreuses concentrations d'oxyde de manganèse.
11 - roche encaissante.

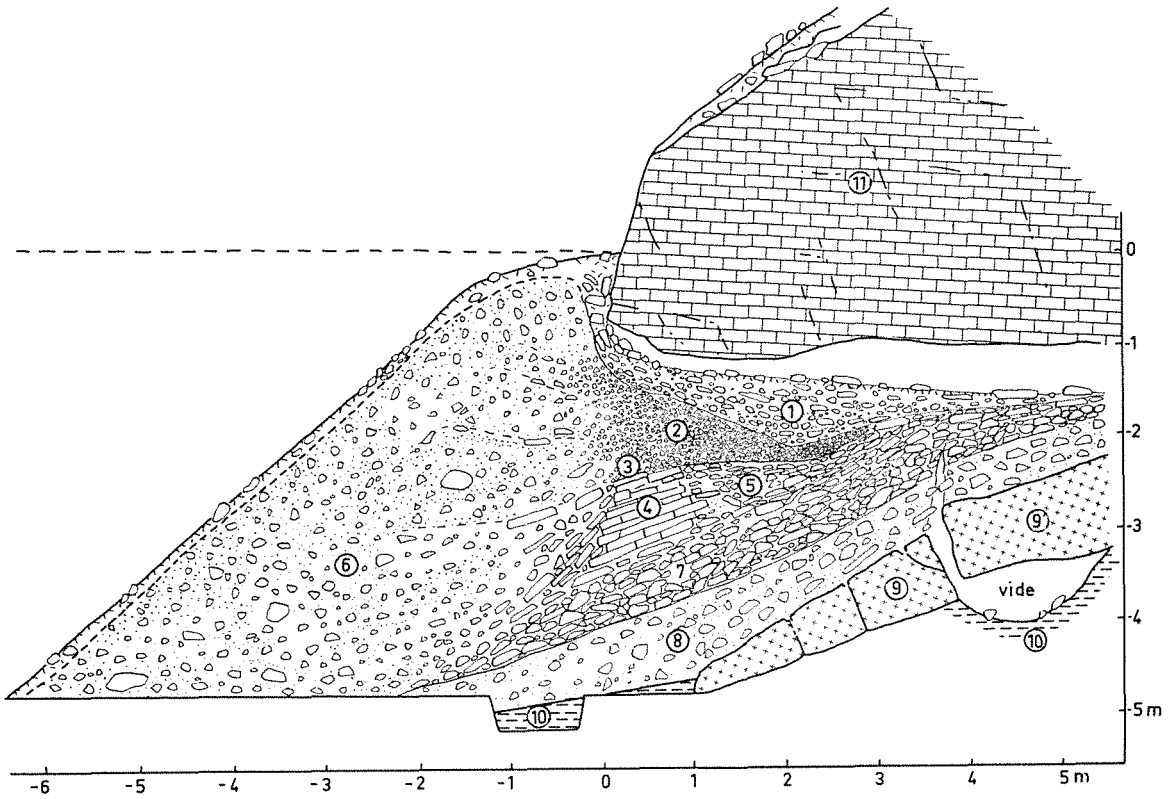


Fig.7 GONDENANS-LES-MOULINS. Fouilles 1964
Coupe longitudinale dans le porche primitif (d'après J.P. JEQUIER)

Si cette fouille a déçu ses auteurs, elle est, à notre avis, riche d'enseignements. *En effet, la jeunesse du remplissage (au moins en ce qui concerne les couches dépourvues d'ossements d'ours, c'est-à-dire de 1 à 6) montre qu'il ne s'agit pas du porche primitif, mais d'un stade de recul du porche de la grotte, subordonné au recul de la falaise rocheuse.* Les couches 7 à 10 constituent l'équivalent latéral des niveaux reconnus en profondeur (sondage 3), démantelées lors du recul de la falaise. La stabilisation récente de ce recul (probablement post-glaciaire) a permis le comblement du porche. J.P. JEQUIER expliquait l'absence de témoignages préhistoriques par l'inclinaison des dalles effondrées, issues du démantèlement du plancher stalagmitique. A notre avis, le porche initial se trouvait à quelques dizaines de mètres vers l'aval du réseau, mais le recul de la falaise l'a complètement détruit. La stratigraphie du porche actuel présente deux ensembles séparés par une lacune importante :

- Les couches 7 à 10 représentent, non pas un dépôt de porche, mais un dépôt de galerie profonde, comparable à celui entrevu dans les sondages 2 et 3.

- Les couches 1 à 6 représentent le dépôt récent de porche, colmaté lors de la stabilisation holocène de la falaise de Gondenans.

En 1977, J.Y. BERNAUD effectua un sondage très localisé à une dizaine de mètres du sondage 3 de J.P. JEQUIER. Il retrouva la stratigraphie décrite initialement, et en particulier les deux planchers stalagmitiques qui constituent deux éléments-repères importants dans le remplissage de la Grotte de Gondenans-les-Moulins.

Deux datations absolues ont été effectuées sur les charbons de bois du remplissage par le Dr. J.C. VOGEL du Laboratoire de Groningen.(in Eburodunum II, cahiers d'archéologie romande n° 2, p. 102). L'une (Gr N - 4557) donne 44.650 ± 1200 B.P. pour la couche 4. L'autre (Gr N - 4629) donne 48.650 ± 2300 B.P. pour la couche 2. Il y a apparemment incohérence dans ces résultats, si l'on se réfère à la stratigraphie préparée par J.P. JEQUIER, l'ordre des numéros de couches commençant par les plus récentes. Quoi qu'il en soit, ces deux couches sont situées entre les deux planchers stalagmitiques considérés comme datant du Riss-Würm pour le plus inférieur, et de l'Holocène pour le supérieur.

La mort accidentelle de J.P. JEQUIER,le 28 février 1967, a privé la Suisse d'un préhistorien et quaternariste dynamique et talentueux. Le grand travail qu'il préparait sur le Moustérien alpin dans son contexte paléoclimatique et sédimentologique, n'a pu être achevé. Les observations qu'il a faites à Gondenans-les-Moulins restent d'une grande importance et annoncent la mise en oeuvre d'une méthodologie nouvelle pour l'étude des remplissages de grotte.

B) Les fouilles récentes

Sous l'impulsion de J.P. MILLOTTE, Directeur des Antiquités Préhistoriques de Franche-Comté, se mettent en train une série de chantiers de fouilles importants dans les remplissages franc-comtois les plus menacés.

De 1964 à 1966, la Grotte de la Baume de Gonvillars (Haute-Saône) est fouillée sous la direction de P. PETREQUIN. Une monographie plus importante de ce gisement est publiée en 1970 (Annales littéraires de l'Université de Besançon - Les Belles Lettres - Paris).

De 1966 à 1977, M. VUILLEMEY découvre et fouille le splendide remplissage de la Grotte de la Baume de Gigny/s/Suran (Jura).

A partir de 1968, A. THEVENIN reprend la fouille de l'abri de Rochedane à Villars/s/Dampjoux (Doubs).

De 1969 à 1974, M. CAMPY, après une fouille de sauvetage dans le Grand Clocher de la Grotte de la Baume à Echenoz-la-Méline (Haute-Saône), met en évidence la stratigraphie du porche et de la première salle.

En 1969, une fouille de sauvetage sous la direction de P. PETREQUIN est organisée dans le remplissage de la Grotte de Casamène à Besançon (Doubs).

En 1972, J.F. PININGRE dirige la fouille d'un large sondage dans la Grotte de la Piquette à Rurey (Doubs).

De 1972 à 1978, le petit aven de Vergranne (Doubs) est fouillé sous la direction de M. CAMPY.

Toutes ces fouilles ont été exécutées avec des méthodes modernes et tous les aspects (typologie, géologie, paléontologie, datation absolue) de ces remplissages ont été abordés par divers spécialistes. Nous tenterons, par ce travail, de faire une synthèse des différents apports pour replacer ces gisements dans leur contexte chronologique et paléoclimatique. D'autres gisements sont en cours de fouille actuellement : abri de Bavans dans le Doubs (G. AIME), abri de Ranchot dans le Jura (M. CAMPY, S. DAVID, A. THEVENIN), abri de Gigot dans le Doubs (D. VUAILLAT, A. THEVENIN). Il nous a paru souhaitable d'étudier d'abord les gisements complètement fouillés, les résultats obtenus permettront peut-être de mieux comprendre les fouilles en cours.

CHAPITRE II

METHODOLOGIE

CHOIX ET ÉTUDE CRITIQUE

I. - GENERALITES

Les cavités karstiques peuvent être considérées comme des réceptacles susceptibles d'être comblés (remplissage). La nature de ce comblement est sous la dépendance de nombreux facteurs que l'on peut grouper en plusieurs types :

Premier type : facteurs liés à la roche encaissante

- nature de cette roche encaissante
- importance numérique et largeur des fissurations liées au système karstique
- épaisseur de la voûte
- nature des sols et des formations de couverture dans le bassin d'alimentation du karst.

Deuxième type : facteurs liés à la position du remplissage dans le réseau karstique

- remplissage d'évent karstique latéral (porche) ou vertical (aven)
- remplissage de karst profond.

Troisième type : facteurs liés au climat (humidité et température)

- blocage de la perméabilité des calcaires (par existence de perma-frost) en environnement périglaciaire et au contraire percolation abondante en contexte tempéré
- cryoclastie abondante au niveau des évents (porche et aven) en contexte froid, humide, et au contraire stabilisation protectrice en contexte tempéré.

Cet inventaire schématique, non exhaustif, montre toute l'importance de l'environnement dans la genèse d'un remplissage : l'étude de celui-ci ne peut être indépendante de l'étude géologique générale du bassin d'alimentation du karst correspondant. On imagine mal, de ce fait, une étude de remplissage basée uniquement sur des analyses effectuées en laboratoire par un technicien baptisé " spécialiste ", à partir d'échantillons prélevés par le " généraliste " fouilleur et parvenus au laboratoire à l'intérieur de sacs étanches soigneusement étiquetés.

Un autre écueil à éviter, à notre avis, est l'application systématique des mêmes techniques de laboratoire à tous les types de remplissage. Ces analyses, longues et souvent fastidieuses épuisent le chercheur et émoussent son pouvoir de réflexion. La multiplication des dosages, exprimés par des diagrammes nombreux souvent peu significatifs, étouffe fréquemment les vrais problèmes par l'abondance des données et joue le rôle de tranquillisants en noyant l'observation stratigraphique de type naturaliste sous un monceau de valeurs réputées " objectives ", mais non adaptées aux problèmes posés. Aussi, les observations de terrain restent-elles à nos yeux primordiales. Le chercheur, considéré comme spécialiste de remplissages, doit avoir participé au maximum au travail de chantier et au moins à son aspect stratigraphique

(relevé et dessin de coupe, prise d'échantillons). *Les techniques de laboratoire appliquées par la suite dépendront largement de ce travail de terrain dont elles ne représenteront, le plus souvent, que le complément chiffré objectif.*

II. - LES ETUDES DE TERRAIN

A) Le contexte géologique

1) Le substrat calcaire

La plupart des remplissages étudiés se trouvent dans des régions couvertes par les cartes géologiques au 1/50.000°, qui présentent des améliorations notables par rapport aux anciennes cartes géologiques au 1/80.000°. Cet avantage a bien souvent facilité la compréhension des formes du karst et de son remplissage, à partir de la stratigraphie faciologique relativement détaillée des calcaires encaissants et de leur agencement tectonique. Il faut cependant remarquer que des levers supplémentaires à plus grande échelle (1/5.000° ou 1/10.000°) ont été souvent nécessaires pour mieux situer le karst dans son environnement. La carte géologique au 1/50.000° privilégie en général les assises du substratum mésozoïque au détriment des formations superficielles. La carte géologique apparaît plus comme un " écorché " géologique dépouillé de sa couverture limoneuse éventuelle et pédologique dont dépendent, le plus souvent, les remplissages karstiques. De plus, les levers géologiques au 1/50.000° privilégient les aspects bio et chronostratigraphiques par rapport à l'aspect faciologique du substrat mésozoïque. Or, les calcaires de Franche-Comté déposés sur la plate-forme alpine en mer peu profonde, présentent de rapides variations de faciès et il est rare qu'un réseau karstique ne développe ses ramifications que dans un seul faciès. Une autre inconnue intégrale vient s'ajouter à cette imprécision : il s'agit de l'aspect géochimique. Il est en effet indispensable de bien connaître le contenu géochimique des roches encaissantes et nourricières du karst, afin de le comparer à celui des remplissages, afin d'y déterminer ce qui en est directement hérité par rapport au contenu allochtone ou néoformé.

En ce qui concerne la Franche-Comté, il nous paraît en particulier important de connaître avec précision le contenu insoluble des calcaires, susceptible de nourrir les karsts après leur dissolution en surface ou en profondeur. On sait, par les travaux de nos collègues suisses de l'Institut de géologie de Neuchâtel, que le résidu insoluble (R.I.) représente un faible pourcentage de la masse calcaire (M. POCHON, 1978). D'après cet auteur, la variabilité quantitative du R.I. des calcaires du Jurassique est assez grande et s'échelonne de 0,05 % à 8,16 %. Les plus faibles teneurs (0,05 %) se trouvent dans les calcaires sublithographiques très clairs (Séquanien encaissant de la Baume de Gigny, de l'abri de Rochedane, de la Grotte de Casamène) tandis que les plus fortes teneurs (8,16 %) se trouvent dans les calcaires colorés (calcaire du Crétacé par exemple). Les calcaires encaissants de la Grotte de la Piquette à Rurey, de la Baume d'Echenoz et de l'aven de Vergranne d'âge bajocien et de faciès biosparitique et oosparitique, peuvent être comparés au calcaire du Séquanien supérieur étudié par cet auteur : le résidu insoluble varie quantitativement entre 0,36 % et 3,39 % de l'ensemble. Les calcaires marneux de l'Oxfordien (faciès rauracien) et du Séquanien présentent, par contre, un résidu insoluble plus important (de 32,28 % à 45,95 %), mais les réseaux karstiques se développent le plus souvent au sommet de ces assises imperméables et les remplissages ne peuvent être alimentés par leurs produits insolubles.

Les caractéristiques tectoniques du substrat calcaire peuvent jouer un rôle non négligeable sur le karst et ses remplissages. Les feuilles géologiques au 1/50.000° rendent compte des structures tectoniques générales (structures monoclinales, plissées ou faillées), mais ne peuvent, vu l'échelle, prendre en compte les caractéristiques tectoniques secondaires : axes de fissuration secondaire, diaclasage, failles annexes ... bien souvent responsables de l'établissement du karst. La réponse des différents calcaires aux tensions tectoniques est très différente selon le faciès : dans une même série stratigraphique, un calcaire bioclastique massif est souvent beaucoup moins affecté par la tectonique qu'un calcaire sublithographique découpé en une multitude de parallélipipèdes décimétriques particulièrement sensibles au gel. Dans un substrat monoclinal faillé, de nombreuses dolines affectent les plateaux et exercent une influence sur les karsts sous-jacents.

2) Les formations de couverture

Compte tenu du pourcentage très faible du résidu insoluble des calcaires jurassiens, l'essentiel du remplissage argileux ou argilo-silteux du karst ne peut provenir entièrement des produits de décalcification des calcaires à l'intérieur de leur masse. De plus, au cours des phénomènes de spéléogenèse, le karst actif a déblayé la plus grande partie, sinon la totalité de ses produits insolubles. Le remplissage du karst débute lors de sa fossilisation, alors que les galeries, abandonnées par les circulations d'eau, ne sont plus notablement modifiées. Nous sommes ainsi amenés à penser que l'essentiel, sinon la totalité des produits fins, constituant le colmatage des karsts fossiles, est issu des formations de couverture.

En Franche-Comté, les formations de couverture (formations superficielles) du substrat calcaire sont constituées essentiellement par les sols. Seules les dépressions tectoniques (Bresse, fossés de l'Ognon et de la Saône) possèdent une couverture limoneuse importante. Or, les systèmes karstiques étudiés, situés dans la chaîne jurassienne ou au niveau des plateaux calcaires de Haute-Saône, échappent à cet héritage superficiel allochtone (fluviatile ou éolien). Ainsi, et les problèmes s'en trouvent par là simplifiés, les formations de couverture susceptibles de nourrir les karsts jurassiens ne sont représentées que par les formations pédologiques directement issues, au niveau de la phase résiduelle minéralogique, des calcaires et marno-calcaires du substratum. D. AUBERT (1967-1969) a montré que l'érosion superficielle des calcaires du Jura se faisait par deux processus majeurs : une *érosion frontale* importante agissant au front des bancs calcaires et provoquant leur recul et une *érosion dorsale* sous l'action dissolvante de l'eau percolant les formations pédologiques. Une estimation quantitative, basée sur de nombreux dosages du calcaire dissous dans les eaux d'infiltration, a montré que cette érosion superficielle était importante (de l'ordre de 0,1 mm/an, donc de 1 m en 10.000 ans) et dominait, en tous cas , largement la dissolution profonde, celle qui contribue à creuser les cavités souterraines. La couverture pédologique du Jura calcaire (chaîne jurassienne et plateaux) est donc en grande partie héritée des calcaires sous-jacents, la dissolution superficielle importante libérant le résidu insoluble qui s'incorpore aux sols. Théoriquement, et selon ce processus de dissolution superficielle rapide des calcaires, la couverture pédologique du Jura serait importante, si les phénomènes de démantèlement ne venaient périodiquement la détruire. En effet, la chaîne jurassienne a été recouverte à plusieurs reprises par les glaciers qui ont détruit, lors de leur progression, les formations meubles superficielles antérieures. En régime périglaciaire, celles-ci n'ont pas résisté aux phénomènes érosifs de solifluxion les entraînant dans les vallées où elles étaient en grande partie évacuées par les cours d'eau. Ainsi, la plupart des sols jurassiens et des plateaux calcaires franc-comtois sont post-glaciaires. Les paléosols, plus anciens, sont rares en Franche-Comté, seulement présents à l'extérieur du domaine calcaire, là où les processus de sédimentation dominent les processus d'érosion par dissolution : on peut constater leur présence dans les bassins d'effondrement périphériques récents déjà cités : fossés bressan, de l'Ognon et de la Saône.

La cartographie pédologique est peu avancée en Franche-Comté qui a été longtemps considérée comme une zone couverte de rendzines et de sols squelettiques. La carte des sols au 1/1.000.000° (1966) donne une idée très générale de la répartition des ensembles pédologiques du Jura :

- Les sols de la haute chaîne et des plateaux supérieurs sont constitués de rendzines typiques et de sols humiques carbonatés. Cette zone représente l'aire initialement occupée par le glacier würmien (Jura " rocheux " de D. AUBERT, 1965).

- Les plateaux inférieurs sont recouverts de sols bruns lessivés et de sols humiques carbonatés (Jura " pelouse " de D. AUBERT).

- Sur les formations glaciaires et paraglaciaires de l'Arlier et de la Combe d'Ain se sont développés des sols bruns eutrophes.

M. GAIFFE (1976) donne une vision moins simpliste de la répartition des sols jurassiens et propose 14 types de sols franc-comtois, insistant sur leur diversité et les variations pédologiques latérales importantes sur de faibles distances, déjà entrevues par L. M. BRESSON (1974) dans la région d'Orgelet. Les rendzines vraies n'existent que sur les corniches calcaires ou sur les fortes pentes où une réalimentation permanente en éboulis calcaires bloque la décalcification et le lessivage. Les principaux types représentés sur les plateaux calcaires du Jura et de Haute-Saône sont les sols bruns :

- Rendzine brunifiée décarbonatée en surface sur roche-mère de calcaire tendre ou calcaire marneux.

- Rendzine brunifiée polycyclique lorsque le sol s'est développé sur du matériel initialement pédogénétisé (terra fusca recarbonatée).

- Sol brun eutrophe sur dalle calcaire dure.

- Sol brun calcaire sur roche-mère calcaire altérable (calcaire bioclastique à ciment micritique).

- Sol brun calcique, mono ou polycyclique, avec accumulation de carbonates à la base du profil.

M. POCHON (1974) a mis en évidence des pollutions éoliennes enrichissant les couvertures pédologiques en minéraux allochtones (feldspaths potassiques et chlorite essentiellement) issus des moraines rhodaniennes et sariniennes à l'époque tardiglaciaire. Cet apport allochtone, découvert dans les sols ocreux du haut Jura, a été retrouvé dans le Jura occidental et en particulier dans la partie supérieure du remplissage de la Baume de Gigny.

Ainsi, la connaissance des sols actuels présents dans le bassin d'alimentation d'un karst dont on se propose d'étudier le remplissage est-elle nécessaire pour distinguer ce qui peut être hérité directement de ces sols par rapport aux venues allochtones. Il est un fait que les sols actuels peuvent ne pas être la réplique exacte des sols anciens détruits au cours des périodes glaciaires et susceptibles d'avoir nourri les karsts. L'un des facteurs de la pédogenèse reste cependant constant : la roche-mère, et on peut imaginer les résultats d'une évolution plus poussée de ces sols, telle qu'elle a pu avoir lieu lors des interglaciaires quaternaires : approfondissement des couvertures pédologiques et décarbonatation plus intense par une période de lessivage plus longue.

B) Le contexte morphologique

La nature et l'importance d'un remplissage karstique sont sous la dépendance étroite de la topographie, non seulement du karst lui-même, mais de tout l'environnement proche de son débouché. Les divers spécialistes des resmplissages de grotte (J. Cl. MISKOVSKY, 1974, p. 35 et H. LAVILLE, 1975, p. 40) ont déjà insisté sur ce critère important. Plutôt que de reprendre des notions générales sur ce point, nous nous contenterons de citer quelques exemples que nous avons pu observer dans les divers gisements étudiés. En remarque préliminaire, nous pouvons dire que la topographie du débouché karstique où s'accumule le remplissage joue un rôle important lors de deux phases " génétiques " distinctes (contemporaines ou décalées dans le temps) : la phase constructrice, édificatrice du remplissage et la phase destructrice de ce remplissage.

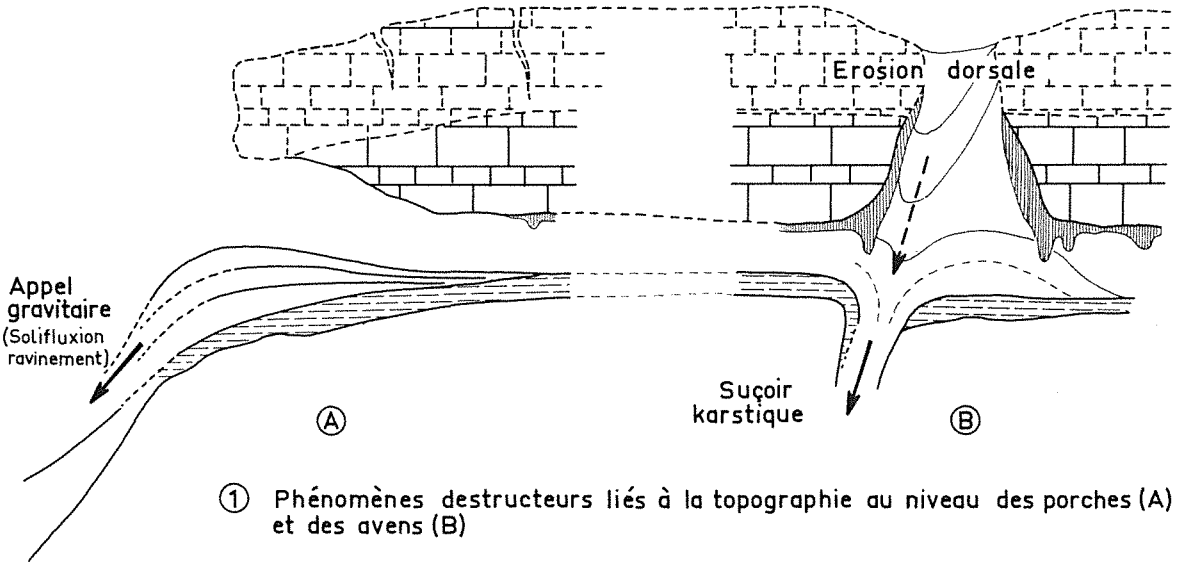
Premier cas : comparaison des remplissages d'aven et de porche (Fig. 8)

- Un remplissage d'aven s'ouvrant sur un plateau calcaire (exemple Vergranne) peut représenter le piège idéal à sédiments. Sa position, dans un environnement encaissant calcaire, lui assure, au moins théoriquement, une sédimentation continue sans fluage, ni troncage destructif de ravinement ou de solifluxion. Pourtant, cette disposition topographique garantissant *a priori* un dépôt cohérent, présente des potentialités de destruction et de remaniement de deux ordres. Tout d'abord, et comme nous le montrerons dans l'étude du remplissage de Vergranne, un plateau calcaire " fond " superficiellement (érosion dorsale de D. AUBERT). Les évaluations anciennes et récentes de cette dissolution superficielle (SCHARDT, 1906 ; CAVAILLE, 1953 ; BIROT, 1954 ; CORBEL, 1956-1959 ; AUBERT, 1967 ; POCHON, 1974) l'estiment à environ 0,1 mm par an ± 30 % " valeur dérisoire en apparence, mais qui prend tout son sens si l'on tient compte des durées géologiques " (AUBERT, 1967). En extrapolant, elle correspond à 10 m pour 100.000 ans, c'est-à-dire en gros depuis la fin de l'avant-dernière glaciation. A Vergranne, nous estimons cette érosion superficielle des calcaires à au moins 5 m. Une deuxième cause de remaniement et de destruction des remplissages d'aven réside dans l'existence de " suçoir " karstique. Ce danger menace surtout les remplissages anciens présents dans des karsts perchés et dont l'enfoncement du réseau crée des galeries inférieures communiquant avec les réseaux supérieurs par des puits. Ce phénomène, observé à Vergranne, est également présent dans d'autres remplissages. Les exemples les plus typiques sont ceux de Montmaurin (H. MEROC, 1969) et des Valerots (J. CHALINE, 1969).

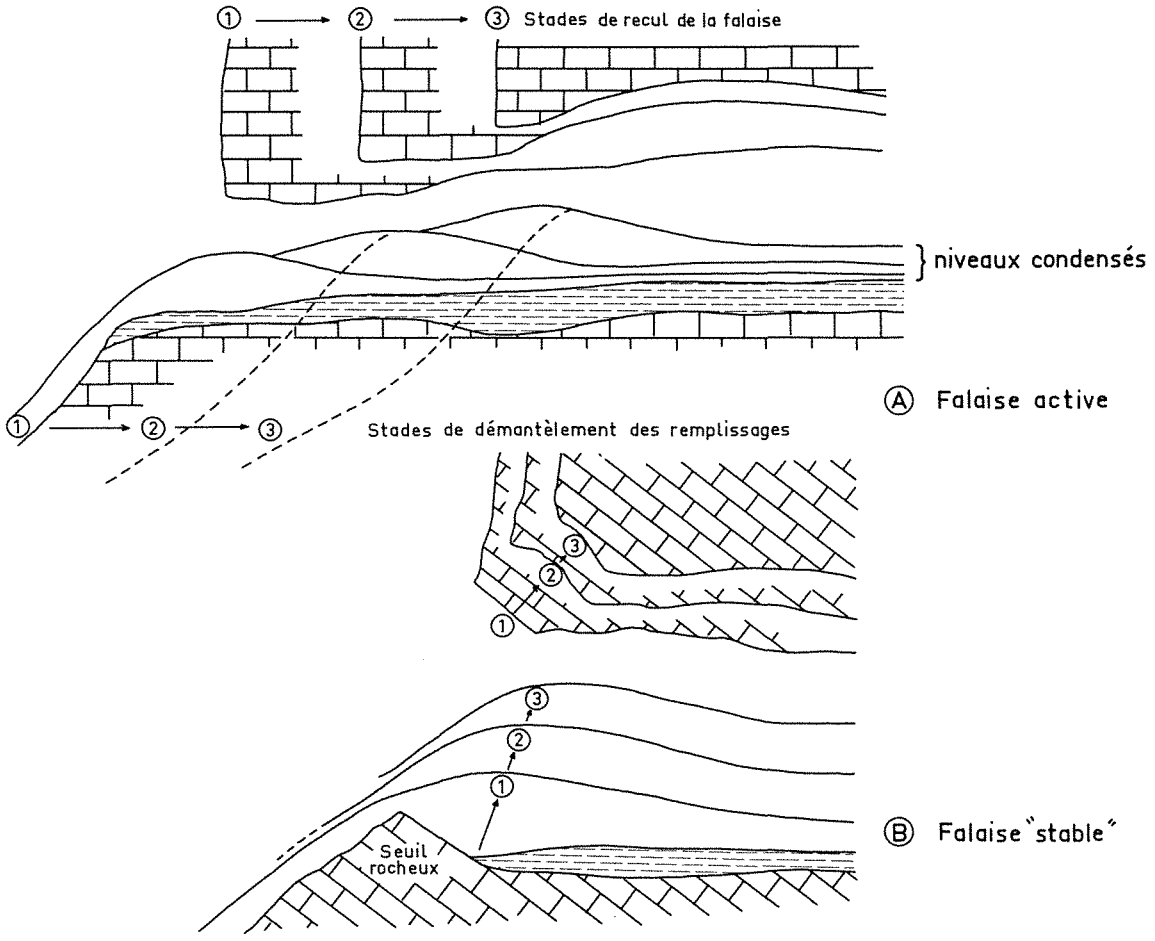
- Un remplissage de porche de grotte s'ouvrant en pied de falaise (Fig. 8) au-dessus d'un cône d'éboulis, donc dans une situation topographique non comparable, présente des conditions de dépôts très différentes. *Le phénomène d'appel au vide (appel gravitaire) exercé par la vallée sera générateur de troncages de niveaux et même de destruction complète de couches.* Les remaniements sont fréquents dans de telles dispositions topographiques et les coupes stratigraphiques longitudinales (Gigny, Echenoz) le montrent nettement. L'aplomb du porche constitue théoriquement l'endroit où l'accumulation est maximum, tandis que les zones plus profondes, tamponnées climatiquement et à l'abri des apports de falaises, sont moins génératrices de sédiments. Ceci est vrai au niveau du phénomène d'accumulation, mais les processus de destruction sont plus intenses (appel au vide, solifluxion, ravinement) au niveau du porche qu'en profondeur.

Deuxième cas : comparaison des remplissages de porche en falaise active et en falaise " stable ".

Le concept de falaise " stable " est en fait illusoire en Franche-Comté. *Les diverses fouilles de porches ainsi que les nombreuses observations que nous avons pu faire sur les corniches calcaires nous ont montré que toutes les falaises avaient une activité plus ou moins intense.* Cette constatation rejoint les obser-



① Phénomènes destructeurs liés à la topographie au niveau des porches (A) et des avens (B)



② Evolution des remplissages de porche en fonction de l'activité de la falaise

Fig.8 Influence de la topographie sur les différents types de remplissages karstiques franc-comtois.

vations de D. AUBERT (1969) pour la chaîne jurassienne, au niveau de ce que cet auteur appelle l' " érosion dorsale ".

Cependant, les observations stratigraphiques que nous avons faites dans les remplissages karstiques franc-comtois, associées à l'étude topographique des falaises où débouchent ces karsts, nous amènent à distinguer divers types d'activité de ces falaises calcaires. Pour simplifier le problème, nous prendrons les deux types extrêmes rencontrés.

- Remplissage de porche en falaise active

En environnement climatique actuel de type interglaciaire, rares sont les falaises franc-comtoises actives. De grands éboulements historiques (Ornans, Baume-les-Messieurs) ont cependant eu lieu, de manière très localisée, et il est parfois dangereux de se promener au printemps sous certains abrupts constitués de matériaux particulièrement fracturés (roche pourrie à Salins). Cependant, les abondants dépôts de groize périglaciaire würmiens ont régularisé les profils de pente et les pierriers actifs de pied de falaise sont rares en Franche-Comté : ils sont le plus souvent stabilisés par une végétation arbustive (buis, noisetier).

L'étude topographique des falaises, ainsi que l'abondance des dépôts cryoclastiques à leur pied, nous montrent qu'il n'en a pas été de même au cours du Quaternaire. De plus, les débouchés de porche se font le plus souvent au niveau des zones les plus diaclasées, voire faillées, des corniches calcaires. Il est ainsi fréquent d'observer des mini-reculées festonnant l'axe topographique principal des falaises, au fond desquelles débouchent d'anciens conduits karstiques (ex. : Echenoz, Casamène). On est ainsi amené à admettre un recul actif du dénivelé topographique au cours de l'édification du remplissage, détruisant celui-ci dans ses dépôts les plus externes et les plus anciens. Or, l'on sait que les dépôts de remplissage présentent des variations de faciès importantes et rapides entre la zone du porche et les conduits profonds. Dans de telles conditions topographiques, les remplissages fouillés ne concerneront que les couches internes (niveaux condensés) dont l'intérêt stratigraphique, paléontologique et préhistorique est bien entendu nettement moindre que celui des couches externes détruites (faible impression des actions climatiques due à l'effet tampon, rareté des vestiges paléontologiques et préhistoriques, condensation des niveaux...). De plus, toute la partie inférieure du remplissage sera constituée de matériaux fins, stériles, déposés en karst aveugle pendant la période séparant l'activité du karst de sa sénilité.

- Remplissage de porche en falaise " stable "

Bien que cette stabilité soit rarement absolue, certains porches ont manifestement moins souffert de l'érosion que d'autres. Le cas de la Baume de Gigny est particulièrement illustratif. La structure lithologique peut être responsable de cette stabilité et dans le cas de ce remplissage, elle a joué sur deux plans :

1° *Tout d'abord, le pendage des bancs calcaires joue un rôle extrêmement important sur leur vitesse d'érosion.* D. AUBERT (1969) a montré par de nombreuses observations et plusieurs centaines de mesures, que " l'ablation est moins efficace dès que le pendage dépasse 25 à 30°, ce qui revient à dire que les bancs sont plus résistants lorsqu'ils sont redressés qu'en position plus proche de l'horizontale ". Dans le cas de Gigny, où les pendages se redressent brusquement au niveau du porche, cette particularité a certainement joué un rôle de frein vis-à-vis de l'érosion.

2° Cette particularité structurale a eu une autre conséquence : le substrat calcaire mis à nu à la base du sondage a montré qu'un seuil rocheux de pendage conforme au pendage général maintenait les différentes assises du remplissage et a probablement évité son fluage et sa destruction par appel gravitaire. Cette disposition, s'ajoutant au faible recul de la falaise, a permis la conservation d'un remplissage d'une puissance exceptionnelle (12 m).

Les caractéristiques d'un remplissage de falaise " stable " sont très différentes de celles d'un remplissage de falaise active :

. les niveaux sont plus variés lithologiquement dans la mesure où les processus de remplissage sont directement sous l'effet des agents atmosphériques et enregistrent de manière plus fidèle les pulsations climatiques,

. les couches archéologiques sont plus riches si le porche a servi d'habitat aux hommes préhistoriques, l'aire d'activité de ceux-ci se situant le plus souvent au niveau du porche,

. les faunes, et en particulier les microfaunes de rongeurs, y sont plus abondantes, les aires de rapace se situant plus volontiers à l'aplomb de la falaise que dans la grotte proprement dite.

C) La fouille du remplissage

De nombreux auteurs (G. LAPLACE-JAURETCHE et L. MEROC, 1954 ; A. LEROI-GOURHAN, 1950 ; D. de SONNEVILLE-BORDES, 1967 ; H. de LUMLEY, 1969 et 1971) ont largement débattu du problème et exposé les techniques propres à la fouille archéologique. Les nombreuses visites de chantiers français et étrangers, ainsi que les échanges permanents que nous avons entretenus avec nos collègues, nous ont amenés à appliquer les méthodes couramment utilisées. Nous ne reviendrons pas sur ces techniques qui ne peuvent s'apprendre que " sur le tas " par la participation en tant que " fouilleur de base " à des chantiers divers. Avant de me voir confiée la responsabilité de la fouille de sauvetage d'Echenoz-la-Méline (mai 1969) par J.P. MILLOTTE, j'avais participé à de nombreux chantiers de fouilles, et c'est aux responsables de ceux-ci que je dois une bonne part de ma formation : P. BICHET (Tumulus de l'Arlier, été 1966), B. VANDERMEERSCH (Grotte du Djebel Kafzeh en Israël, étés 1967 et 1969) et A. THEVENIN (Abri de Ranchot, automne et hiver 1967).

Chaque site a ses particularités et nécessite une méthodologie adaptée à ces particularités, le souci permanent du responsable du chantier étant le collectage le plus complet possible de toutes les données mises en évidence par la fouille. L'exercice est à la limite angoissant parce qu'énorme, mais nécessaire, et nous dirons même obligatoire : *les documents (plans, relevés, photos, notes) établis en cours de fouille doivent permettre une reconstitution théorique intégrale du site détruit.* Il est inutile de fouiller méticuleusement si la description du décapage n'est pas notée systématiquement et la disposition des pièces archéologiques au sens large et paléontologiques non représentée. Cet aspect de collectage systématique des données se heurte souvent à un besoin de compréhension globale du site et une analyse trop minutieuse de détails gène parfois l'observation de caractères plus généraux dont l'importance n'apparaît pas immédiatement. Un compromis sans cesse remis en question doit être trouvé entre le collectage des observations ponctuelles et la vision générale du niveau fouillé et de sa place dans le site.

Un certain nombre de démarches communes ont été utilisées sur les sites que nous avons eu la responsabilité et le plaisir de fouiller. Nous ne prétendons cependant pas proposer une méthode universellement applicable, ayant eu souvent conscience *a posteriori* de nos imperfections, voire de nos erreurs.

- Descriptif du site avant tout travail de fouille

Il est nécessaire de dresser de manière précise la topographie du gisement avant tout commencement de la fouille proprement dite. Cette démarche devra aboutir à un bilan zéro de l'état du site : plan général et étendue horizontale du remplissage initial entre les paroi, hauteur, forme et état de la voûte calcaire ; relevé topographique en courbes de niveau de la surface du remplissage ...

Ce travail initial peut paraître superflu lorsque le site a subi des bouleversements authropiques, comme c'est souvent le cas (phases historiques d'occupation de la grotte, fouilles clandestines), mais de nombreuses déductions stratigraphiques pourront faire appel à cet état préalable.

- Carroyage et choix des points de référence

La localisation des coupes stratigraphiques, les coordonnées de chaque pièce paléontologique et archéologique devront pouvoir se faire par rapport à un quadrillage horizontal et un point de référence vertical (point O), permettant un repérage simple et constant. Ce carroyage, souvent matérialisé par une série de fils métalliques dont la projection verticale détermine des carrés de 1 m de côté, doit constituer un minimum de gêne pour le fouilleur et chaque gisement présente ses propres particularités en ce domaine.

- La fouille proprement dite

Un grand débat s'est instauré depuis la mise en application des fouilles méthodiques : fouilles verticales à but principalement stratigraphique et fouilles par décapage horizontal à but paléoethnologique. *Le vrai problème n'est pas, à notre avis, de privilégier l'une ou l'autre de ces deux méthodes, mais d'adapter un type de fouille à chaque gisement.* Il nous est apparu indispensable d'avoir une idée préalable de la stratigraphie du gisement avant tout décapage horizontal d'un niveau particulier, surtout en site de grotte où les sols d'habitat sont difficiles à individualiser avec précision. F. BORDES (1975) a fait une analyse critique magistrale des limites de la recherche systématique des " sols " d'habitat en milieu karstique (grotte ou abri) et nos observations sur les remplissages franc-comtois corroborent tout à fait cette façon de voir. D'une manière générale, il nous a paru impérieusement nécessaire d'avoir une vue la plus complète possible de la stratigraphie du gisement avant la mise en oeuvre de grandes surfaces de décapage. Cette approche stratigraphique a pu se faire sans dommage majeur pour le gisement, par l'établissement de sondages limités ou simplement par le rafraichissement de coupes anciennes au niveau des sondages clandestins ou des coupes naturelles en limite de site. Par ailleurs, des plans de décapage ont pu être étendus au niveau des couches reconnues archéologiques (couche base IVb-V à Echenoz par exemple).

- Repérage et inventaire des pièces

Nous avons adopté la méthode couramment appliquée du cahier de chantier où sont consignées toutes les observations générales de la fouille et, carré par carré, un carnet où sont inventoriées les pièces avec leurs coordonnées en trois dimensions. A chaque pièce recueillie est affecté un numéro marqué à l'encre de chine, après consolidation des éléments fragiles.

D) Etude descriptive des coupes stratigraphiques et échantillonnage

En cours de fouilles, de nombreuses coupes partielles et localisées, mais détruites par la poursuite des travaux, ont été relevées avec le maximum de soin : elles nous ont permis d'établir une coupe générale synthétique qui, bien souvent, est la seule à être publiée. Ce travail n'a pu être assuré que par la participation effective du géologue à la fouille proprement dite et le seul examen des coupes-témoins visibles après l'arrêt du chantier privera l'étude géologique de nombreuses données nécessaires à la compréhension globale du gisement. En ce qui concerne les gisements qui ont été fouillés sous notre responsabilité (Echenoz, Vergranne, Pretin), cette nécessité n'a pas posé de problèmes. Pour ce qui est des gisements fouillés par nos collègues (Casamène, Gigny, Rurey, Rochedane), nous nous sommes appuyés au maximum sur les travaux stratigraphiques des fouilleurs et nous avons participé au maximum aux chantiers en cours.

Les coupes stratigraphiques sont décrites de la manière la plus objective possible, en évitant de faire appel à des notions génétiques. A la suite de H. LAVILLE, il nous a paru important de faire apparaître les " caractéristiques texturales et morphologiques essentielles, telles qu'elles nous sont montrées à l'observation. Les critères de différenciation utilisés ensuite ont porté sur la structure, la couleur (définie sur sédiment humide à l'aide du code extrapolaire de CAILLEUX et TAYLOR), la consistance du sédiment fin, l'épaisseur et les limites du dépôt ".

Chaque fois que cela a été possible et en particulier dans les gisements en cours de fouille, *les échantillons ont été prélevés dans plusieurs secteurs du gisement et surtout dans les zones présentant des problèmes stratigraphiques (variations latérales de faciès, lacunes, lenticulations, remaniements)*. Dans le cas de sondages ou de gisements fouillés anciennement, nous nous sommes contentés d'un échantillonnage vertical sur une même colonne verticale. Le plus souvent, et lorsque la puissance du niveau le permettait, plusieurs échantillons ont été prélevés par niveau. D'une manière générale, les prélèvements verticaux ont été faits " en continu " tous les 5 à 10 cm, en tentant, dans la mesure du possible, d'éviter les pollutions de niveau à niveau. La quantité de matériaux prélevés varie avec la texture du sédiment. Les plus grossiers ont nécessité des échantillonnages de 20 kg.

Ces diverses études de terrain constituent, à nos yeux, une part importante dans l'étude du remplissage. Les études de laboratoire n'ayant le plus souvent que le mérite de quantifier les observations et d'objectiver les valeurs des différentes caractéristiques sédimentologiques. De plus, certaines données importantes (pH, calcimétrie, nature des argiles) ne sont pas perceptibles visuellement.

III. - LES ETUDES DE LABORATOIRE

Un certain nombre d'opérations ne nécessitant pas l'utilisation d'appareillages délicats ont pu être exécutées sur les lieux mêmes de la fouille (granulométrie globale, étude des fractions grossières). Cette possibilité, outre l'avantage d'éviter le transport et le stockage de grandes quantités de sédiments, a permis de suivre, en cours de fouille, des variations sédimentologiques non décelables immédiatement. De toute manière, un échantillonnage représentatif de chaque niveau a fait l'objet d'études en laboratoire.

Nous avons tenté d'appliquer de manière systématique les techniques utilisées par les deux principaux spécialistes des remplissages karstiques français que sont J. Cl. MISKOVSKY et H. LAVILLE, exposées dans leurs travaux respectifs. Nous nous sommes rendu compte, à l'usage, que les remplissages du Sud et du Sud-Ouest de la France, étudiés par ces auteurs, avaient des caractéristiques différentes des remplissages franc-comtois. *Ceux-ci, en effet, sont d'une manière générale beaucoup moins différenciés, plus monotones dans leurs caractéristiques sédimentologiques et apparemment moins diagénisés.* Aussi, les interprétations paléoclimatiques nous ont-elles posé beaucoup plus de problèmes quant à l'appréciation des degrés d'évolution post-sédimentaires des sédiments de porche et d'aven. Ce particularisme régional s'explique, à notre avis, par deux raisons :

- L'intensité de phases tempérées dans l'Est de la France est (et a toujours été) beaucoup plus faible que dans le Sud et le Sud-Est. Celles-ci n'ont jamais dépassé un certain seuil critique en-deçà duquel les phénomènes d'altération ne s'expriment pas ou très peu : le " bilan sédimentation - altération " s'exprime rarement en faveur du deuxième terme.

- La morphogenèse active en Franche-Comté a souvent détruit les zones externes des remplissages, là où les influences climatiques se sont le mieux imprégnées. La plupart des remplissages franc-comtois préservés sont des dépôts d'intérieur de grotte, là où les actions tamponnantes ont minimisé la différenciation des sédiments.

C'est H. LAVILLE qui nous initia à l'étude des remplissages et ses travaux restent un modèle. Nous suivrons point par point sa démarche méthodologique en adaptant les différents critères retenus aux caractéristiques propres aux remplissages franc-comtois étudiés.

A) La granulométrie globale

Chaque prélèvement est réparti en trois fractions granulométriques :

. fraction grossière représentée par les cailloux dont le diamètre est compris entre 10 et 100 mm,

. fraction moyenne représentée par les granules ou graviers de diamètre compris entre 2 et 10 mm,

. fraction fine de diamètre inférieur à 2 mm.

Les deux premières fractions sont obtenues par secouage sur des tamis dont le diamètre des mailles est respectivement de 10 et 2 mm. Elles sont ensuite lavées sous jet d'eau afin de les débarrasser de toute fraction fine agglomérée, puis séchées à l'étuve à basse température (40°) ou à l'air libre avant d'être pesées. Le poids de la fraction fine s'obtient par différence entre le poids total de l'échantillon et le poids des deux premières fractions, grossière et moyenne.

Les pourcentages de chacune de ces trois fractions par rapport au poids total du prélèvement considéré, sont portés sur un diagramme dont les ordonnées rendent compte de l'ordre stratigraphique des différents échantillons de la séquence étudiée. On obtient ainsi l'évolution granulométrique de la séquence considérée et une première approximation des phénomènes ayant présidé à la genèse des remplissages : les niveaux à fraction grossière dominante témoignent d'une cryoclastie vigoureuse, tandis que les niveaux à fraction fine dominante témoignent d'une moindre cryoclastie associée à un autre type de sédimentation (ruissellement ou solifluxion) ou d'une altération profonde avec dislocation des produits d'une cryoclastie antérieure.

La nature et l'intensité des caractéristiques sédimentologiques liées aux phénomènes climatiques ne pourront être appréciées avec plus de précision qu'après étude plus approfondie de ces trois fractions granulométriques.

B) Etude des fractions grossières (100 à 10 mm)

Nous avons distingué, à la suite de H. LAVILLE, deux grands axes de recherche dans la caractérisation de la fraction grossière : d'une part la recherche des manifestations de gélivation et d'autre part la recherche des manifestations d'altération.

1) Recherche des manifestations de gélivation

a) Granulométrie des fractions grossières (cailloux)

Les blocs d'effondrement (diamètre supérieur à 10 cm) sont évalués sur le gisement. La part pondérale qu'ils prennent dans le sédiment global est appréciée quantitativement. A l'usage, nous avons remarqué que les blocs étaient rarement isolés : lorsqu'ils sont présents, ils représentent le plus souvent plus de la moitié du sédiment global. L'inclusion ou le rejet d'un bloc dans un échantillonnage modifie profondément sa granulométrie. De plus, en prélèvement serré (tous les 5 cm), il est difficile d'inclure un bloc dans un échantillon donné, compte tenu du fait que le bloc en question peut couvrir trois ou quatre hauteurs de prélèvement. Dans ces cas problématiques, nous avons raccordé le bloc à l'échantillon incluant sa base.

La granulométrie des cailloux proprement dits se fait sur les fractions comprises entre 10 cm et 1 cm. A l'aide d'un crible rond, tous les cailloux sont répartis en classes de 1 cm d'intervalle. Pour la représentation au niveau des diagrammes granulométriques, nous avons limité aux classes suivantes : blocs, 10 à 8 cm, 8 à 6 cm, 6 à 4 cm, 4 à 3 cm, 3 à 2 cm, 2 à 1 cm, en cumulant à partir des fractions grossières.

Les diagrammes cumulatifs obtenus visualisent bien, surtout lorsqu'ils sont mis en parallèle avec le diagramme granulométrique global, l'indice de grossièreté du sédiment.

La plupart des auteurs, à partir de l'observation des phénomènes actuels (HAMELIN L.E. et COOK F.A., 1967) ou de l'étude expérimentale (TRICART J., 1953 et 1967 ; MALAURIE J., 1968 ; GUILLIEN Y. et LAUTRIDOU J.P., 1970) admettent que l'intensité de la gélivation des calcaires est proportionnelle à l'intensité du froid en environnement humide.Diverses analyses critiques (GUILLIEN Y., 1970 ; LAVILLE H.,1972 et 1975) ont nuancé ce principe de causalité directe en insistant sur la complexité du phénomène de gélivation qui est, en fait, sous la dépendance de nombreux facteurs (capacité de rétention d'humidité de la roche, fréquence des alternances gel-dégel, intensité du gel, durée du gel, texture et structure de la roche). De plus, il convient de distinguer les processus de " gélivation initiale " (HAMELIN L.E. et COOK F.A., 1967)

concernant les phénomènes de dislocation de la paroi rocheuse à l'affleurement, des processus de " gélivation de reprise " (LAVILLE H., 1975) qui englobent les phénomènes de gélivation des fragments rocheux postérieurement à leur accumulation en éboulis de pied de falaise. Il est très difficile de séparer, parmi les éléments calcaires d'un remplissage, ce qui revient à l'un ou l'autre de ces deux types de gélivation. D'après H. LAVILLE (1975), l'un des principaux critères de caractérisation de la gélivation de reprise est la présence de cailloux fissurés. Ceux-ci sont caractérisés par un réseau de fines craquelures superficielles et sont interprétés comme " le produit de phénomènes de gel et de dégel de faible intensité et de faible amplitude, favorisés d'autre part par la présence d'une matrice fine, abondante ". Ce type de cailloux n'a jamais été retrouvé dans les remplissages franc-comtois, ce qui nous a amenés à minimiser l'effet de gélivation de reprise. Par contre, les cailloux gélivés, caractérisés par un éclatement total en plusieurs fragments, sont présents dans nos remplissages. Cette caractéristique, supposant un gel intense, a été considérée comme un phénomène annexe de gélivation initiale.

La granulométrie des cailloux nous apparaît donc comme directement liée à l'intensité du froid, sans pour autant devoir paralléliser la courbe climatique à la médiane granulométrique de la fraction grossière. Celle-ci constitue cependant un élément d'appréciation non négligeable dans l'interprétation climatique.

Le cas des blocs calcaires présents dans les niveaux de remplissage appelle cependant une remarque. Leur présence ne correspond pas systématiquement à une granulométrie grossière de cailloux. De même, ils peuvent être absents d'un niveau de blocaille riche en éléments de diamètre compris entre 5 et 10 cm. Par contre, nous avons remarqué qu'ils étaient souvent présents à la partie supérieure des niveaux, traduisant une phase de réchauffement. Cette constatation peut s'interpréter de la manière suivante : en période tempérée, la paroi calcaire dominant le porche se stabilise, mais les zones fissurées et diaclasées s'élargissent par dissolution, disséquant la paroi en blocs jointifs tant que le gel ne les destabilise pas. Dès qu'une période de dégradation climatique survient, les premiers effets du gel se manifesteront par le détachement de ces blocs préparés. La phase froide se poursuivra par un assainissement progressif de la paroi, sans pour autant provoquer la chute de blocs, et même si le froid s'intensifie.

Ainsi, une paroi calcaire sera plus sensibilisée et génératrice de blocs après une phase de réchauffement, qu'au cours ou en fin de période froide.

b) Recherche des plaquettes de gel

Le pourcentage des plaquettes de gel évalué dans chaque niveau de remplissage est sensé donner une idée de l'intensité du gel lors du dépôt de ces niveaux. Théoriquement, cette notion est concevable et ne semble pas entraîner de restriction théorique. Pratiquement, les problèmes posés par ce type de cailloux sont nombreux. Tout d'abord, *qu'est-ce qu'une plaquette de gel ?* Il est possible d'en observer la formation actuelle et, dans ce cas, on peut définir quelques critères tangibles qui la caractérisent bien :

. forme parallélipipédique d'épaisseur petite par rapport aux autres dimensions (longueur et largeur de dimensions relatives variables, mais le plus souvent peu différentes),
. présence d'une face d'éclatement plus fraîche que la face opposée,
. arêtes vives, très anguleuses, séparant les différentes faces plus ou moins plates.

Dans les remplissages anciens par contre, les encroûtements possibles et les altérations fréquentes ont pu transformer ces plaquettes, si bien que celles-ci y sont rares ou absentes, même dans certains niveaux où les indices de froid sont par

ailleurs manifestes. L'abondance de plaquettes de gel dans un niveau donné traduira son origine cryoclastique, mais leur absence ne sera pas systématiquement synonyme de défaut de cryoclastie. Il est donc aléatoire de paralléliser l'évolution du pourcentage de plaquettes de gel dans un remplissage à l'importance des phénomènes cryoclastiques ayant présidé à la mise en place des différents niveaux stratigraphiques du remplissage et, par extrapolation tentante, à la rigueur du climat des périodes contemporaines de chacun de ces niveaux. Raisonner de cette manière, c'est faire abstraction de phénomènes dont certains peuvent être décelés par ailleurs (importance de la diagénèse au sens large, lessivage, percolation, corrosion, encroûtement, pédogénèse ...) mais dont d'autres sont difficiles à appréhender dans l'état des techniques actuelles (vitesses de sédimentation, d'enfouissement, importance du troncage des différents niveaux, vidanges, lacunes).

Un autre problème de fond doit être envisagé. L'observation des produits actuels de la cryoclastie des calcaires jurassiens nous montre que toutes les strates ne donnent pas forcément des plaquettes. Cette remarque est valable à échelle stratigraphique réduite : au niveau du banc rocheux décimétrique dans les calcaires du Bajocien inférieur (calcaires à entroques) par exemple. La gélivation de certains niveaux produit un fort pourcentage de plaquettes (plus de 80 %),tandis que d'autres donneront essentiellement des polyèdres composites. Cette observation nous amène à penser que la forme des produits de gélivation dépend plus de la nature lithologique du calcaire encaissant que de l'intensité ou de la nature du gel (longue période de type saisonnier ou courte période de type journalier). Aussi, nous pensons qu'il n'est pas nécessaire de distinguer parmi les éléments cryoclastiques d'un remplissage les pourcentages relatifs en polyèdres, prismes, plaquettes épaisses, plaquettes minces, plaquettes gélives.

En conclusion, il ne nous a pas paru souhaitable de différencier les plaquettes de gel des autres types de cailloux gélifs dans les remplissages franc-comtois. Tous les éléments manifestement gélifiés -cette notion étant assez facilement perceptible visuellement- ont été cumulés dans les pourcentages et groupés sous la rubrique " *fragments gélifs* ". De plus, la présence plus ou moins abondante de fragments gélifs dans un niveau de remplissage constitue une donnée importante quant à la rigueur du climat contemporain de sa mise en place, mais par contre l'absence de tels fragments ne prouve pas le contraire. Ceux-ci ont pu exister, mais être corrodés ultérieurement.

Les deux critères évoqués précédemment (granulométrie des fractions grossières et pourcentage des fragments gélifs) ont constitué les principaux indices des manifestations de gélivation. Nulle part dans les remplissages franc-comtois, nous avons décelé la présence de cailloux fissurés. Exceptionnellement et de manière non quantifiable, quelques blocs gélivés ont été décelés.

2) Recherche des manifestations d'altération

Le but recherché est l'appréciation des degrés d'altération des fragments calcaires et d'en déduire l'intensité des phénomènes ayant provoqué cette altération. Deux objections préalables peuvent être soulevées dans cette démarche :

- On considère implicitement que tout fragment calcaire détaché d'une paroi sous l'action du gel présente initialement les caractéristiques d'un fragment gélif (arêtes tranchantes, pas de corrosion de surface). L'intensité des phénomènes d'altération sur ce fragment sera d'autant plus grande que celui-ci s'éloignera du type théorique initial. Or, l'aspect actuel de certaines parois de porches de grottes nous montre que certains fragments, avant de s'en détacher, acquièrent une morphologie émoussée et une altération parfois importante. Inclus au remplissage, ils lui confèrent un caractère " altéré ", bien que cette altération ait été acquise ultérieurement.

- D'autre part, on considère également implicitement que l'altération s'est faite couche par couche et niveau par niveau. Ceci est peut-être vrai pour les environnements à fort pouvoir de diagénèse et de compaction (abri sous roche en particulier), mais en ce qui concerne les remplissages franc-comtois, nous avons pu mettre en évidence des altérations pénétrant profondément dans les dépôts, et influençant plusieurs niveaux. Ainsi, certaines altérations intenses peuvent se superposer à l'altération individuelle d'un niveau. La part respective de ces différents phénomènes est évidemment difficile à discerner.

Ces objections théoriques soulevées, il n'en reste pas moins que le sédimentologue est obligé de juger " sur pièce " et la démarche analytique première reste la mesure des critères d'altération des différents niveaux du remplissage étudié. Parmi les différents indices proposés par H. LAVILLE (émoussé, corrosion, friabilité, porosité), nous avons retenu et évalué les indices d'émoussé et de porosité. Le sciage systématique des éléments calcaires des remplissages nous a montré que certains d'entre eux possédaient des cortex d'altération importants et variés. Nous avons donc tenté une typologie de ces cortex et étudié la répartition des différents types reconnus dans les divers niveaux des remplissages.

a) Indice d'émoussé

Utilisé dès 1955 par E. BONIFAY et repris de manière systématique pour caractériser les remplissages karstiques, l'indice d'émoussé nécessite le classement des fragments calcaires, par niveau, en quatre groupes :

- cailloux non émoussés, très anguleux, à arêtes vives
- cailloux peu émoussés à arêtes adoucies
- cailloux émoussés dont les arêtes sont encore décelables, mais ne présentant plus d'angulosité
- cailloux très émoussés, dont les arêtes initiales ne sont plus décelables.

Le pourcentage pondéral de chacun de ces groupes est calculé pour chaque échantillon et multiplié par un indice croissant en fonction de l'émoussé (0 pour le premier groupe, 1/3 pour le deuxième, 1/2 pour le troisième, 1 pour le quatrième). La somme des valeurs trouvées s'additionne et le résultat constitue l'indice d'émoussé de l'échantillon étudié. On constate ainsi qu'un échantillon composé uniquement de fragments du groupe 1 (cailloux non émoussés) a un indice d'émoussé égal à 0, tandis qu'un échantillon composé uniquement de fragments du groupe 4 (cailloux très émoussés) a un indice d'émoussé égal à 100.

Malgré une certaine subjectivité de cette méthode (surtout dans l'affectation des fragments à tel ou tel groupe), elle s'est montrée très intéressante pour les remplissages étudiés.

b) Indice de porosité

* Principe

Il s'agit d'évaluer la porosité des cailloux des différents niveaux d'un remplissage à partir du poids d'eau susceptible de pénétrer par capillarité dans les méats de la zone corticale.

On pèse l'échantillon sec, puis après immersion de 24 h dans l'eau. La différence de poids nous donne la quantité d'eau d'imbibition qui a pénétré lors de l'immersion, mais aussi la quantité d'eau adhérant à la surface externe des cailloux de l'échantillonnage. Ainsi, cette différence n'est-elle jamais nulle, même lorsqu'il s'a-

git d'un lot de cailloux extrêmement frais et manifestement non poreux. Des expériences-témoins, faites sur de tels échantillons, nous ont montré que cette quantité était faible par rapport à la quantité d'eau d'imbibition (entre 15 et 20 %).

Le rapport entre la différence de poids (après immersion et sec) et le poids initial sec, exprimé en pourcentage, nous donne la porosité des cailloux de l'échantillon que l'on reporte sur un tableau permettant de comparer les valeurs obtenues pour les différents niveaux du remplissage.

* Critique

Pour que les différentes valeurs obtenues soient comparables, il est nécessaire que les lots de cailloux étudiés soient eux-mêmes comparables en ce qui concerne leur granulométrie. Il faut d'une part que les fractions granulométriques ne soient pas trop petites, car dans ce cas, le rapport :

$$\frac{\text{eau adhérant à la surface externe}}{\text{eau d'absorption interne}}$$

devient important et la différence de poids, après et avant l'immersion, reflète surtout le premier terme du rapport. Celui-ci n'a, bien entendu, aucune valeur significative de la porosité et réduit la précision de l'appréciation de l'eau d'imbibition. Pour éviter cet inconvénient, l'idéal serait de prendre les fractions granulométriques les plus grandes possibles (de 8 à 10 cm par exemple). Mais il faut d'autre part que les fractions granulométriques de chaque niveau dont on veut tester la porosité soient équivallentes pour être comparables. Or, l'expérience nous a montré que les fractions granulométriques élevées n'étaient pas présentes dans tous les niveaux, mais que, par contre, celles comprises entre 2 et 6 cm étaient, à part exception, bien représentées dans tous les niveaux des remplissages. C'est donc à partir de celles-ci que nous avons fait nos mesures de porosité.

Il est nécessaire enfin que la quantité de cailloux testée soit suffisamment grande pour que la différence de poids, avant et après immersion, soit élevée par rapport à la sensibilité de la balance qui nous donne les poids au gramme près. L'expérience nous a montré qu'il était nécessaire d'immerger au moins 800 g de cailloux.

* Valeur interprétative

Théoriquement, la porosité d'un niveau reflète l'altération des cailloux de ce niveau. Les données de la porosité sont souvent confirmées par l'examen de lames minces : une forte porosité correspondra à l'existence de nombreux méats dans la partie corticale des cailloux. Cependant, deux phénomènes viennent perturber cette relation simple à première vue :

- Une importante altération initiale pourra être secondairement colmatée par un concrétionnement qui empêchera l'absorption d'eau et abaissera ou annulera de ce fait la porosité. L'observation de lames minces permettra, dans ce cas, d'estimer le degré d'altération réel. Le phénomène secondaire de concrétionnement sera interprété d'autre part.

- Inversement, des cailloux non altérés peuvent être recouverts d'un concrétionnement très poreux de granules, agglomérés de façon lache. La porosité calculée dans ce cas sera exagérée et sa valeur ne reflètera pas la porosité propre de l'échantillon. Là aussi, l'examen de lames minces permettra d'estimer le degré d'altération réel.

A quelle interprétation climatique peuvent donner lieu l'indice de porosité d'un niveau et les variations de cette valeur dans une séquence stratigraphique ? Abstraction faite des deux remarques précédentes, la valeur de la porosité reflète l'altération des cailloux d'un niveau stratigraphique, elle-même résultant des processus de dissolution intervenant après le dépôt comme facteur de diagénèse.

On peut admettre que les phénomènes de dissolutions correspondent à des phases relativement tempérées humides. En effet, la dissolution nécessite la présence d'un *solvant mobile* : ce solvant est l'eau et sa mobilité ne peut exister que dans les niveaux meubles, donc non gelés. De plus, la dissolution ne peut intervenir que dans les niveaux superficiels lessivés ; les niveaux plus profonds ont tendance, au contraire, à subir une précipitation sous forme de concrétionnement, bréchification, induration, etc ... Ceci suppose non seulement une sédimentation lente, mais également une érosion lente, donc une *stabilisation quantitative du remplissage*, corollaire d'une période de faible gélivité (tempérée) à pluviosité notable.

c) Etude des cortex d'altération

Le sciage systématique, à la scie diamantée, d'une quantité statistiquement suffisante (30 à 40 cailloux) d'éléments de la fraction grossière nous a permis de mettre en évidence la présence et la complexité des cortex d'altération de ces éléments. Nous avons pu établir une typologie descriptive de ces cortex et repérer la répartition de ces types dans le remplissage de la Grotte de Gigny. Cette méthode ne nous a pas apporté de renseignements paléoclimatiques plus précis que les méthodes classiques, mais nous a permis de mieux cerner cette donnée importante qui est la vitesse de sédimentation en milieu karstique.

3) Le problème des concrétions carbonatées

Deux types de concrétions carbonatées (calcite plus ou moins pure) ont été observés dans les remplissages étudiés. D'une part, les concrétions illuviales, considérées comme le résultat de précipitations de carbonates à l'intérieur ou au sommet de remplissage ; d'autre part, les fragments de calcite précipités initialement en placage contre les parois de la grotte et inclus au remplissage par cryoclastie, au même titre que les fragments du calcaire encaissant.

a) Les concrétions illuviales

L'abondance de calcaire polymorphe dans les remplissages franc-comtois et leur contexte encaissant ont nécessairement provoqué la redistribution de ce calcaire omniprésent. Nous avons constaté plusieurs types de produits précipités :

- La calcimétrie montre que l'essentiel de la fraction fine des remplissages est pratiquement aggloméré en agrégats plus ou moins grossiers par de la calcite diffuse. Quelle est, dans ce complexe, la part de calcite réellement reprécipitée par rapport aux carbonates hérités des sols du plateau et accumulés dans les remplissages par percolation ou solifluxion ? Ces agrégats sont, le plus souvent, présents dans la fraction fine du remplissage, mais à Vergranne, ils constituent l'essentiel de la fraction moyenne de l'éboulis inférieur.

- Dans les niveaux récents (post-glaciaires), nous avons constaté la présence fréquente (Prétin, couche IV de Gigny) de niveaux tufacés, blancs, pauvres en fragments calcaires composés à 90 % de carbonates. Les associations malacologiques présentes dans un tel niveau de la Grotte du Diable à Prétin ont permis de le dater de la phase atlantique, donc d'une période considérée comme relativement chaude et humide.

- Enfin, les planchers stalagmitiques représentent l'expression maximale des précipitations *in situ*. Rarement constitués de calcite pure, ils forment le plus souvent une induration des niveaux antérieurs par calcitation.

La plupart des auteurs considèrent ces concrétions alluviales comme des produits de précipitations calcitiques après lessivage de niveaux carbonatés sus-jacents. On les estime être contemporaines de phases humides, tempérées.

b) Les fragments calcitiques cryoclastiques

Ils entrent dans les éléments de fraction grossière des remplissages, mais s'en distinguent par leur nature : ce sont, en effet, des fragments de calcite détachés par cryoclastie des parois des karsts et incorporés aux remplissages de ceux-ci. Leur abondance est très variable, comme d'ailleurs leur dimension : ce sont des blocs de plusieurs centaines de kilos à la base de la couche VIII d'Echenoz ou au sommet des argiles stériles de Vergranne, mais ils sont souvent de taille beaucoup plus modeste, répartis dans les remplissages.

D'après H. LAVILLE (1975) " la genèse de ces concrétions suppose une stabilité des parois et une augmentation de l'humidité. Leur présence dans un dépôt indique une phase d'humidité immédiatement antérieure ". Cette interprétation a été en partie confirmée dans les remplissages franc-comtois. On a cependant pu noter leur présence de manière quasi continue en plus ou moins grande abondance dans certains remplissages (Gigny), traduisant quelque temps de latence entre leur genèse sur les parois et leur chute dans le remplissage.

C) Etude des fractions moyennes (10 mm - 2 mm)

L'étude de cette classe granulométrique a permis, le plus souvent, de confirmer les données apportées par l'examen des fractions grossières. Parfois cependant, certains éléments de cette fraction ont permis de mettre en évidence des éléments absents des classes granulométriques plus grandes. Parmi ces éléments, nous retiendrons :

- Les galets exogènes de quartz et de roches vertes hérités des formations de couverture et inclus dans les remplissages karstiques lors de phases de ruissellement majeures.

- La présence de microfaune (rongeurs et insectivores) en quantité plus ou moins importante, traduisant le caractère " en place " ou remanié de certains niveaux et la position relative de la falaise dominant le porche par rapport aux niveaux du remplissage (voir le chapitre sur Gigny).

- La présence de concrétions alluviales, résultat des processus de lessivage et de percolation de la phase carbonatée.

D) Etude des fractions fines (inférieures à 2 mm)

Vu le caractère souvent aéré et toujours faiblement diagénisé des remplissages franc-comtois, les caractéristiques des fractions fines peuvent apparaître moins édifiantes sur les conditions de mise en place de chaque niveau sédimentologique pris individuellement. En effet, nous avons de nombreuses preuves de la migration de cette fraction dans les méats ménagés autour de la trame de fond constituée par la fraction grossière. L'uniformité relative des caractéristiques granulométriques, minéralogiques de cette fraction fine apparaît comme la résultante de cette homogénéisation pénécontemporaine de la matrice fine des remplissages. Seuls, les planchers stalagmi-

tiques ont limité cette migration et nous avons fréquemment constaté l'absence de matrice argileuse dans les niveaux " open-work ", immédiatement sous-jacents à ces planchers.

Les analyses effectuées sur cette fraction granulométrique ont porté sur la granulométrie, la calcimétrie, le pH, la minéralogie des argiles. La rareté des fragments de quartz (exception faite pour les limons sableux, fluviatiles), ne nous a pas permis d'étudier leur morphoscopie de manière systématique. Des analyses géochimiques des constituants essentiels ont été effectuées sur le remplissage de Gigny (plagioclases, feldspaths potassiques, goethite).

1) Granulométrie

Les techniques granulométriques classiques ont été utilisées de manière systématique sur chacun des échantillons de fraction fine : tamisage mécanique pour les éléments compris entre 2 mm et 50 microns et densimétrie (Méthode MERIAUX) pour les éléments inférieurs à 50 microns. Chaque échantillon avait été auparavant agité dans l'eau distillée pendant 4 h à l'agitateur rotatif. Malgré ce traitement préalable destiné à dégagréger les constituants, l'examen des particules granulométriques à la loupe binoculaire nous a montré que celles-ci étaient toujours constituées d'agrégats que l'agitation n'avait pas désorganisés, même si elle était poursuivie pendant 24 h. Cette agrégation persistante est due à une trame calcaire que seule une décarbonatation préalable à froid parvient à désorganiser. Les courbes granulométriques de la fraction fine des remplissages, obtenues à partir d'un échantillon non carbonaté, sont donc peu significatives et ne renseignent en tous cas pas sur les conditions de mise en place de cette fraction fine. Par contre, la comparaison entre les courbes granulométriques de sédiment fin non traité et du même sédiment décarbonaté pourra donner une idée du degré d'agrégation, et par là même, de l'importance des percolations et des lessivages.

L'étude granulométrique a, par contre, été extrêmement utile dans l'examen des remplissages typiquement fluviatiles comme ceux de l'abri de Rochedane où les débordements du Doubs ont été facilement mis en évidence grâce à cette méthode. Un *indice de fluviatilité* du remplissage a pu être comparé à un *indice de cryoclastie*, les deux facteurs génétiques se complétant ou s'excluant tour à tour.

Hormis ce type de dépôt, directement lié à un apport externe par un cours d'eau, la granulométrie des sédiments fins des remplissages karstiques franc-comtois n'a jamais permis de constater des reprises d'activité de cours d'eau karstiques, ravinant ou interstratifiant dans les éboulis cryoclastiques, des dépôts typiquement fluviatiles, silteux ou sableux. Ceci nous porte à croire que, du moins en Franche-Comté, un conduit karstique abandonné n'est jamais ou très rarement réutilisé par les eaux souterraines. La cause de cet abandon définitif pourrait être un enfoncement rapide des réseaux, lié à une fracturation importante des calcaires du substratum et une néotectonique active prenant la forme d'un relèvement général de type isostasique.

2) Calcimétrie

Le dosage des carbonates de la fraction fine a été réalisé à l'aide d'un carmhograph, appareil couramment utilisé par les pédologues. D'emploi simple et rapide, le carmhograph permet le dosage instantané des carbonates d'un poids donné d'échantillon par référence à un poids égal de carbonate de calcium pur. L'échantillon est soumis à l'action de l'acide chlorhydrique concentré à froid et le gaz carbonique dégagé, absorbé par de la soude. La déviation du stylet inscripteur est proportionnelle au dégagement de gaz carbonique, donc à la quantité de carbonates dans l'échantillon. Deux échelles de mesure peuvent être adoptées : l'une, la plus grossière, permet une lecture de la déviation avec une précision à 2 % près (1/4 de division du

papier enregistreur) ; l'autre, plus précise, multiplie la déviation par 5. Pour les échantillons dont la teneur en carbonates excédait 20 %, nous nous sommes contentés de la première échelle ; par contre, nous avons systématiquement fait une deuxième mesure à échelle précise pour les échantillons contenant moins de 20 % de carbonates.

D'une manière générale, la fraction fine des remplissages d'évents karstiques (porche et aven) est toujours carbonatée. La teneur en carbonates est rarement inférieure à 10 %. L'origine de ces carbonates constitue le principal problème pour la compréhension de la genèse des remplissages. Plusieurs origines possibles peuvent être évoquées :

- héritage direct de la fraction fine des sols développés à la surface des plateaux calcaires et transportés dans les remplissages par solifluxion (au niveau du porche) ou infiltration par les nombreuses fissures dans les zones plus profondes du karst.

- précipitation dans le remplissage après dissolution dans les calcaires encaissants par les eaux d'infiltration.

- réalimentation en carbonates des fractions fines (intialement décarbonatées ?) à partir des fragments calcaires cryoclastiques inclus au remplissage.

De toute manière, nous n'avons pas remarqué de décarbonatation totale, même dans les niveaux riches en matrice fine. Or, la décarbonatation constitue la première étape de la pédogénèse (M. GAIFFE, 1976). Ceci nous incline à penser qu'il n'y a pas de véritables sols dans les remplissages franc-comtois étudiés et que l'essentiel de la fraction fine est hérité des sols peu évolués (rendzine brumifiée ou pas) développés sur les plateaux.

Cette abondance des carbonates, corollaire d'un lessivage faible ou inexistant des remplissages, est un facteur de stabilisation géochimique et minéralogique de la fraction fine et en particulier des argiles. La haute teneur en carbonates de la fraction fine lui confère un pouvoir de rétention et de stabilisation dans la migration d'une part, et dans l'évolution d'autre part de la phase argileuse.

Les argiles de fond de karst, le plus souvent dépourvues de fragments calcaires ou calcitiques, sont par contre beaucoup plus décarbonatées. Interprétées comme le résultat d'infiltration en " karst aveugle " en contexte climatique tempéré, à partir des sols des plateaux calcaires, elles représentent une expression plus évoluée de ces sols, beaucoup plus décarbonatée (terra fusca de paléosols de type brun calcique). Les grandes fissures visibles au front des carrières et des bords de route sont comblées d'une formation comparable visuellement et minéralogiquement (M. POCHON, 1974).

3) Morphoscopie des quartz

Le quartz est rare dans les remplissages franc-comtois. Il existe sous trois types granulométriques :

- les galets exogènes présents dans les fractions moyennes, hérités des couvertures superficielles morainiques anciennes. Ils sont rares et souvent associés à d'autres galets de même origine (roches vertes).

- les grains de quartz caverneux à encroûtement ferrugineux issus des calcaires encaissants et inclus au remplissage après avoir subi une altération dans la pédosphère. Nous les avons trouvés de manière très sporadique dans les fractions sableuses des remplissages.

- dans la partie supérieure du remplissage de Gigny, l'analyse minéralogique a révélé l'existence de quartz abondant dans les limons fins. Interprétée comme allochtone en raison de son abondance inhabituelle, la finesse de la fraction granulométrique n'a pas permis d'études morphoscopiques ou exoscopiques particulières.

Vu la rareté du quartz et son absence des classes granulométriques couramment soumises aux examens morphoscopiques, aucune étude de surface n'a pu être réalisée dans les remplissages de karst classique. Par contre, la morphoscopie des sables et limons quartzeux, liés aux phases de débordement du Doubs de l'abri de Rochedane, nous a permis d'apporter des précisions sur leur condition de dépôt.

4) Mesure du Ph

La mesure systématique du pH a été réalisée sur chaque échantillon. Elle nous a donné des résultats assez monotones, s'échelonnant entre 7,5 et 8,20, ce qui n'est pas surprenant en milieu calcaire. La faible amplitude constatée entre les niveaux riches en blocaille et les niveaux à abondante matrice argileuse, a confirmé le caractère " hérité " de celle-ci et l'absence de pédogénèse quelque peu prononcée affectant les remplissages franc-comtois.

5) Etude des minéraux argileux

Celle-ci n'a pas été réalisée systématiquement, car une première approche du problème effectuée sur le remplissage de Gigny en 1976 (analyses de M. POCHON), nous a fait entrevoir la monotonie du cortège minéralogique des argiles. En tant qu'indicateur climatique, la fraction argileuse ne constitue pas un bon critère de jugement dans les remplissages franc-comtois. Les argiles des remplissages représentent, *grosso modo*, le résidu insoluble du calcaire encaissant. Par contre, la présence ou l'abondance surprenante de minéraux non issus de l'environnement calcaire, a pu être interprétée comme allochtone (chlorite).

Nous sommes conscients de n'avoir pas épuisé toutes les techniques sédimentologiques susceptibles de donner des renseignements d'ordre paléoclimatique ou génétique concernant les remplissages de grottes en Franche-Comté. Il nous a cependant semblé utile d'aborder cette étude avec le plus grand nombre de moyens adaptés, permettant l'approche la plus objective possible des circonstances de mise en place de ces remplissages. Cette analyse sédimentologique n'a été fructueuse qu'avec l'appui complémentaire des analyses paléontologiques (grande faune, microfaune, palynologie...) qu'ont bien voulu réaliser nos collègues spécialistes de ces diverses disciplines.

CHAPITRE III

UN REMPLISSAGE D'AVEN :
LE GISEMENT DE VERGRANNE
(DOUBS)

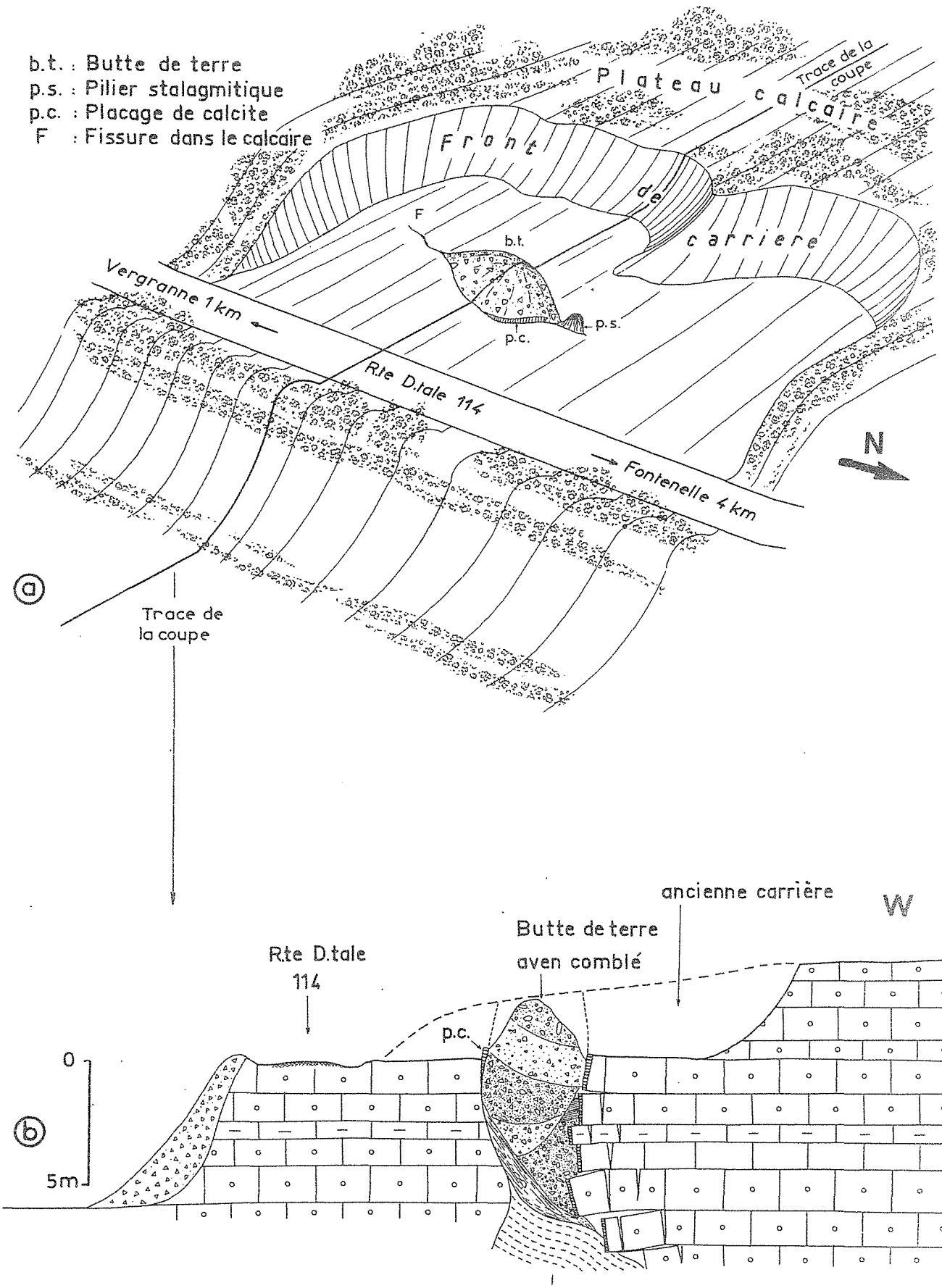


Fig. 9 : Le site de l'Aven de Vergranne.

Le gisement de l'aven de Vergranne fut découvert par Monsieur Paul MARCHEVET, alors instituteur à Vergranne et actuellement maire de ce village. C'est lui qui exhuma au cours des années 68-69 un lot d'ossements divers qu'il déposa au Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie de l'Université de Besançon. Parmi ceux-ci, se trouvait un fragment de mandibule de Dicerorhinus mercki avec symphyse et p_3 en place. Ces ossements provenaient d'un remplissage karstique mis à jour dans une carrière située à une dizaine de kilomètres au Nord de Baume-les-Dames, le long de la départementale 114 entre Vergranne et Fontenelle, au lieu-dit " La Vie de Rillans ".

La partie initialement visible du remplissage se présentait en 1970 comme une butte oblongue d'environ 1,80 m de haut, au centre de la carrière exploitant les calcaires du Bajocien moyen (Fig. 9a). Les carriers, peu intéressés par les matériaux terreux, avaient exploité la roche encaissante, laissant ainsi le remplissage bréchifié en relief sur le plancher de la carrière. Manifestement, les parties marginales du remplissage avaient été endommagées lors de l'exploitation et une bonne partie de celui-ci avait disparu.

Les fouilles systématiques débutèrent en 1973 et se terminèrent en octobre 1978, à raison d'un mois environ par an avec une équipe d'une dizaine de fouilleurs. Au cours des années 73 à 75, un sondage au niveau des carrés O, 1, 2, 3 et 4 fut effectué jusqu'aux argiles stériles du fond de l'aven. De 76 à 78 et après concertation, le reste du remplissage fut fouillé. S'il est parfois nécessaire de laisser des témoins stratigraphiques dans certains gisements, il nous a paru souhaitable de fouiller l'ensemble du site, d'une part pour en extraire la totalité du matériel osseux (certains fossiles n'étant que partiellement dans le sondage initial) et d'autre part pour se rendre compte si l'intervention humaine pouvait se manifester par prélèvement de certaines pièces d'animaux piégés dans l'aven.

I. - LE SITE : Environnement topographique et géologique

Malgré les faibles dimensions de la cavité comblée, nous lui avons attribué le terme d'*aven*, plutôt que fissure. Sa largeur semble en effet augmenter vers la profondeur comme le montrent les coupes (Fig. 9b), et l'effondrement de la roche encaissante témoigne d'un vide dans les parties profondes. Il n'est pas douteux que cette forme karstique corresponde à un système de cavités anciennes plus profondes. L'usage semble réserver le terme de fissure à des cavités longues et étroites dont la largeur se réduit en profondeur. Ces fissures semblent correspondre à des élargissements de plans de diaclases sans communication directe avec un système karstique profond. En d'autres termes, la génèse d'une fissure semble avoir essentiellement des causes externes provoquant l'élargissement d'une diaclase, alors qu'un aven apparaît plus comme l'event d'une cavité profonde, ce qui semble être le cas de Vergranne, bien que cette cavité profonde ne sera probablement jamais désobstruée, étant complètement comblée d'argiles stériles.

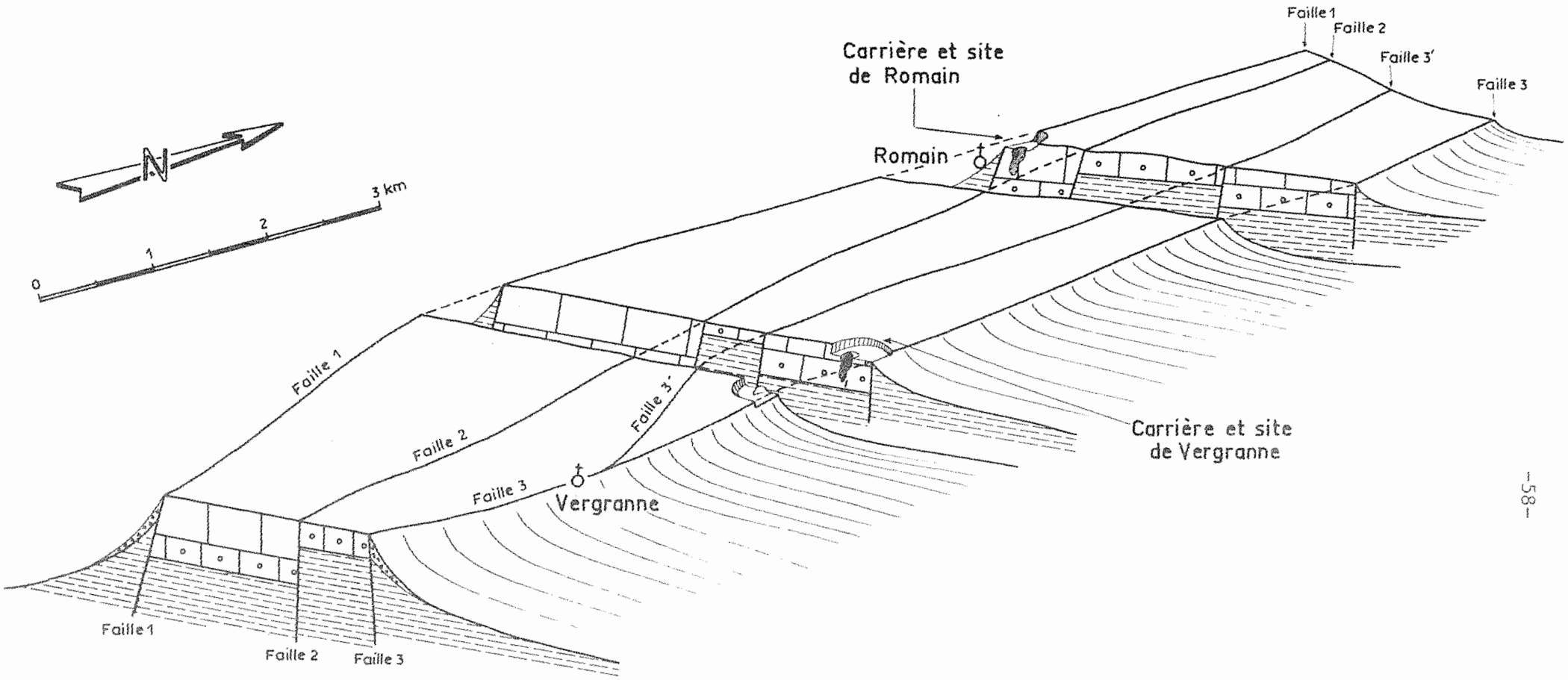


Fig. 10 : Le plateau calcaire de Vergranne : situation des gisements de Romain et de Vergranne.

Le réseau karstique dont l'aven ne représente qu'un event colmaté est parallèle au système de failles subméridiennes qui compartimentent les plateaux de la zone préjurassienne (Fig. 10). La cavité elle-même est creusée à partir de deux axes principaux de diaclases, l'un d'orientation Nord-Sud, c'est-à-dire parallèle au système de failles principales, et l'autre, plus accessoire, d'orientation Nord-Nord-Ouest (Fig. 11).

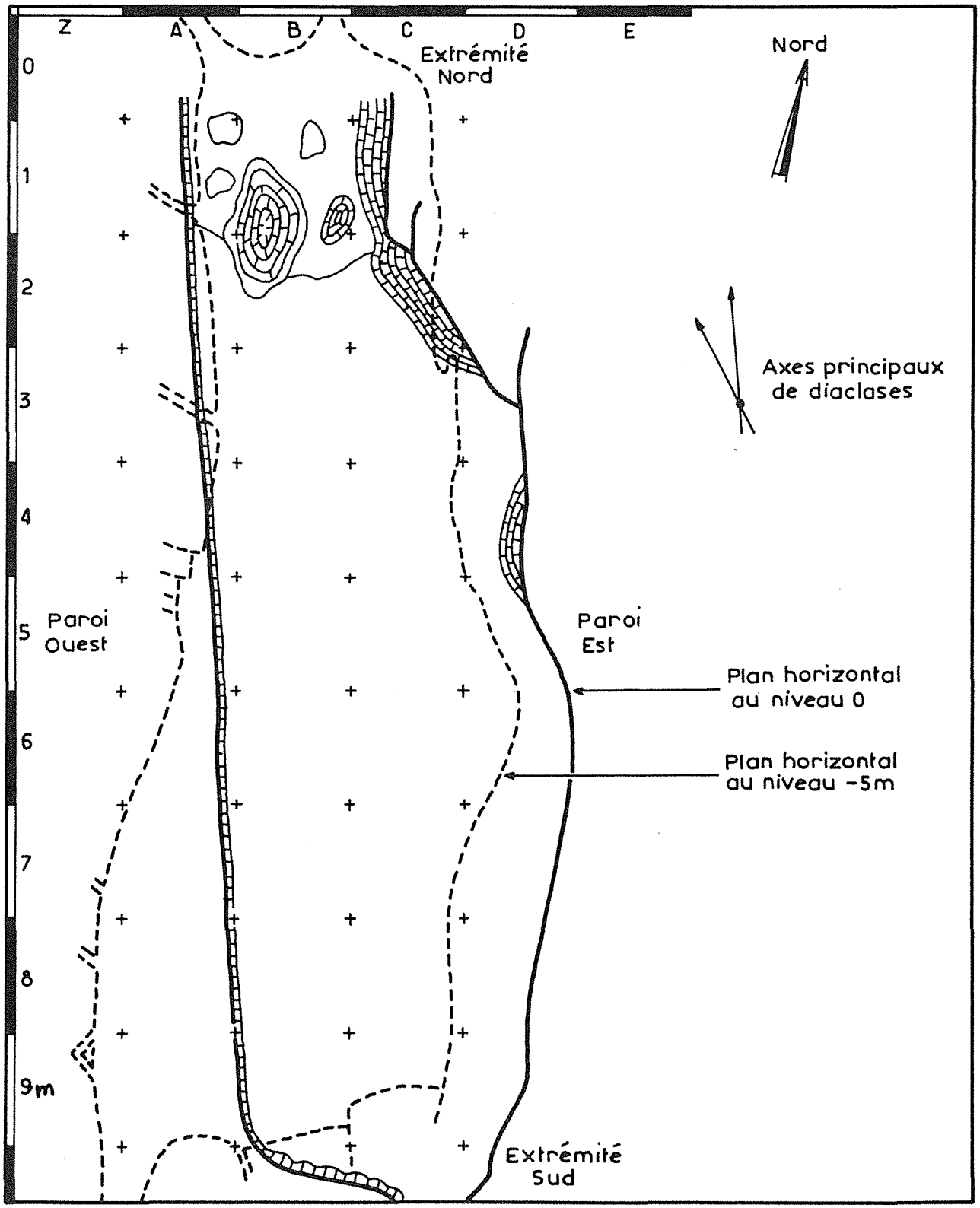


Fig. 11 : L'Aven de Vergranne : plan de l'aven au plancher de la carrière (niveau 0) et à la cote - 5 m.

Les plateaux de la zone préjurassienne constituent un promontoire topographique d'orientation Sud-Ouest - Nord-Est, d'altitude comprise entre 400 et 500 m. Ils dominent de manière abrupte la vallée du Doubs vers le Sud-Est, qui les entaille en une gorge assez nette d'une centaine de mètres. Vers le Nord-Ouest, ils s'abaissent en pente douce en direction de la vallée de l'Ognon qui serpente dans une dépression aux formes molles.

Géologiquement, les plateaux de la zone préjurassienne sont constitués de compartiments étroits subméridiens, séparés par des failles (Fig. 10). Les compartiments calcaires du Jurassique moyen, en relief, dominent les compartiments liasiques marneux parcourus par de petits cours d'eau superficiels qui se perdent souvent, au contact des failles. Vers le Nord, les assises du Trias affleurent, déterminant la zone dépressionnaire de l'Ognon, tandis que vers le Sud, la structure faillée simple se complique au niveau du faisceau bisontin, représentant les premières structures de la chaîne jurassienne proprement dite. C'est au contact d'un compartiment calcaire surplombant et d'un compartiment marneux dépressionnaire que se situe le site de l'aven de Vergranne.

Ces compartiments calcaires sont parsemés de remplissages karstiques, et récemment, une carrière ouverte sur le rebord occidental à l'aplomb du village de Romain, a mis à jour un remplissage fossilifère contenant une faune analogue à celle de Vergranne (Fig. 10).

II. - LE REMPLISSAGE (Fig. 12 et 13)

Le remplissage de l'aven n'est pas à proprement parler stratifié. Il apparaît constitué de talus d'éboulis d'allure générale en " berceau " et irrégulièrement emboîtés les uns dans les autres. Ils sont assez semblables lithologiquement et tous constitués d'une blocaille calcaire hétérométrique, anguleuse, enveloppée dans une matrice argileuse brune (E 38 du code expolaire CAILLEUX et TAYLOR). Aussi, est-il difficile d'y distinguer de véritables " couches ".

Excepté le sommet (au-dessus du niveau 0) l'ensemble est aéré, présentant même localement des vides importants. Ceci est probablement dû à l'étroitesse de la fissure qui, n'excédant jamais 3 mètres, a assuré au remplissage grossier un appui latéral provoquant un effet de voûte et évitant un tassement généralisé.

La roche encaissante est constituée de calcaire oolithique blanc se débitant en gros bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur. La paroi Est (c'est-à-dire côté route) est très compacte et nous a donné toutes les garanties de solidité. Apparemment, cette zone n'est pas surplombante par rapport au karst profond et elle n'a pas souffert lors de l'exploitation de la carrière. Il n'en est pas de même de la paroi Ouest (côté carrière) beaucoup plus verticale et surplombante. Les bancs calcaires qui la composent étaient complètement dissociés de la masse et menaçaient l'éboulement après le vide laissé par la fouille du remplissage. Ceci tient, à notre avis, à deux causes principales : tout d'abord sa situation surplombante la prédisposait à un état de grande fragilité et ensuite l'exploitation de la carrière ayant eu recours à l'explosion de mines, celles-ci ont probablement dissocié les bancs rocheux. La fraîcheur de cette dissociation est attestée par l'absence totale de revêtement calcitique dans les fissures de la roche. Les tirs de mines effectués depuis l'Ouest, à quelques mètres de la fissure, ont ébranlé et dissocié la paroi ouest surplombante et les ondes de choc se sont probablement amorties dans le remplissage et n'ont, de ce fait, pas

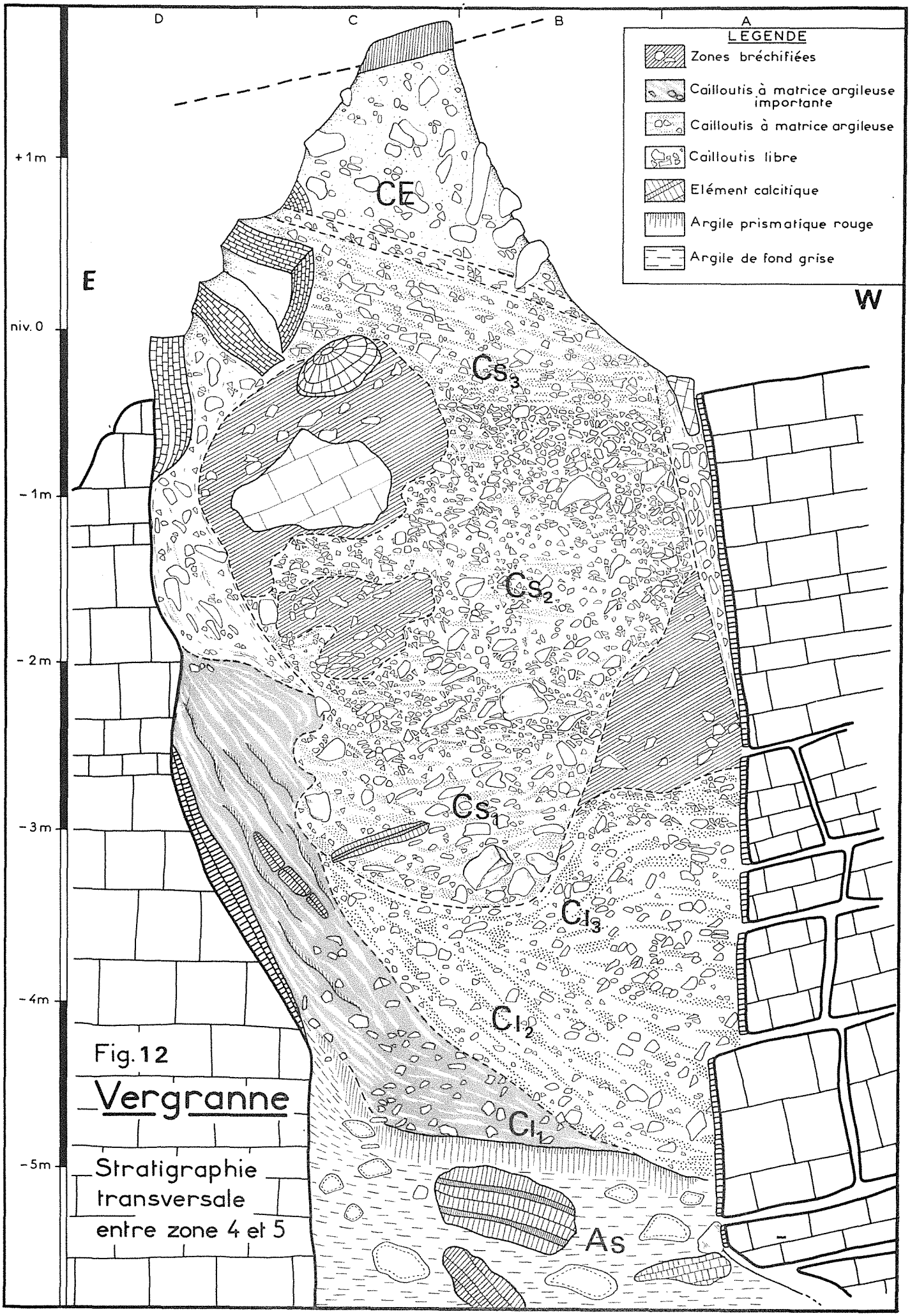
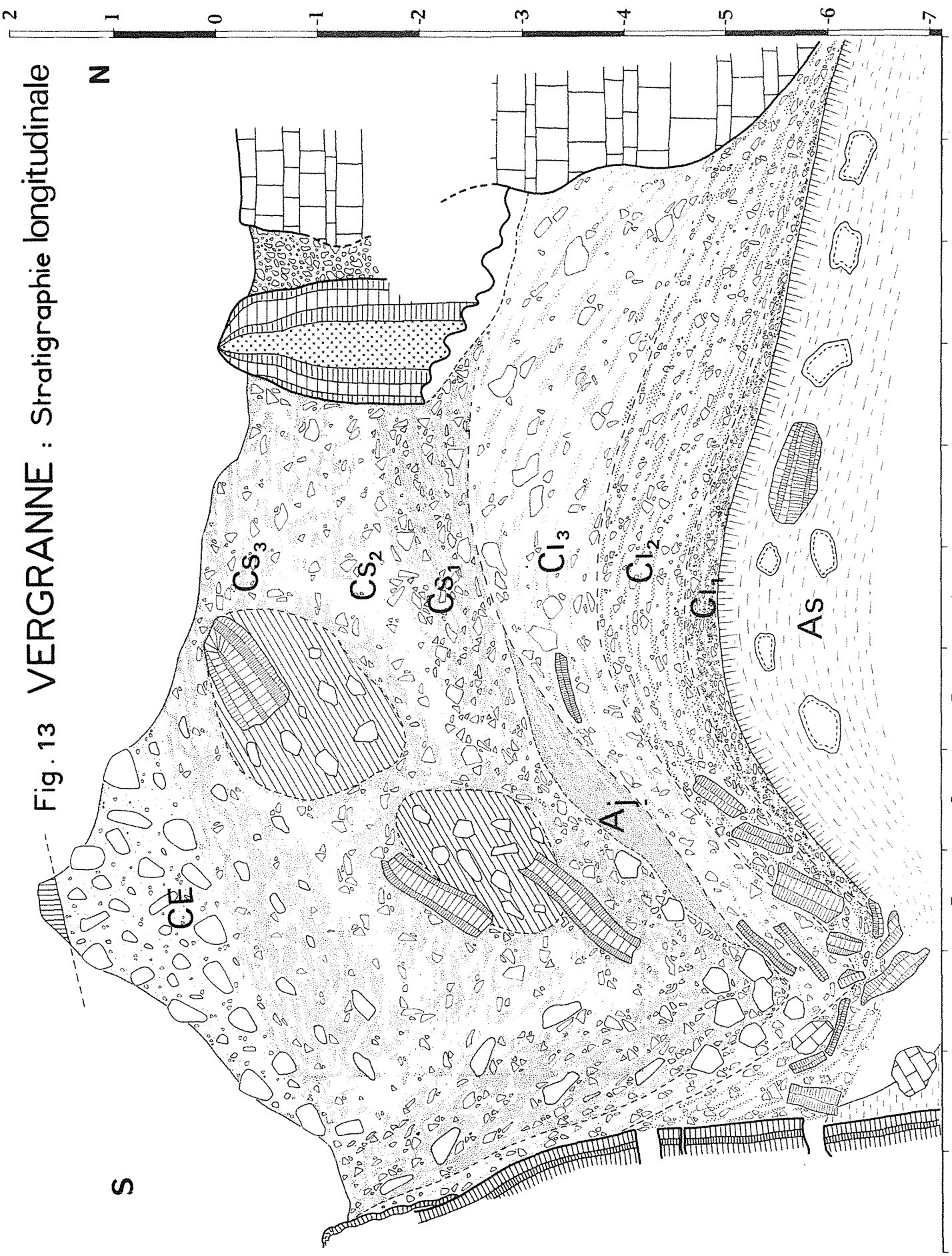


Fig. 12

Vergranne

Stratigraphie transversale entre zone 4 et 5

Fig. 13 VERGRANNE : Stratigraphie longitudinale



atteint la paroi Est. Cette fragilité unilatérale a nécessité le déblaiement de la roche encaissante sur 1,5 mètre et l'étayage permanent au cours de la fouille, ce qui rendait celle-ci souvent dangereuse.

Le remplissage de l'aven de Vergranne peut être divisé en trois grands ensembles :

1) Les dépôts stériles de fond de cavité A_S

Ils sont constitués par une masse importante d'argiles plastiques vert-jaune (E 83 du code expolaire CAILLEUX et TAYLOR) reconnues jusqu'à 1,5 m de leur toit au niveau des carrés A4 et B4. A l'intérieur de cette masse, de très gros blocs de calcite et de calcaire adhèrent très fortement à l'environnement argileux. Leur périphérie est intensément altérée. Le toit de ces argiles claires se colore en des tons beaucoup plus foncés, rougeâtres à noirs, et l'argile plastique se structure à ce niveau sur une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Elle prend une allure fendillée et prismatique, son pouvoir de rétention d'eau est largement plus faible et les limites des prismes présentent souvent un placage manganésifère. En coupe longitudinale (Fig. 13) le toit de ces argiles de fond montre un bombement au niveau des carrés 4 et 3 (7≈ - 5m) alors que latéralement il plonge vers le Nord jusqu'à la cote - 6m et vers le Sud jusqu'à la cote - 7,5 m au niveau d'une espèce de suçoir latéral dont nous serons amenés à reparler. En coupe transversale (Fig. 12), au niveau des carrés 5, le toit des argiles stériles plonge assez régulièrement de l'Est vers l'Ouest et disparaît sous le surplomb de la paroi Ouest sans adhérer à celle-ci. Nous considérons ces formations argileuses comme le " remplissage karstique de profondeur ", formées en " karst aveugle " alors que celui-ci n'était en rapport avec la surface que par des fissures relativement étroites (de type diaclase). Ces argiles sont issues essentiellement de la décalcification des roches encaissantes et ont colmaté le karst lors de la période comprise entre son activité et sa " fossilisation ", c'est-à-dire lors d'une période où (du moins à ce niveau-là), l'aven ne fonctionnait pas en tant que tel. Une salle à plafond haut existait probablement à ce niveau, mais aucune communication importante ne la reliait à la surface du plateau. Les blocs mêlés à l'argile sont issus des parois de la voûte ou, pour ceux de la partie supérieure des argiles, de l'effondrement du toit de la salle, lui permettant cette communication vers le haut, ce qui va modifier radicalement son mode de remplissage.

Corrélativement à ce colmatage profond, d'importants dépôts calcitiques recouvrent les parois de la salle. Très développés sur la paroi Est (12 à 15 cm) mais non continus, ils sont beaucoup moins épais sur la paroi Ouest (3 à 4 cm) mais la tapissent entièrement. C'est également au cours de cette période que se forment les piliers stalagmitiques Nord et Sud qui se sont développés préférentiellement au niveau des étroitures latérales de la salle initiale. Des fragments de ces différentes concrétions calcitiques et stalagmitiques se retrouvent à tous les niveaux du remplissage.

2) Les dépôts cryoclastiques inférieurs : CI

Nous les avons distingués des dépôts cryoclastiques supérieurs par leur allure stratifiée plus nette et leur hétérométrie moins importante. Dans la coupe transversale (Fig. 12), ils ont une disposition nette " en berceau ", reposant sur les argiles stériles sous-jacentes et allant vers le haut jusqu'à la cote - 2,5 m environ, se relevant légèrement latéralement. En coupe longitudinale (Fig. 13), ils s'appuient sur la paroi Nord, sous le gros pilier stalagmitique sous lequel ils laissent un vide de 10 à 15 cm. Vers le Sud, ils s'abaissent régulièrement jusqu'à la cote - 7 m au niveau des carrés 8, accusant le suçoir karstique déjà évoqué au sujet du toit des argiles stériles de fond. On a pu les subdiviser en trois niveaux principaux :

- Le niveau inférieur CI_1 est constitué de plaquettes calcaires relativement homométriques (maximum 10 cm de diamètre) emballées dans une matrice argileuse noirâtre riche en oxyde de fer et de manganèse. Cette coloration est issue sans doute de la précipitation de solutions riches en ions métalliques dissous lors du lessivage du remplissage sus-jacent.

- Le niveau moyen CI_2, légèrement plus hétérométrique, est cependant très semblable au précédent dont il ne possède pas la teinte foncée de la matrice argileuse. De gros éléments de placages calcitiques apparaissent dans ce niveau vers le suçoir latéral (mètres 6 et 7 en coupe longitudinale). En coupe transversale (Fig. 12), les niveaux inférieurs et moyens précédemment décrits ne semblent pas avoir la même polarité d'alimentation : le premier s'appuie sur la paroi Est tandis que le second s'appuie sur la paroi opposée.

- Le niveau supérieur CI_3 se moule sur les précédents. Beaucoup plus htérométrique mais néanmoins stratifié, il est très vacuolaire. Relativement épais contre la paroi Nord, il se réduit vers le Sud, tout en s'enrichissant comme le niveau précédent en éléments calcitiques.

L'allure générale de ces dépôts cryoclastiques inférieurs est nettement influencée par les suçoirs karstiques latéraux. Une étude statistique faite sur le degré d'inclinaison des plaquettes calcaires et calcitiques (entre 20 et 30 mesures pour chaque point) démontra l'influence des deux soutirages respectifs Sud et Nord (Fig. 14). Il est difficile de dire si l'aspiration gravitaire a joué de manière synsédimentaire ou post-sédimentaire. Il est probable d'ailleurs que le mécanisme ait joué à la fois au cours du dépôt et après celui-ci. L'état des vestiges osseux est très différent entre les endroits situés dans la zone d'influence du suçoir et à la périphérie de celui-ci : très concassés au niveau de fractures anciennes calcitées dans le premier cas, ils sont demeurés en position de connexions anatomiques peu bouleversées dans le second cas.

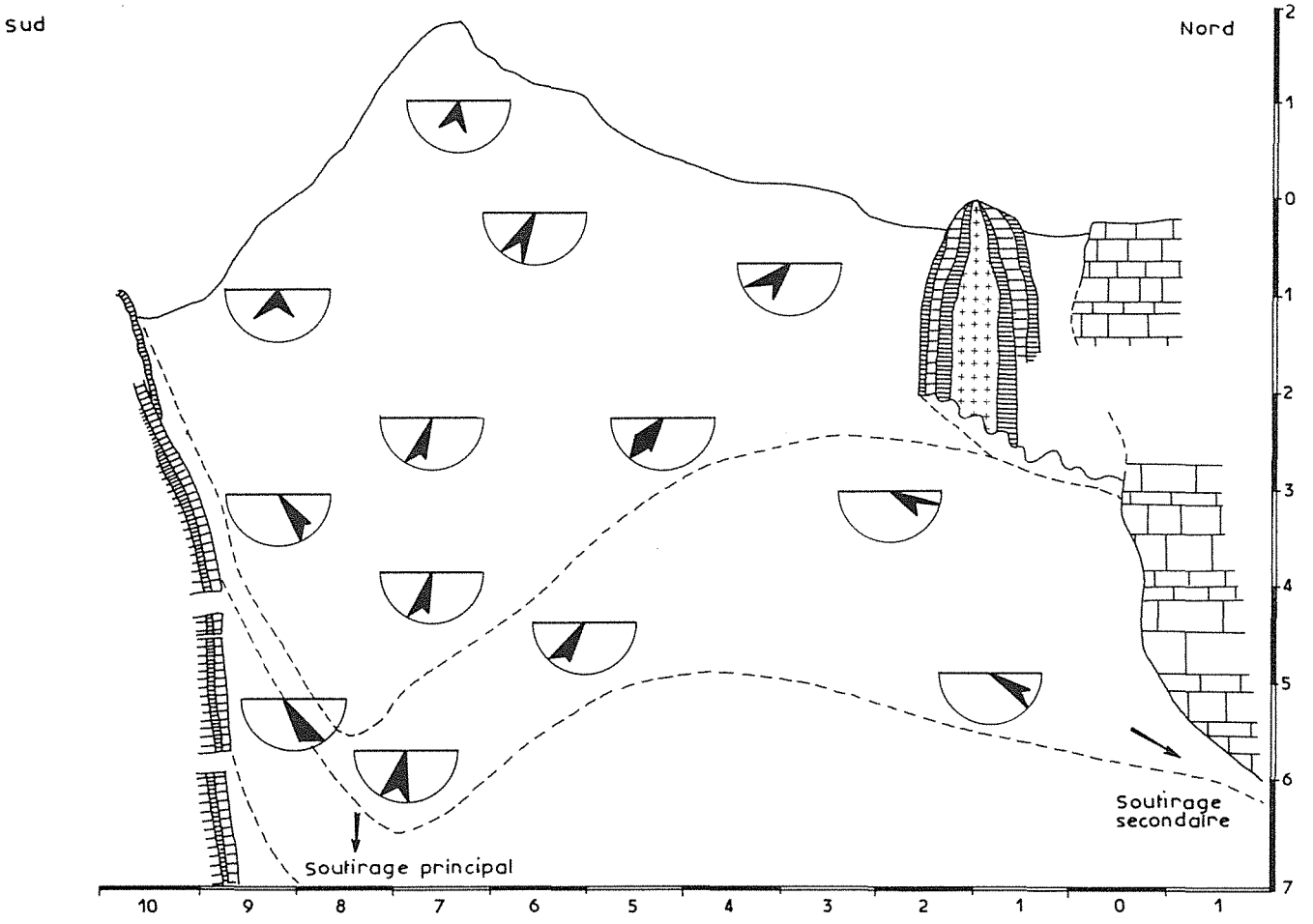


Fig. 14 VERGRANNE : Diagramme statistique de l'inclinaison des plaquettes calcaires en divers points du remplissage.

C'est de ces niveaux que provient l'essentiel des vestiges osseux de Vergranne. Certaines zones constituaient de véritables magmas à ossements (Rhinocéros surtout).

De manière discontinue, une lentille argileuse jaune (AJ) à passées noires, limite (au niveau des carrés 5, 6 et 7) ces dépôts cryoclastiques inférieurs avec les niveaux sus-jacents.

Un arrêt de sédimentation semble s'être opéré entre les deux comme en témoignent les zones bréchifiées latérales bien visibles en particulier contre la paroi Ouest où il s'est formé un cône bréchifié (- 1,80 m à - 3 m paroi Est) localisé dans l'espace longitudinal. C'est un ensemble à blocs cryoclastiques, consolidés par une gangue calcitique, amorphe, non fibreuse, non cristallisée. Il traduit probablement un écoulement superficiel le long de la paroi, riche en calcite dissoute, précipitant et indurant les dépôts antérieurs.

3) L'ensemble supérieur : CS

Il est constitué d'une masse hétérométrique mal stratifiée, localement indurée et parfois très vacuolaire. Sa limite inférieure semble subir l'influence du suçoir karstique au niveau des carrés 7 et 8, mais la déclivité existait au cours du dépôt comme le montre l'orientation des grandes dalles calcitiques régulièrement inclinées vers le Sud. La base de cet ensemble est composée de blocs plus volumineux et l'hétérométrie y est nettement plus prononcée (CS_3).

Localement, et surtout contre la paroi Est, le sédiment est pris en gros rognons bréchifiés aux contours diffus et irréguliers.

Vers la cote + 0,40 se trouve un petit niveau fugace de cailloutis calibrés sans matrice argileuse et à léger pendage ouest. Ce niveau n'est pas continu et n'apparaît que sur la coupe transversale.

La partie supérieure est composée d'une blocaille plus émoussée, enveloppée d'une matrice argileuse cohérente, plus tassée et localement indurée (CE).

C'est dans l'un de ces niveaux indurés qu'ont été trouvés les premiers vestiges osseux, en l'occurrence un fragment de mandibule de Dicerorhinus mercki et un autopode du même animal en connexion anatomique. La faune de ce niveau est relativement réduite et dispersée en fragments isolés dans l'ensemble du remplissage.

Contre la paroi ouest, une fente cunéiforme traduit un décollement du remplissage initial. Ce décollement a dû intervenir après le tassement des éboulis. Un remplissage très brun a comblé progressivement le vide.

III. - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

De nombreux prélèvements ont été faits au cours des fouilles et soumis à l'étude sédimentologique. Ces analyses nout ont apporté peu de renseignements d'ordre paléoclimatique en comparaison des études similaires réalisées au niveau des remplissages de porche (Echenoz - Gigny). Ceci est probablement dû au type de remplissage présent à Vergranne : un aven ouvert sur plateau calcaire est un réceptacle très différent d'un porche de grotte, les facteurs de remplissage n'y suivent pas les mêmes lois. D'une manière générale, la lithologie y est moins différenciée, moins contrastée et cette plus grande homogénéité traduit, à notre avis, *une sédimentation plus rapide*. Les effets diagénétiques ne semblent pas avoir joué couche

par couche, mais ils affectent l'ensemble des sédiments après le comblement complet de l'aven en uniformisant les dépôts. Ces remarques sont surtout valables pour un aven de petites dimensions (comme Vergranne) et s'appliquent nécessairement moins dans le cas d'un aven de grande taille comme celui d'Orgnac III en particulier, où chaque paroi latérale joue le rôle d'abri.

Nous avons cependant appliqué les techniques sédimentologiques classiques utilisées pour les remplissages de porche et d'abri, le but d'une telle étude étant de mettre en évidence les caractères du remplissage non décelables au cours de la fouille.

A) Granulométrie globale : Fig. 15

Le diagramme granulométrique global fait apparaître *la grande homogénéité des dépôts reconnus sur 6 m de puissance*. Outre la singularité granulométrique de la couche basale (AS) où la fraction fine excède 50 %, la seule discontinuité apparaît au niveau de la couche argileuse jaune (AJ) séparant les éboulis supérieurs des éboulis inférieurs. Les éléments calcaires grossiers dominent largement la granulométrie, voisinant ou excédant 80 % de l'ensemble. On peut noter cependant un enrichissement progressif vers le bas en éléments moyens et fins, et ce fait est à notre avis dû à la percolation graduelle de la matrice fine, favorisée par l'abondance des vides et la faible compaction des matériaux grossiers.

B) Etude de la fraction grossière

Trois facteurs parmi les nombreux essais réalisés nous ont semblé apporter quelques renseignements utiles sur le mode de formation de ce remplissage : ce sont la granulométrie des cailloux, l'indice d'émousé et le pourcentage d'éléments calcitiques.

1) La granulométrie des cailloux (Fig. 15)

Le diagramme granulométrique des cailloux rend compte de *la grossièreté du remplissage* de l'aven de Vergranne. Les blocs sont présents partout, excepté dans l'argile jaune et dans les niveaux stériles du fond. Quatre épisodes particulièrement grossiers apparaissent nettement. Ce sont : la partie sommitale de l'ensemble CE, le milieu et la base des éboulis cryoclastiques supérieurs (CS_2 de - 60 à - 130 et de - 160 à - 240), la partie supérieure des éboulis cryoclastiques inférieurs (CI_1 de - 350 à - 400). Les cailloux des fractions fines (1 à 4 cm) sont bien représentés à la base de CE (+ 20 à - 20) au niveau de l'argile jaune (- 310 à - 350) et à la base de l'éboulis inférieur.

2) L'indice d'émoussé

La valeur de l'indice d'émoussé est faible sur toute la puissance du remplissage, sauf dans la partie supérieure (CE). Du point de vue morphologique, et ceci malgré les différenciations granulométriques réelles des divers ensembles, les éléments calcaires et calcitiques du remplissage sont frais, à angles vifs. Le pourcentage de plaquettes gélives typiques est faible, mais tous les éléments du remplissage peuvent être considérés comme des éléments cryoclastiques au sens où nous l'avons défini dans le chapître méthodologique.

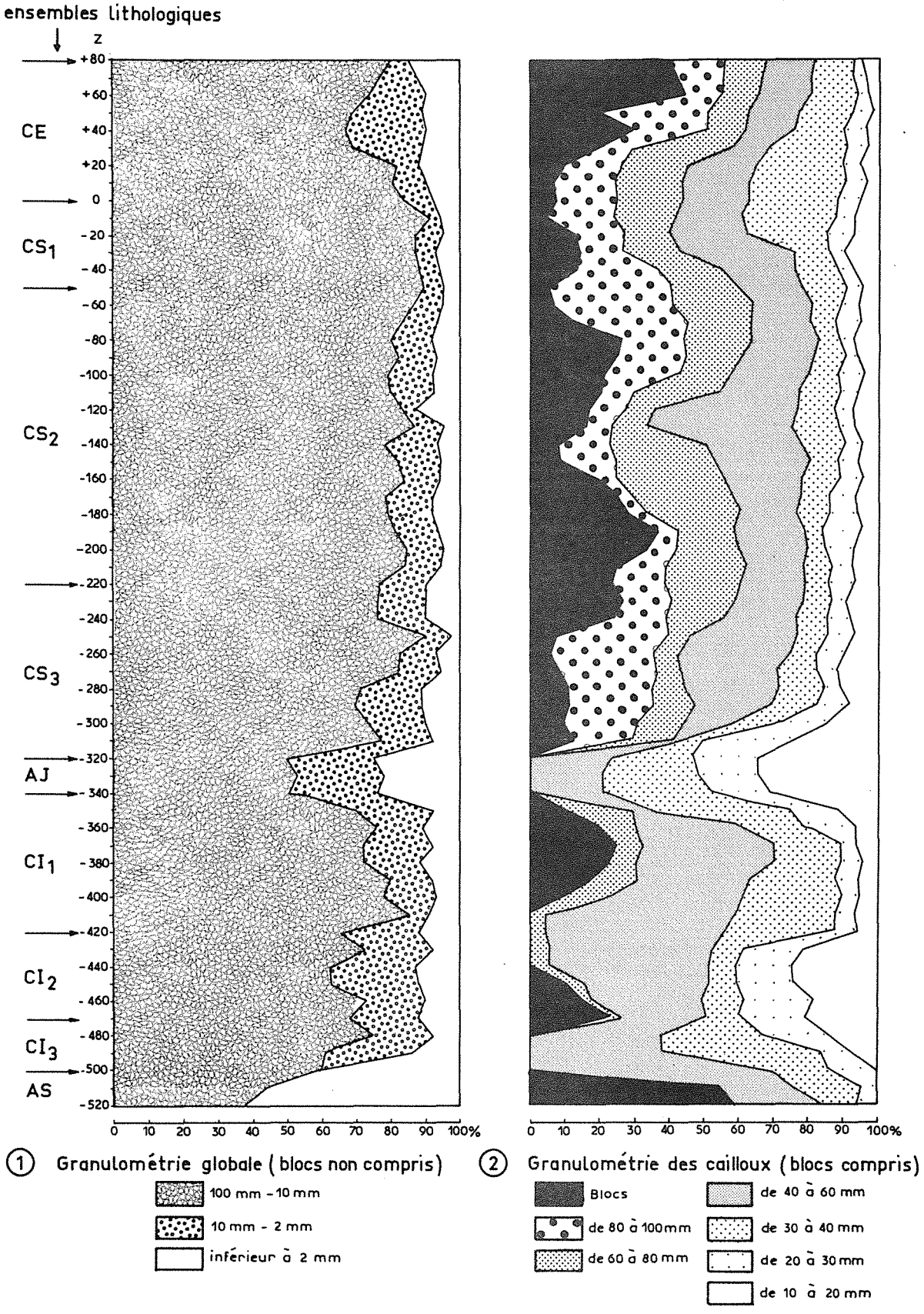


Fig.15 Aven de Vergranne

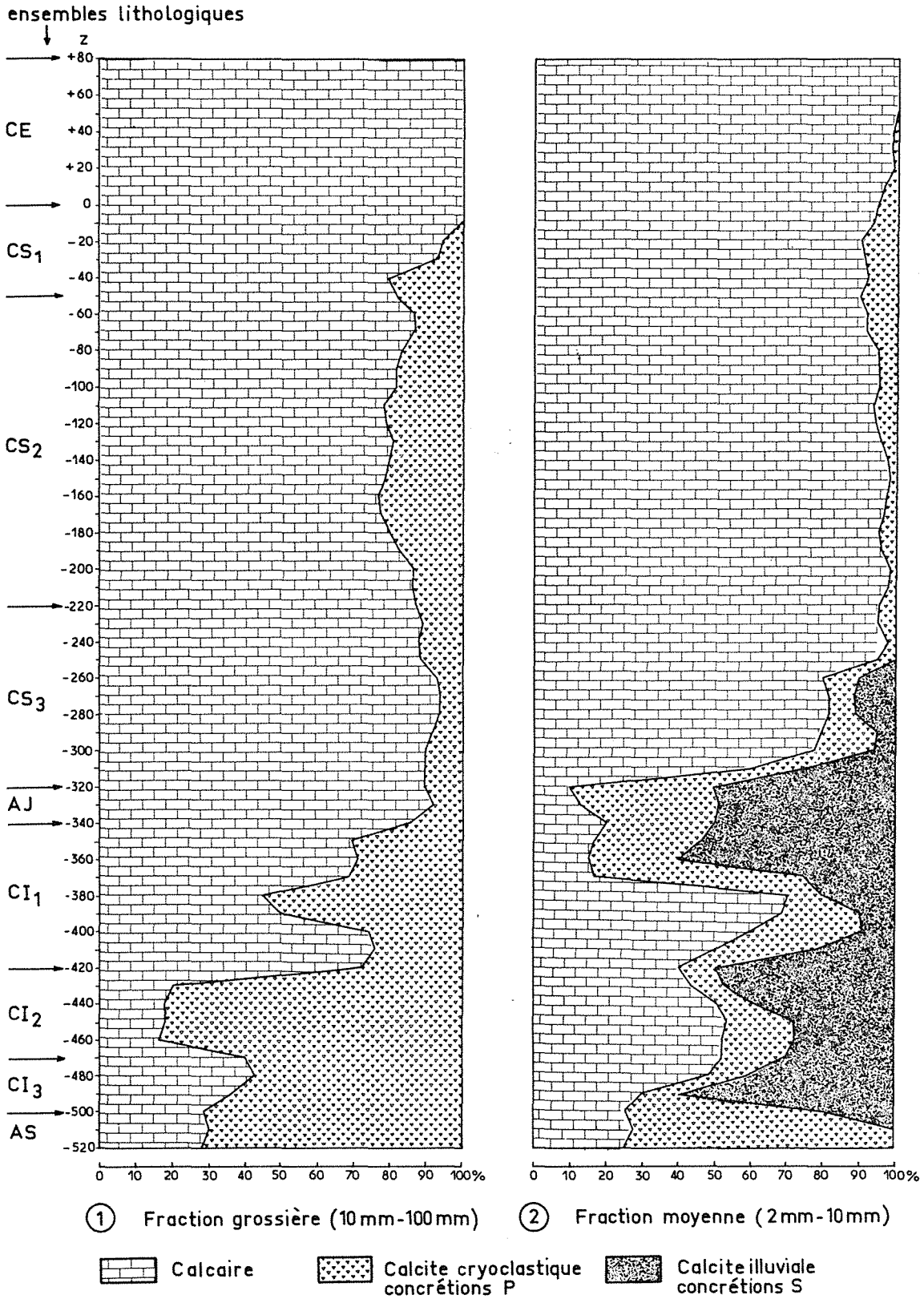


Fig. 16 Aven de Vergranne : Rapport pondéral entre éléments calcaires et calcitiques du remplissage.

3) Rapport entre éléments calcaires et calcitiques (Fig. 16)

Il existe un fond d'éléments calcaires important et constant sur toute la hauteur du remplissage, mais *supplanté progressivement vers le bas par des débris calcitiques de parois*. Le calcaire est exclusif dans l'ensemble supérieur (CE). Les débris calcitiques ne dépassent pas 20 % de l'ensemble dans l'éboulis supérieur (CS_1, CS_2, CS_3) avec un léger maximum au cours du sous-ensemble moyen (CS_2). Le taux de débris calcitiques monte brusquement à 50 % après un palier à 30 % dans la partie supérieure de l'éboulis inférieur (CI_1). Un taux maximum existe dans la partie moyenne (CI_2) où il atteint plus de 80 % de l'ensemble.

Ce paramètre nous apparaît être significatif *d'une dynamique de remplissage en deux temps distincts* par la chronologie et les modalités. Bien alimenté en calcite, l'éboulis inférieur correspond à la destruction cryoclastique des enduits calcitiques des parois du karst après son ouverture sur le plateau. Dans l'éboulis supérieur, les éléments calcitiques, peu nombreux dans la fraction grossière (10 mm à 100 mm) sont essentiellement présents sous forme de dalles calcitiques inclinées vers le suçoir karstique. Ceci traduit, à notre avis, une action cryoclastique plus violente démantelant rapidement les reliquats de placages calcitiques adhérant aux parois.

Nous n'évoquerons que pour mémoire les différentes mesures qui ont été faites sur la fraction grossière du remplissage de Vergranne : indice d'altération et porosité. Elles ne nous ont pas permis de constater une évolution de ces paramètres sur toute la hauteur du remplissage, traduisant l'homogénéité lithologique constatée lors de la fouille.

C) Etude de la fraction moyenne

L'homogénéité de cette fraction renforce le caractère d'uniformité révélé par l'étude de la fraction grossière. Le seul critère de différenciation sédimentaire offert par cette fraction granulométrique est le rapport pondéral entre les éléments calcaires et calcitiques du remplissage (Fig. 16). Outre l'augmentation du taux de calcite cryoclastique (concrétions P), déjà constatée dans la fraction grossière, apparaît, dans l'éboulis inférieur, un taux important de calcite illuviale (concrétion S). Sous ce vocable, nous avons regroupé tous les types de concrétionnements diagénétiques indurant les matériaux initialement déposés. Dans le cas de Vergranne, il s'agit essentiellement d'agrégats de matériel argileux englobant parfois des éléments plus grossiers. Ils sont considérés en général comme résultant d'un lessivage des dépôts sus-jacents ayant entraîné une dissolution des calcaires reprécipités à différents niveaux du remplissage. A Vergranne, cette calcite illuviale ne semble pas s'être nourrie des cryoclastes sus-jacents, ceux-ci n'étant pas du tout corrodés. L'aération et l'absence de compaction du remplissage peuvent expliquer ce fait, l'eau de percolation étant déjà sursaturée avant qu'elle n'imbibe le remplissage de l'éboulis inférieur. L'augmentation brusque du taux de calcite illuviale dans la partie inférieure du remplissage de l'aven et surtout l'irrégularité cyclique de ce taux peuvent difficilement s'expliquer comme le résultat d'un lessivage du remplissage dans son ensemble. Il semble s'être formé avant le dépôt de l'éboulis supérieur et au cours de trois cycles distincts contemporains de la mise en place de l'éboulis inférieur.

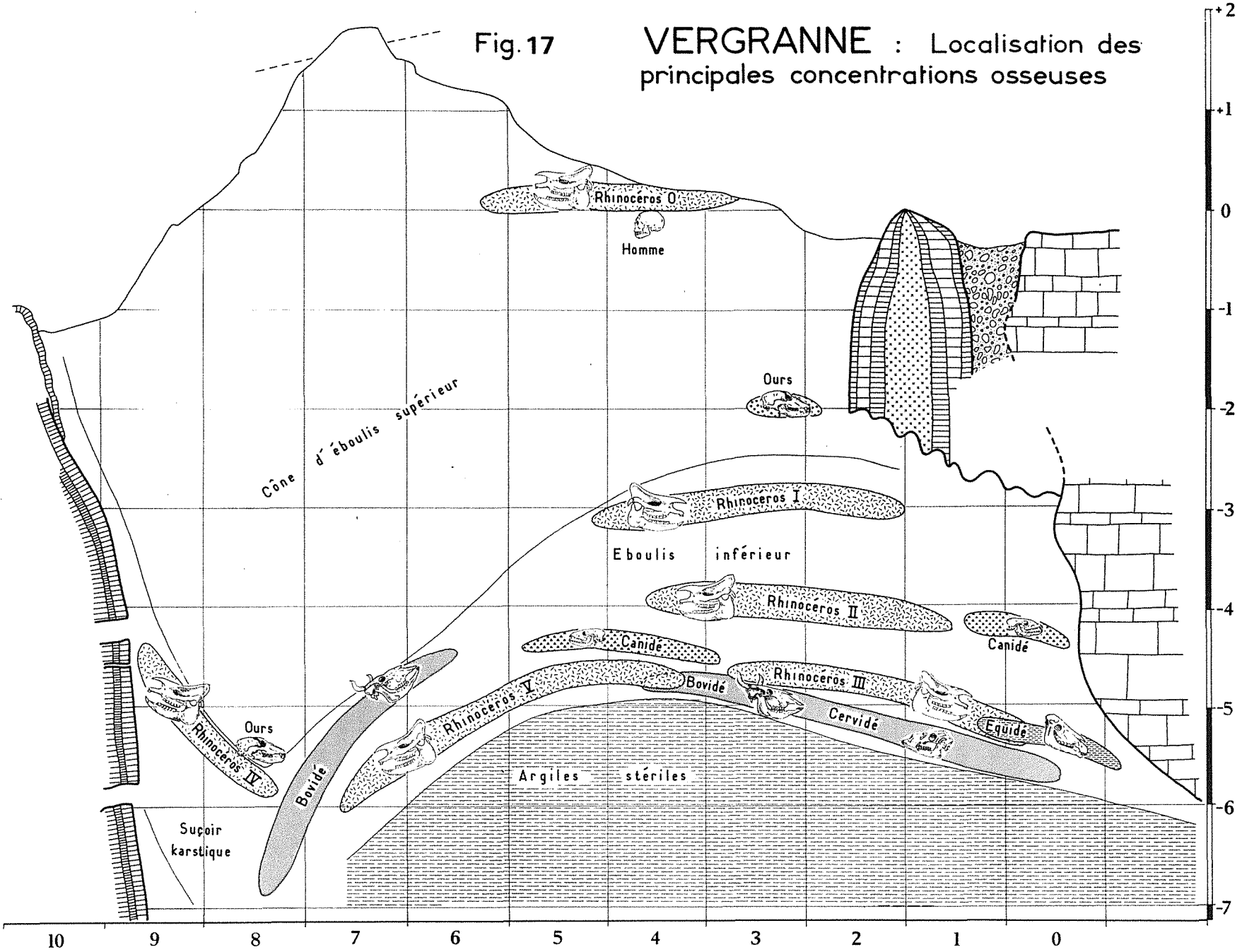


Fig. 17
VERGRANNE : Localisation des principales concentrations osseuses
Rhinocéros 0
Homme
Ours
Cône d'éboulis supérieur
Rhinocéros I
Eboulis inférieur
Rhinocéros II
Canidé
Canidé
Rhinocéros V
Bovidé
Rhinocéros III
Cervidé
Equidé
Ours
Rhinocéros IV
Bovidé
Argiles stériles
Suçoir karstique
+2
+1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0

IV. - LA FAUNE DE VERGRANNE

A) Répartition et condition de gisement

1) La microfaune

Elle est présente dans tout le remplissage sans cependant y être abondante. Les prélèvements de fraction fine ont été faits tout au long de la stratigraphie en cours de fouille et tamisés à l'eau sur tamis fin. Quand cela a été possible (sédiments meubles) les prélèvements ont été faits tous les 10 cm, dans les zones bréchifiées, la difficulté du tamisage n'a pas permis un échantillonnage aussi serré. Nous avons considéré comme valable un échantillonnage fournissant un minimum de 30 dents molaires de rongeurs ou insectivores identifiables.

2) La grande faune de mammifères

La répartition de la faune dans le remplissage se présente en deux ensembles nettement distincts : Fig. 17

- La faune de l'éboulis supérieur est pauvre, représentée par des fragments d'os isolés, très concassés, ou des dents répartis dans le remplissage, sans qu'il soit possible de relier telle pièce à telle autre ayant appartenu au même animal. Deux exceptions à cette " dilution " : vers le haut du remplissage (carré B4, cote + 0,5 m) une concentration d'os de *Dicerorhinus mercki* avec notamment un autopode à peu près complet et un fragment d'hémi-mandibule avec P_3, le tout pris en brèche. Vers le bas (carré A3, cote - 2 m) un crâne d'*Ursus deningeri* écrasé et dispersé, mais dont toutes les pièces anatomiques ont été retrouvées sur une surface d'un mètre carré. Les os les plus complets sont représentés par des pièces isolées d'autopode d'ursidés, de cervidés et de rhinocerotidés.

- La faune de l'éboulis inférieur est au contraire représentée par un faible nombre d'animaux, chaque animal étant représenté par un grand nombre de pièces osseuses. La répartition des os peut aller de la connexion anatomique stricte à une distance n'excédant jamais un mètre. Nous avons tenté de rattacher chaque os à un individu donné pour essayer d'avoir le décompte exact des pièces manquantes (étude paléontologique en cours). Dans un premier temps, nous pensions pouvoir attribuer les manques à des prélèvements qu'auraient pu opérer les hommes préhistoriques. Mais la présence de remaniements secondaires provoqués par les soutirages karstiques peut bien être la cause de la disparition des pièces osseuses manquantes. En effet, les squelettes situés en dehors de l'influence des soutirages latéraux (ex. Rhinoceros V) sont d'une manière générale plus complets que les autres. Pour le soutirage Sud, la démonstration en est donnée par les restes du grand bovidé dont les éléments de la tête ont pratiquement été complètement retrouvés (mandibule complète, série dentaire complète, cheville osseuse et fragment du crâne) alors que le reste du squelette post-cranien est pratiquement absent. Pour le soutirage Nord, les mêmes remarques peuvent être faites pour le grand cheval.

Les pièces ostéologiques se rapportant aux Rhinocerotidés sont présentes dans l'ensemble du remplissage (Fig. 18). On peut cependant noter l'extrême dilution de ces pièces dans l'éboulis supérieur (excepté les pièces de la découverte) et au contraire leur concentration dans l'éboulis inférieur. Cette concentration n'est par contre pas uniformément répartie et leur répartition en projection souligne la grande

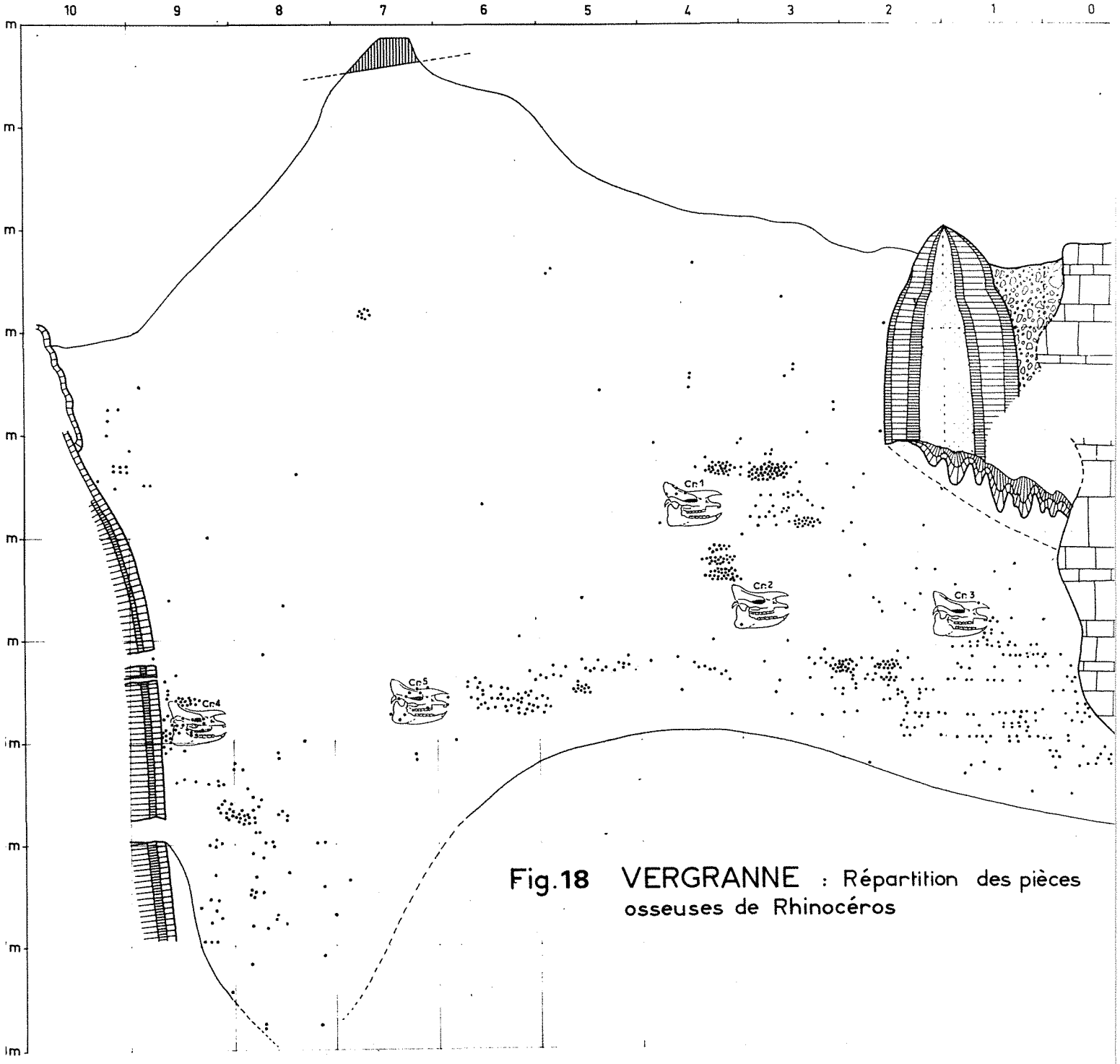


Fig.18 VERGRANNE : Répartition des pièces osseuses de Rhinocéros

abondance des restes osseux en certains points du remplissage, souvent au voisinage de squelettes craniens toujours proches de la paroi Est (ce qui n'est pas visible sur la projection). La répartition des pièces ostéologiques voisines du crâne 4 (paroi Sud) traduit l'effet de suçoir karstique étalant les fragments vers la profondeur de l'aven.

Les pièces ostéologiques se rapportant aux Bovidés et Cervidés indifférenciés ont une répartition analogue aux précédentes avec quelques variantes (Fig. 19). Il n'y existe vraiment qu'une seule zone de forte concentration dans la moitié Sud du remplissage de la zone tout à fait basale (entre - 4,5 m et - 5,5 m). Cette zone recouvre d'ailleurs l'une des zones à forte concentration d'ossements de Rhinoceros. Ailleurs, les ossements sont répartis de manière plus lache et on peut noter leur absence presque totale dans l'éboulis supérieur.

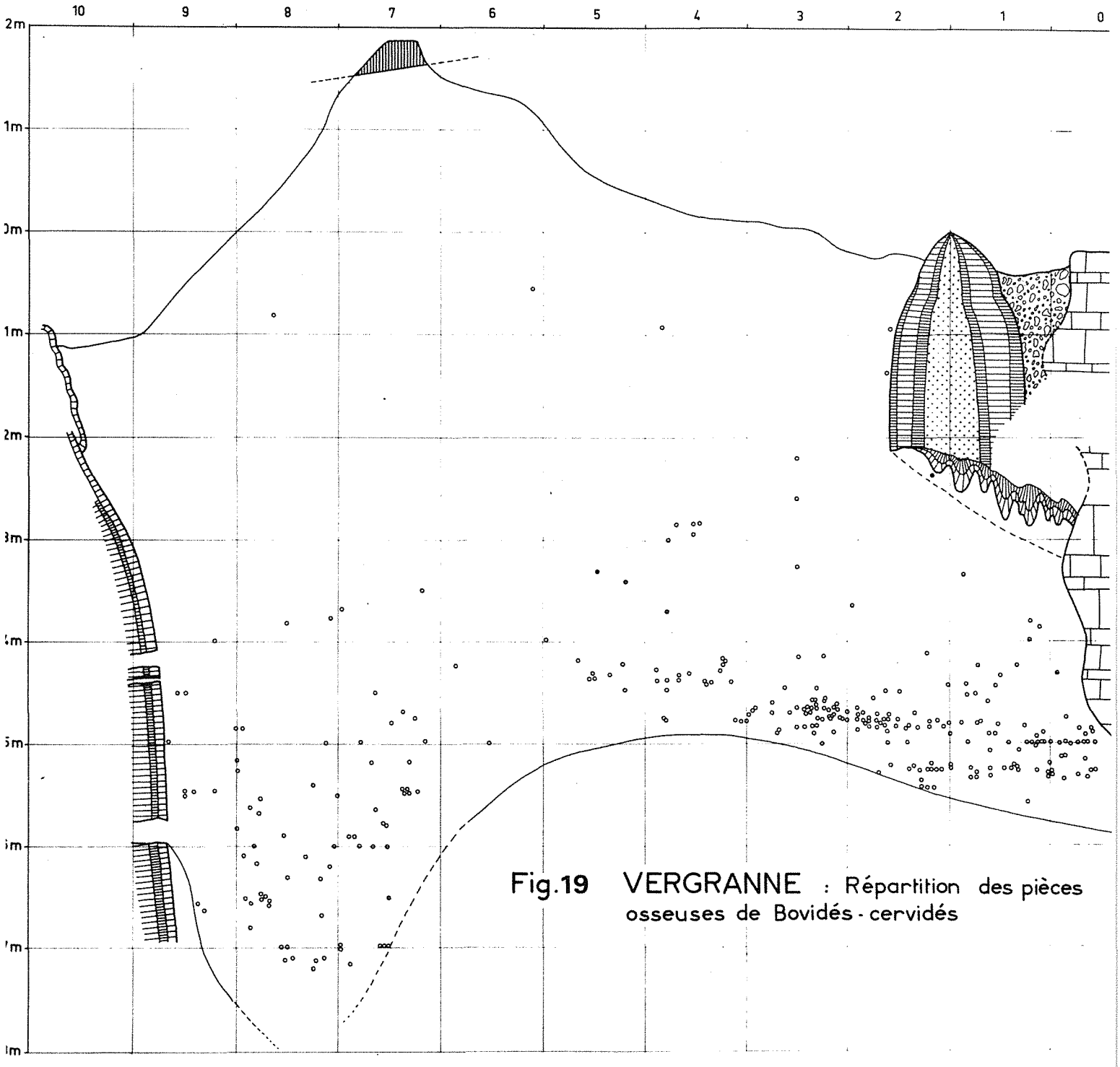


Fig.19 VERGRANNE : Répartition des pièces osseuses de Bovidés - cervidés

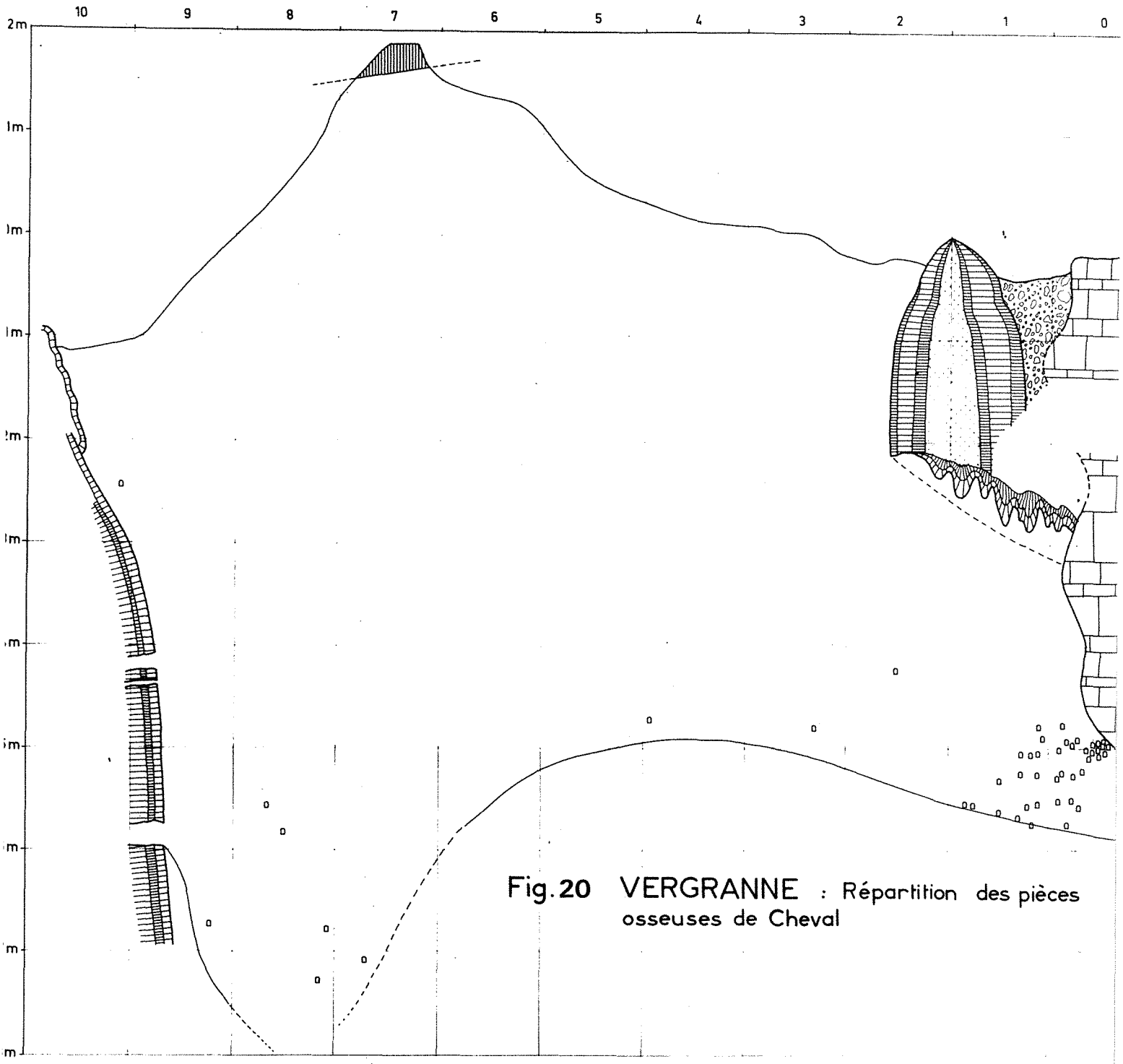


Fig.20 VERGRANNE : Répartition des pièces osseuses de Cheval

Les Equidés sont beaucoup moins représentés à Vergranne (Fig. 20). Les pièces ostéologiques se rapportant à cette famille sont concentrées dans les extrémités sud et nord de la partie basale de l'éboulis inférieur, alors que la zone de l'éboulis supérieur en est complètement dépourvue.

Les Ursidés sont présents dans tout le remplissage (Fig. 21) mais de manière très disséminée. Aucune zone de particulière concentration ne peut être observée, exception faite de deux points particuliers (carré 6, Z = - 0,70 m et carré 0, Z = - 5,50 m) où deux autopodes à peu près complets ont été découverts en connexion anatomique presque parfaite.

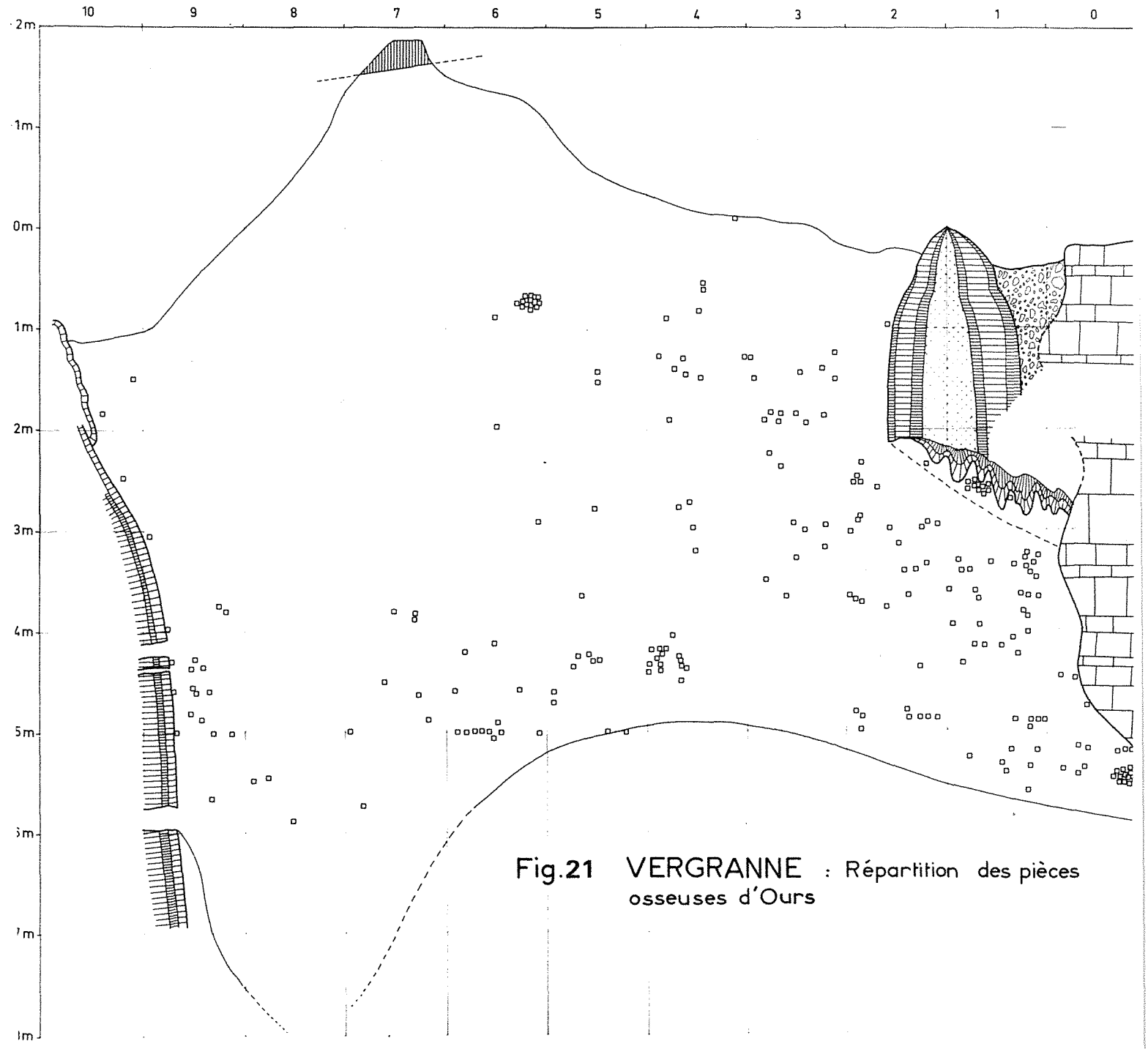


Fig.21 VERGRANNE : Répartition des pièces osseuses d'Ours

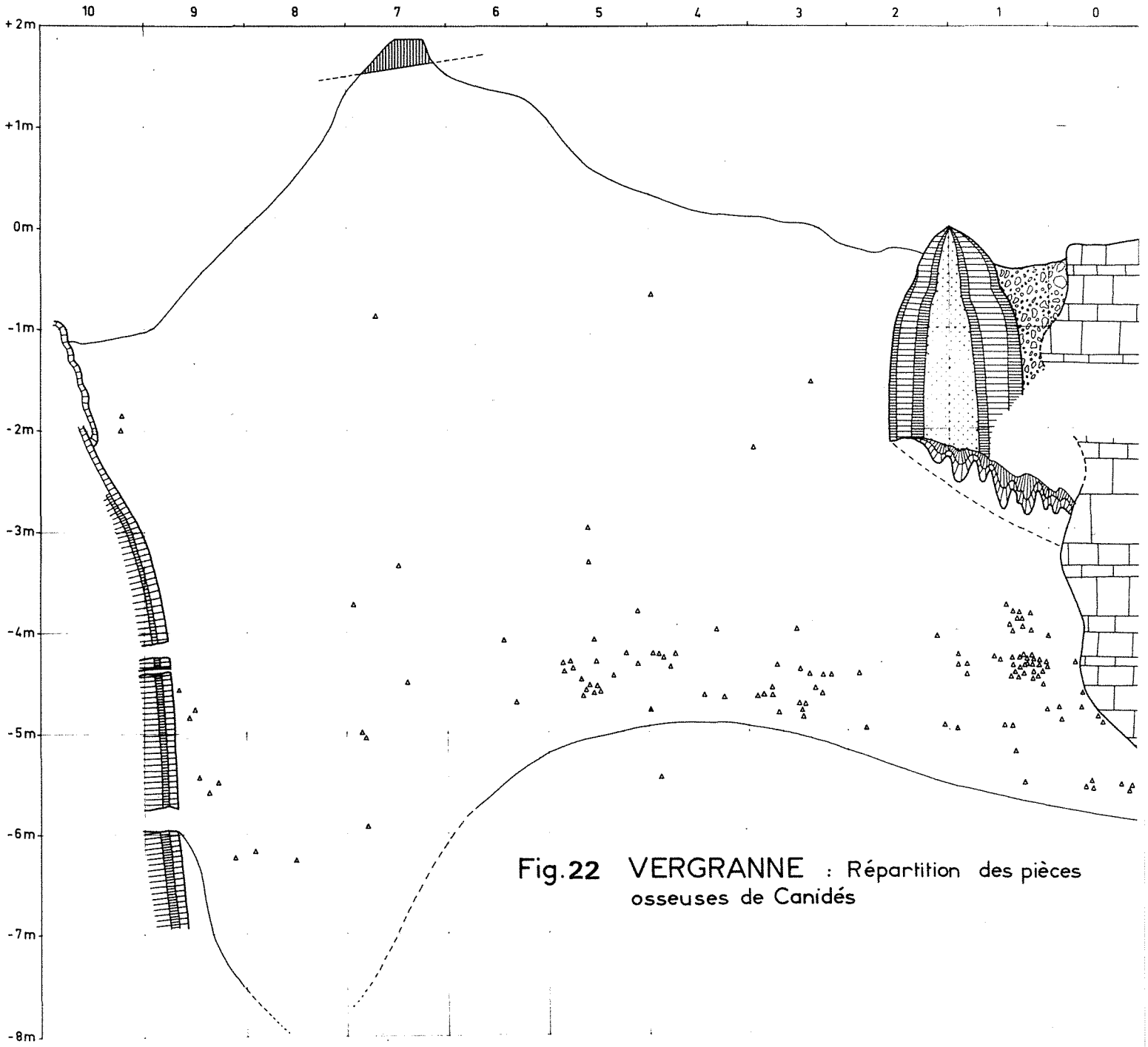


Fig.22 VERGRANNE : Répartition des pièces osseuses de Canidés

Les Canidés sont relativement peu représentés à Vergranne et seulement présents dans l'éboulis inférieur (Fig. 22).

B) Etude paléontologique. Données biostratigraphiques

1) La microfaune : Fig. 23

Nous publions ici les résultats des déterminations faites par J. CHALINE à partir des prélèvements verticaux que nous avons faits au niveau des carrés 4, c'est-à-dire, là où la stratigraphie est la plus complète.

D'un point de vue chronologique, plusieurs espèces situent le remplissage de Vergranne dans la chronologie du Pléistocène.

" Pliomys lenki est une espèce qui apparaît au début du Pléistocène moyen (Pl. lenki lenki et ultimus) et dont l'aire de répartition se réduit progressivement vers le Sud-Ouest de l'Europe (Pl. lenki relictus) au cours du Pléistocène moyen pour subsister à l'état de relique dans le Würm ancien de la région cantabrique (Espagne).

Pliomys episcopalis, connu dès le début du Pléistocène, persiste jusqu'à un interglaciaire du Pléistocène moyen, mais ne semble pas lui survivre. Sa présence est l'argument qui plaide pour un âge mindélien.

Arvicola cf. mosbachensis résulte de l'évolution de Mimomys savini par apparition de la croissance continue. Les premiers Arvicola connus datent du début du Mindel. D'après l'épaisseur respective de l'émail sur les bords antérieurs et postérieurs des triangles dentaires, l'Arvicola de Vergranne ne se place pas parmi les plus primitifs, mais correspond à un stade déjà avancé ".

(J. CHALINE)

Ce sont ces arguments qui nous avaient permis de situer le remplissage de Vergranne dans une publication préliminaire (1974), alors que les fouilles n'avaient touché que la partie supérieure du gisement. Globalement, rien pour l'instant ne remet en cause fondamentalement cette proposition.

D'un point de vue paléoécologique : excepté quelques rongeurs éteints dont l'environnement climatique n'est pas connu (*Pliomys lenki, P. episcopalis* et *P. chalinei*) la plupart des espèces trouvées correspondent, du moins pour les espèces actuelles, à un environnement écologique défini.

D'une manière générale, aucun niveau du remplissage n'a donné une association de rongeurs typique d'un environnement bien défini. Les espèces de forêts tempérées sont présentes souvent en même temps que les espèces considérées comme steppiques ou même froides.

Les espèces forestières tempérées sont présentes de haut en bas du remplissage, dominées par *Clethrionomys glareolus* (le campagnol roussâtre) et *Apodemus sylvaticus* le mulet sylvestre), ces deux espèces représentant souvent plus de 50 % de l'ensemble et dans une moindre mesure *Eliomys quercinus* (le lerot) et *Muscardinus avellanarius* (le muscardin). Cette association, abondante dans la partie supérieure (de + 70 à - 115) décroît sensiblement jusqu'à la cote - 160 pour disparaître au niveau - 160, - 180. Elle est de nouveau abondante à partir de - 220 pour passer par un maximum entre les cotes 250 et 290 pour de nouveau décroître régulièrement vers le bas, mais sans toutefois disparaître comme précédemment et elles représentent toujours plus de 15 % de l'ensemble.

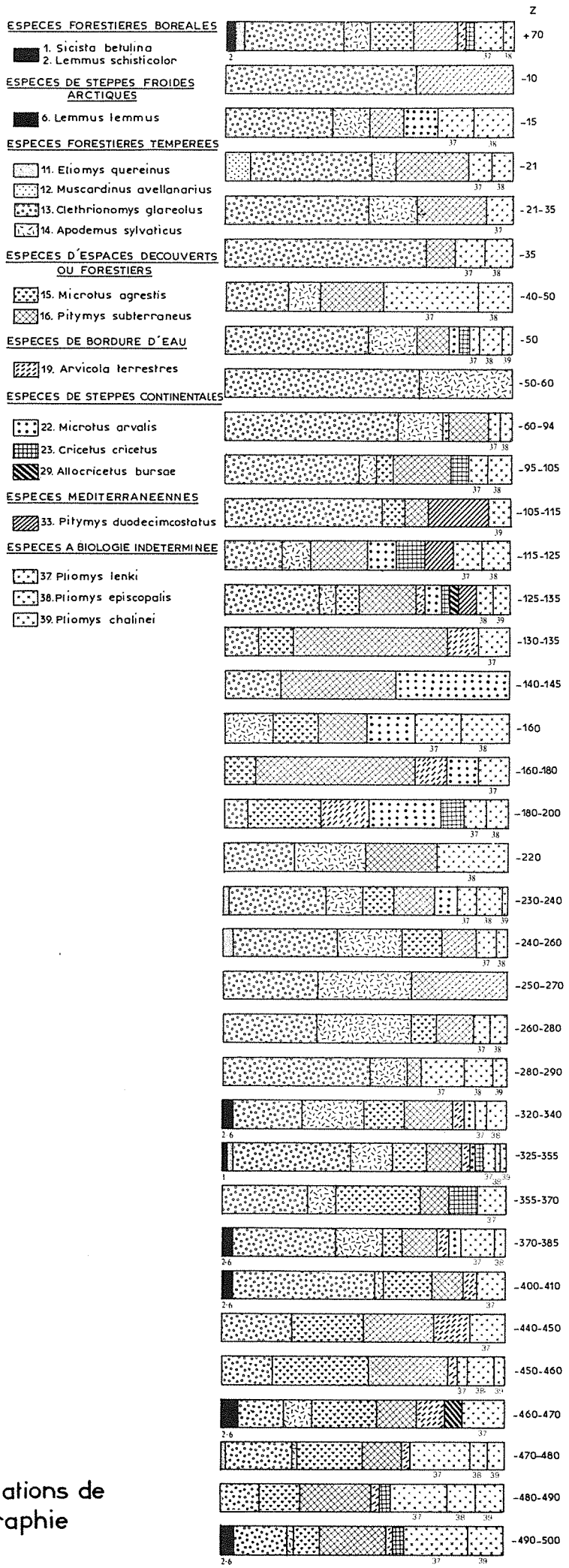


Fig. 23 VERGRANNE : Les Associations de Rongeurs en fonction de la stratigraphie

Les espèces d'espaces découverts ou forestiers à environnement biologique moins précis sont présentes de haut en bas du remplissage et leur pourcentage varie de 10 à 70 %. Représentées par *Microtus agrestis* (le campagnol agreste) et *Pitymys subterraneus* (le campagnol souterrain) elles semblent compléter et relayer la diminution des espèces forestières tempérées de sorte que l'ensemble du pourcentage des deux associations est rarement inférieur à 50 %.

Les espèces de steppes continentales ont une présence beaucoup plus discontinue de haut en bas du remplissage. Représentées par *Microtus arvalis* (le campagnol des champs), *Cricetus cricetus* (le hamster) et *Allocricetus bursae* (le hamster migrateur), leur présence est sporadique jusqu'à la cote - 115. Présentes à quatre niveaux d'échantillonnage (+ 70, - 15, -50 et - 95) leur pourcentage dépasse rarement 10. A partir de - 115, elles sont relativement abondantes et continuellement présentes jusqu'à la cote - 200. A partir de là et jusqu'au fond du remplissage, elles feront des apparitions fréquentes mais sporadiques, sauf entre les cotes - 320 et - 385 où elles semblent se réinstaller.

Les espèces froides (forestières boréales et de steppes froides arctiques) sont présentes par *Sicista betulina* (la Siciste du bouleau), et *Lemmus lemmus* (le lemming de toundra). Représentées à la partie tout à fait sommitale du remplissage, elles sont absentes de tout l'éboulis supérieur, puis réapparaissent de manière régulière, mais toujours en faible pourcentage dans l'éboulis inférieur jusqu'au fond du remplissage.

L'espèce la plus remarquable est sans doute *Pitymys duodecimcostatus* (le campagnol provençal) abondant dans un niveau de 30 cm d'épaisseur situé entre les cotes - 105 et - 135. Ses affinités méditerranéennes sont certaines et aucun élément stratigraphique ne nous a permis de déceler un climat de ce type à ce niveau, noyé dans la masse non stratifiée de l'éboulis supérieur.

En conclusion, la microfaune de Vergranne ne traduit pas une chronologie paléoclimatique bien nette. Le fond faunistique évoque un environnement assez tempéré comportant deux maximums froids au sommet et à la base, encadrant une période plus clémente mais sèche où tranche un épisode méditerranéen. Cette imprécision relative est peut-être due à la position géographique de l'aven, proche à la fois d'espaces secs sur les calcaires du Bajocien et de zones plus humides sur les marnes du Lias.

2) La grande faune

L'étude paléontologique de la faune de Vergranne a été réalisée par les divers spécialistes de chaque groupe paléontologique. Nous présenterons sommairement les conclusions essentielles qu'ils ont bien voulu nous communiquer.

2.1. Les Rhinocéros

D'après C. GUERIN qui a étudié les Rhinocéros de Vergranne et dont l'essentiel de cette étude est publié dans ses travaux de thèse (1980), deux espèces sont présentes dans ce gisement :

- Dicerorhinus etruscus brachycephalus est représenté par cinq adultes ou sub-adultes, un jeune et un très jeune individu. Cette espèce constitue une forme évoluée de D. etruscus etruscus qui existe depuis le complexe günzien jusqu'à la fin du Mindel (zones 20 à 22 de C. GUERIN). C'est un rhinoceros de taille relativement réduite, aux membres élancés dont le régime alimentaire devait être identique à celui du rhinoceros actuel de Sumatra : buissons, fruits, écorces, petites branches d'arbres. D'après C. GUERIN " il appartient à une espèce ubiquiste et peut être trouvé dans un environnement très variable, de la steppe très peu boisée à la forêt dense, mais le preferendum paraît être la forêt claire, pinède ou chênaie mixte. La steppe à graminée paraît exclue ; l'humidité semble un facteur important. La température .... paraît sans importance ".

A Vergranne, D. etruscus brachycephalus n'existe avec certitude que dans l'éboulis inférieur et l'exemplaire le plus complet est représenté par le rhinoceros V (Fig. 24). On peut constater sur cet individu que les différentes pièces ostéologiques ont peu bougé au cours de la période post-mortem et que l'on peut schématiquement reconstituer la position de l'animal immédiatement après la chute ayant provoqué sa mort probablement immédiate. Les principaux éléments manquants (patte arrière droite, avant-bras gauche antérieur) ont dû glisser le long du talus d'éboulis en direction du suçoir karstique sud, le plus actif. Par contre, on peut remarquer que toute la zone dorsale (crâne, axe vertébral et caudal, l'essentiel du bassin) manque. A notre avis, cet ensemble de pièces osseuses n'a pas pu glisser sur le cône d'éboulis car il était d'emblée coincé contre la paroi Est de l'aven. Sa disparition doit être attribuée à la dissolution active qui s'est exercée le long de la paroi rocheuse empruntée par les eaux d'infiltration.

- Dicerorhinus mercki est représenté par trois individus. C'est un animal de beaucoup plus grande taille, mais dont l'allure est proche de l'espèce précédente. " L'hysodontie plus forte devait autoriser la consommation occasionnelle de graminées ... Le D. mercki peut se trouver exceptionnellement en steppe sèche, mais c'est surtout un hôte de la forêt claire ou même dense (chênaie mixte, forêt méditerranéenne, forêt de conifères) entrecoupée d'étendues herbeuses avec graminées ... Le climat est en général humide ... La température paraît très variable et n'est qu'un facteur tout à fait secondaire " (C. GUERIN).

Toujours d'après C. GUERIN, parmi les trois individus dénombrés, l'un, dont les restes ont été retrouvés dans la partie supérieure de l'éboulis inférieur, présente des caractères archaïques pouvant le situer dans le même espace chronologique que D. etruscus brachycephallus (zone 22 - Mindel supérieur). Mais les deux autres, issus de l'éboulis supérieur, présentent des caractères plus évolués et pourraient avoir vécu au cours d'une période plus récente, difficile à situer avec précision.

2.2. Les Artiodactyles

Les Artiodactyles (Bovidés, Cervidés, Suidés) sont en cours d'étude (E. HEINTZ).

L'étude paléontologique de ce groupe n'est pas terminée et nous ne voudrions pas présenter des conclusions prématurées. Les principaux éléments osseux mis à jour appartiennent aux groupes suivants :

Bovidés : un individu adulte et deux individus jeunes représentés par des éléments du squelette cranien (séries dentaires complètes, chevilles osseuses, fragments de mâchoires) et du squelette des membres.

Cervidés : trois espèces sont présentes : un cervidé de grande taille représenté par des éléments de squelette cranien (séries dentaires complètes) et de membres (Megaceros), un cervidé de taille moyenne (Cervus cf. elaphus)et un cervidé de petite taille (Capreolus ?) représenté seulement par quelques dents.

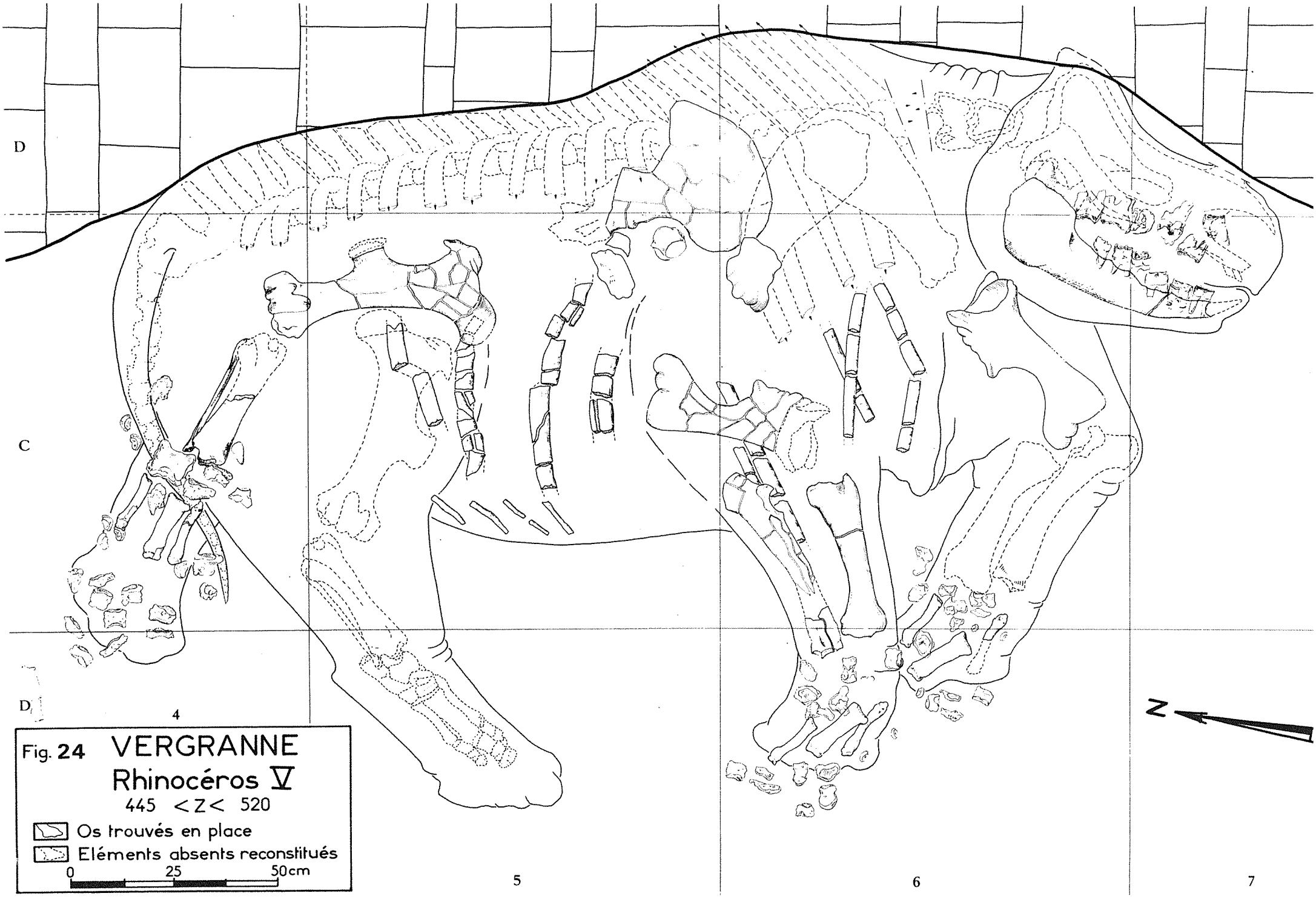


Fig. 24 VERGRANNE
Rhinocéros V
445 < Z < 520

Os trouvés en place
Eléments absents reconstitués

0 25 50cm

Suidés : quelques dents isolées et pièces ostéologiques du squelette post-cranien attestent la présence d'un jeune individu appartenant à la famille des Suidés (Sus scrofa).

2.3. Les Equidés

Les Equidés ont été étudiés par F. PRAT. Les pièces essentielles sont représentées par une denture à peu près complète d'un individu de 2 ans 1/2 environ et une vingtaine de pièces ostéologiques appartenant essentiellement aux membres. Deux ou peut-être trois individus sont très partiellement présents.
" L'appartenance de ces restes à Equus caballus paraît exclure le Mindel ancien et bien entendu le Pléistocène inférieur. D'autre part, les dimensions des os et des dents indiquent une forme de grande taille, certainement anté-würmienne. Enfin la longueur totale de la première phalange postérieure (97 mm) et celle de la deuxième phalange postérieure (59,5 mm) nous incitent à attribuer le cheval de Vergranne à la sous-espèce " mosbachensis " et à le dater d'un épisode pas trop ancien de la glaciation du Mindel " (F. PRAT).

En plus de cette espèce, un petit sésamoïde de dimensions extrêmement réduites se rapporte vraisemblablement à un Asinien (sensu lato).

2.4. Les Ursidés

Les Ursidés ont été également étudiés par F. PRAT. Le matériel est assez abondant et comprend des pièces ostéologiques issues de tout le squelette :

- Squelette axial : 1 calvarium complet, 4 hémi-mandibules, 4 dents isolées, 12 vertèbres.
- Membre antérieur : 2 humérus, 5 cubitus, une dizaine d'os du tarse, une vingtaine de métacarpiens.
- Membre postérieur : 1 fémur, 2 tibias, 1 péroné, une dizaine d'os du carpe, une vingtaine de métatarsiens dont 8 métatarsiens V représentant donc 8 individus. Il faut ajouter à cet inventaire environ 80 phalanges.

" Le profil du calvarium est caractéristique d'Ursus deningeri : les os frontaux, plus bombés que chez l'ours brun le sont moins que chez Ursus spalaeus. La dépression fronto-nasale est nette, mais peu accentuée. Dans leur ensemble, les molaires, comme celles d'Ursus deningeri et Ursus arctos conservent de nombreux caractères archaïques, mais elles sont associées à des métacarpiens I et métatarsiens I de type " deningeri ". Il s'agit d'une forme moins grande en moyenne qu'Ursus deningeri romeviensis, Ursidé contemporain de l'interglaciaire Mindel-Riss. Cela semble signifier que l'ours de Vergranne, un peu plus ancien que celui de la Romieu, daterait de la glaciation du Mindel. En effet, l'évolution des Ursidés de la lignée etruscus-deningeri-spelaeus se caractérise notamment par une augmentation assez régulière de la taille. Enfin, on remarque que le crâne possédait encore des 3ème molaires supérieures qu'Ursus deningeri romeviensis avait perdues dans la très grande majorité des cas " (F. PRAT).

2.5. Les Canidés

Ils ont été étudiés par Mme M.F. BONIFAY. Deux espèces sont présentes à Vergranne :

- Canis etruscus représenté par une demi-mandibule avec rangée dentaire complète, sauf la M_3, une dizaine de dents isolées et de nombreux éléments du squelette post-cranien. D'après M.F. BONIFAY " il ne s'agit pas du petit loup Canis lupus lunellensis ... mais il se rapproche plus des Canidés d'âge antérieur, comme ceux de la grotte de l'Escale ..."

- Vulpes praeglacialis représenté par deux demi-mandibules avec les rangées dentaires complètes, quelques dents isolées et de nombreux éléments du squelette post-cranien.

Cette association (Canus etruscus + Vulpes praeglacialis) est présente à la grotte de l'Escale à St-Estève-Jeanson (Fouilles E. BONIFAY) dans le niveau H à climat arctique et dans le niveau B à climat nettement moins froid. Elle ne signifie donc pas un environnement climatique nettement défini.

V. - LA DENT HUMAINE

La présence de cette dent à la partie supérieure du remplissage reste encore inexpliquée. Sa position sous une zone bréchifiée à *Dicerorhinus mercki* exclut une quelconque intrusion postérieure au dépôt. Elle en est à notre avis partie intégrante, mais c'est le seul vestige humain trouvé à Vergranne : aucun autre os d'hominidé n'a été identifié et aucune pièce lithique ayant pu être taillée n'a été décelée.

Son étude anatomique a été faite par B. VANDERMEERSCH. Nous en donnons les caractéristiques sommaires et une représentation photographique.

" La dent provenant de ce gisement est difficile à interpréter par suite de son degré d'usure et de l'absence d'éléments de comparaison de cette époque en Europe. Cette dent est très bien conservée, seule manque l'extrémité de la racine du côté lingual.

Dimensions : Longueur : 24,2 mm ; Hauteur de la couronne : 7,4 mm ; Diamètre mésio-distal : 7,8 mm ; Diamètre vestibulo-lingual : 7,4 mm.

La couronne, non usée, devait être légèrement plus haute, tout en ayant l'aspect renflé et trapu qui caractérise la canine de lait.

Ces dimensions, grandes pour une canine lactéale, sont légèrement inférieures aux moyennes obtenues pour les dents permanentes actuelles. Notons que le diamètre mésio-distal dépasse le diamètre vestibulo-lingual, ce qui est fréquent sur les dents de lait.

Usure : Il y a deux facettes d'usure. L'une occupe la moitié distale de la face linguale ; la seconde correspond à l'usure de la pointe et a mis à nu l'ivoire. Cette facette est légèrement inclinée du côté lingual. Une petite facette de contact occupe le sommet de la face distale.

Morphologie : La couronne est basse et globuleuse ; fortement resserrée au collet, elle surplombe largement la racine, surtout du côté distal. On observe un renflement cingulaire à sa base. Le relief de la face linguale est peu accentué et il est, de plus, atténué par l'usure. Un léger renflement représente le lobe central. La racine est ovale et marquée sur les faces mésiale et distale par un léger sillon. En conclusion, cette dent est une canine supérieure gauche et certains de ses caractères -grande longueur mésio-distale, couronne basse et globuleuse, resserrement au collet, etc ...- nous incitent à la classer parmi les dents de lait. S'il en est bien ainsi, il s'agit d'une dent de grandes dimensions, mais cela ne saurait surprendre, étant donné l'âge du gisement ".

VI. - SYNTHESE CHRONOLOGIQUE ET PHENOMENOLOGIQUE

A) Evolution du site de Vergranne au cours du remplissage (Fig. 25)

Comme pour les autres sites de remplissage étudiés, nous avons tenté de retracer l'évolution du site de Vergranne à partir des observations faites, d'une part sur le remplissage et d'autre part sur toutes les caractéristiques générales du site (aspect des parois, fissurations, concrétionnements). La démarche est d'autant plus difficile pour Vergranne qu'elle intéresse un site ancien où les étapes de sédimentaion ont cessé depuis longtemps et ne se sont pas poursuivies jusqu'à maintenant. L'état actuel du gisement n'est qu'un bilan dégradé depuis longtemps par les effets destructeurs. Les processus proprement génétiques du remplissage sont fortement oblitérés par les phénomènes d'ablation et d'altération. De plus, l'environnement général ayant largement évolué, il est difficile de retrouver la topographie originelle du plateau calcaire et du système karstique, responsable pour une large part du mode de mise en place du remplissage. Cette démarche pourra apparaître dangereuse et ses résultats hypothétiques dans une forte proportion, mais nous considérons comme nécessaire de l'assumer car elle s'appuie sur une série d'observations faites en cours de fouilles et dont elle constitue la synthèse.

Pour résumer cette histoire, nous proposons six étapes chronologiques successives.

Première étape : Remplissage argileux en karst aveugle. Concrétionnement

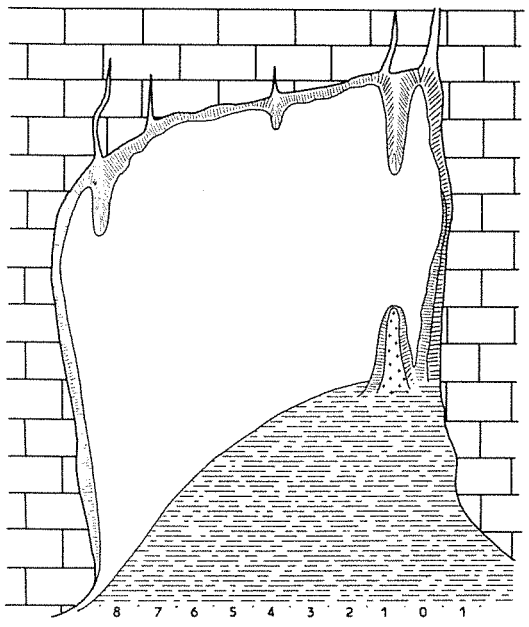
La nature des premiers dépôts prouve qu'ils se sont formés dans un karst " aveugle ", sans relation (du moins au niveau de cette salle du karst) avec l'extérieur. C'est par les multiples fissures du calcaire que ces éléments fins, essentiellement argileux ont comblé partiellement le vide des galeries à partir des sols superficiels, mais aussi et plus probablement à partir des marnes du Lias très proches.

Les abondantes concrétions de paroi (placage sud et pilier stalagmitique) se sont formées au cours de cette période. Le pilier stalagmitique, coincé dans la zone de rétrécissement au Nord de l'aven est, à notre avis, en place. Il s'est donc formé sur le niveau initial du remplissage argileux. Il lui est donc postérieur et le support argileux s'est disloqué secondairement sous lui.

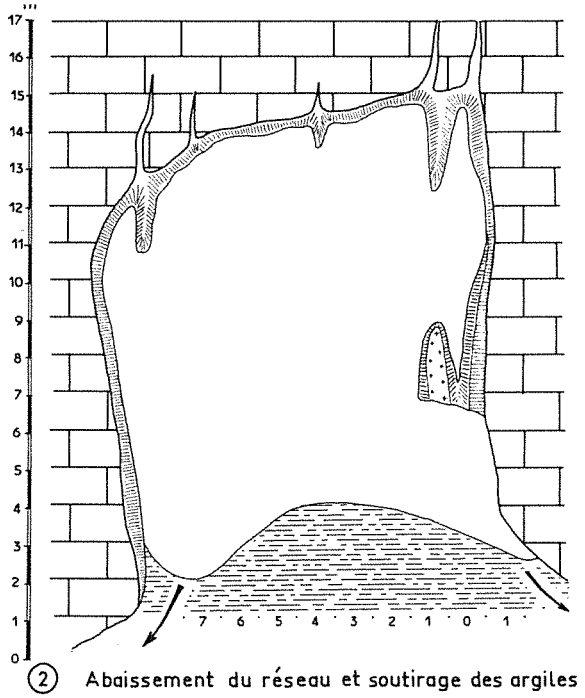
Deuxième étape : Abaissement du réseau et soutirage des argiles

Le remplissage de Vergranne ne peut se comprendre que si l'on fait intervenir une phase de soutirage des sédiments vers le bas par phénomène de " suçoir " karstique. Cette observation n'est pas unique et de nombreux remplissages anciens ont subi cette reprise en partie destructrice. Ce soutirage n'a pu se faire que par l'abaissement du réseau karstique générateur de nouvelles galeries plus basses et communiquant avec les précédentes par des puits plus ou moins verticaux. Ce phénomène de soutirage va agir à plusieurs reprises au cours du remplissage et il semble que, lors de cette première étape, deux suçoirs aient agi simultanément aux deux extrémités sud et nord de l'aven.

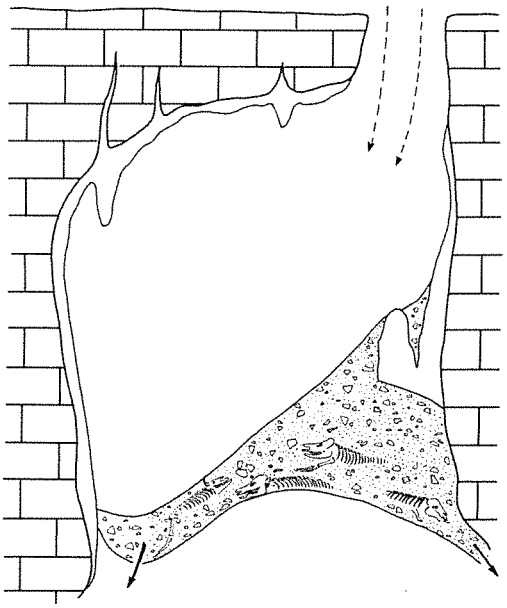
Au cours de ces deux premières étapes, nous n'avons pas à proprement parler un aven puisqu'il n'y a pas communication avec l'extérieur vers le haut. La puissance des calcaires constituant le toit de la salle est difficile à apprécier. Ils sont



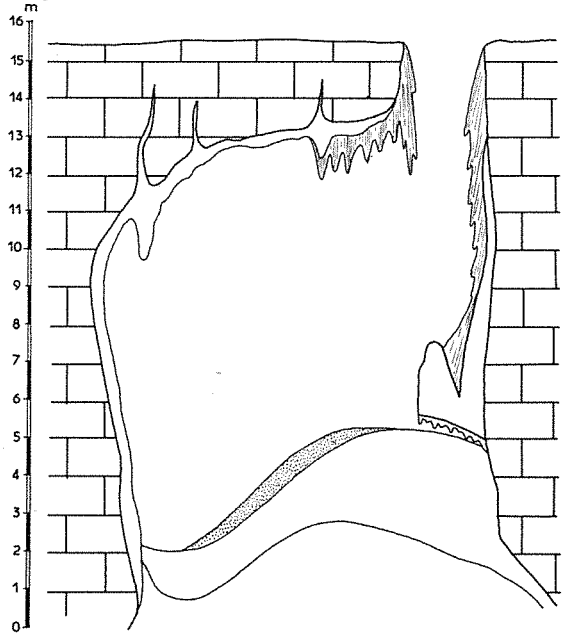
① Remplissage argileux en karst aveugle - concrètionnement



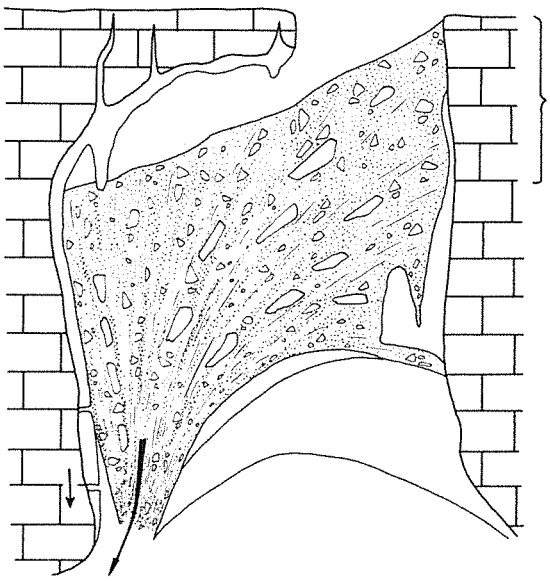
② Abaissement du réseau et soutirage des argiles



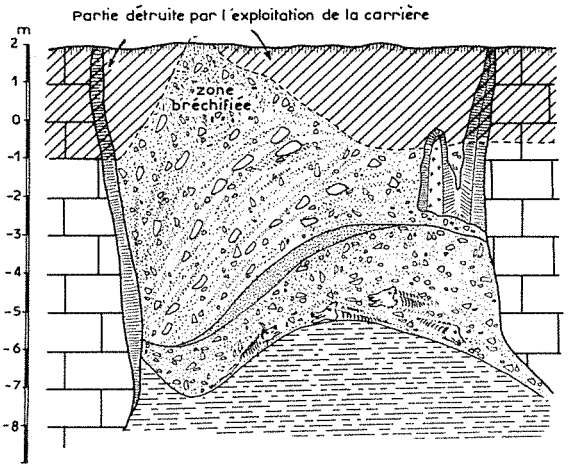
③ Ouverture de l'aven. Dépôt de l'éboulis inférieur



④ Dépôt argileux. concrètionnement (obturation ?)



⑤ Dépôt de l'éboulis supérieur et soutirage



⑥ Etat actuel

Fig. 25 Evolution du site de Vergranne au cours du remplissage

certainement très fissurés et une dépression (doline) marque probablement, à la surface du plateau calcaire, la future zone d'effondrement où s'ouvrira la voûte vers l'extérieur, créant l'aven et déterminant une sédimentation de type " karst ouvert ".

Troisième étape : Ouverture de l'aven. Dépôt de l'éboulis inférieur

Le contenu grossier de l'éboulis inférieur et la présence de squelettes d'animaux aussi massifs que ceux de Rhinoceros nécessitent une large ouverture supérieure de la salle. Le phénomène de soutirage karstique a joué au cours du dépôt comme le montrent l'étirement et la perte de connexions anatomiques des squelettes voisins des parois. En effet, ceux-ci sont très disloqués, partiels,et les éléments osseux très concassés dans les deux extrémités du remplissage. L'inclinaison des éléments calcaires et calcitiques dans ces deux zones confirme ce phénomène. L'intensité respective de ces deux paramètres (état des os et inclinaison des éléments lithiques) montre que le suçoir karstique sud a été beaucoup plus actif que l'autre.

Quatrième étape : Dépôt argileux - concrétionnement

Cette étape est marquée par une stabilisation générale du site, à la fois par la réduction des apports constitutifs et l'arrêt du phénomène de soutirage. C'est pendant cette période que s'effectue le dépôt des argiles jaunes stériles et les concrétionnements de la paroi ouest (visibles seulement en coupe transversale). La nature fine du sédiment traduit l'arrêt momentané des apports grossiers. L'aven cesse d'être un piège à sédiments et à mammifères. Peut-être faut-il envisager une obturation totale ou partielle de l'ouverture supérieure par un bouchon sédimentaire ou calcitique ? Peut-être aussi qu'une modification sensible de la forme et de la disposition de l'ouverture lui a fait perdre son rôle de piège ?

Cinquième étape : Dépôt de l'éboulis supérieur et soutirage

Une reprise de l'activité sédimentaire provoque l'édification de l'éboulis supérieur. La disposition des éléments lithiques montre qu'à l'effet de talus s'ajoute un effet de soutirage intense, seulement visible dans l'extrémité sud de l'aven. Le phénomène de piège est plus actif vis-à-vis des éléments lithiques que des mammifères.De plus, les rares ossements présents dans cet éboulis sont, comme nous l'avons vu, très fragmentés, très détériorés, surtout dans la partie sud où le glissement gravitaire des éléments est le plus intense. Contre la paroi nord les éléments osseux subissent des remaniements destructeurs moins violents (crâne d'ours n° 40 par exemple).

Remarque :

Il est probable que l'ouverture de l'aven ne débouche pas directement sur le plateau calcaire sub-horizontal, mais plutôt par l'intermédiaire d'une doline marquée par une dépression aux bords peu abrupts, sub-circulaire. Il est possible qu'une partie des sédiments lithiques de l'aven ne soient pas des éléments directement détachés des parois, mais qu'ils ont séjourné temporairement dans le fond de la doline. C'est par un phénomène de solifluxion intense que l'éboulis inférieur se serait constitué. Cette hypothèse rendrait compte de l'état des fragments osseux et de la présence de dents isolées (dent humaine entre autre).

C'est à la fin de l'édification que les percolations bréchifient les dépôts supérieurs surtout dans la moitié sud du remplissage. Cette consolidation localisée nous amène à penser qu'une voûte calcaire continue à exister à ce niveau jusqu'à la fin de l'édification de l'éboulis supérieur.

Sixième étape : Jusqu'à l'état actuel

L'exploitation de la carrière qui a permis la découverte du remplissage a détruit les calcaires encaissants sur 3 m d'épaisseur environ. La nature et l'importance du remplissage à ce niveau prouvent que le toit de la voûte surplombait le dépôt. L'inclinaison des dalles calcitiques permet de placer l'ouverture d'alimentation du dépôt à 3 ou 4 m plus haut que le niveau supérieur du remplissage avant la fouille. C'est à nos yeux une valeur minimale. Il faut donc admettre que depuis la fin de la cinquième étape (genèse de l'éboulis supérieur) une tranche de calcaire encaissant (et de remplissage) a disparu. Les estimations d'une telle ablation par dissolution superficielle ont été faites en milieu calcaire. Elles concluent de manière concordante pour une ablation moyenne de l'ordre de 0,1 mm/an, soit 10 mètres pour 100.000 ans. Cet ordre de grandeur excède nos estimations pour Vergranne et il est possible que celles-ci soient en dessous de la réalité. Il n'y a pas lieu, *a fortiori*, de s'étonner d'une telle ablation dans le cas précis de ce gisement.

Lors de l'exploitation de la carrière, le dégagement du calcaire encaissant a provoqué la destruction d'une grande partie du remplissage. Seule la zone sud bréchifiée s'est maintenue. Il est possible d'autre part que des prélèvements partiels aient eu lieu au cours des trente années qui séparèrent la période d'exploitation du calcaire et la découverte du gisement.

B) Données chronologiques et paléoclimatiques

La source unique de données chronologiques nous est fournie par la faune issue du remplissage : *l'essentiel du " fond faunistique " permet d'attribuer le gisement de Vergranne au Pléistocène moyen et plus précisément à une phase finale du complexe mindélien.* Cependant, si aucune dissonnance n'intervient en ce qui concerne les données de la microfaune, il n'en est pas de même pour la grande faune : nous avons vu en effet que les pièces ostéologiques de *Dicerorhinus mercki* présentes dans la partie supérieure du remplissage présentent (d'après Cl. GUERIN) des caractères plus évolués que les populations de cette espèce contemporaine du Mindel terminal. *Il est donc possible qu'une période relativement longue sépare le dépôt de l'éboulis inférieur du dépôt de l'éboulis supérieur.* Cette possibilité éventuelle ne repose que sur les données chronologiques relatives aux Rhinoceros. En effet,les Ursidés, cependant présents dans l'enssemble du remplissage, constituent apparemment un groupe homogène sans hiatus chronologique.

Une ambiguité demeure donc en ce qui concerne la chronologie du remplissage : l'arrêt de sédimentation (quatrième étape évoquée dans le paragraphe précédent) est-il long ou court ? Autrement dit, y a-t-il un large déphasage chronologique entre les dépôts des éboulis inférieurs et supérieurs ? Les données chronologiques concordent pour attribuer un âge Mindélien supérieur à l'éboulis inférieur ; par contre, l'âge de l'éboulis supérieur est moins sûr : la microfaune et l'essentiel de la grande faune plaideraient pour un âge peu différent ; Les Rhinoceros par contre en feraient une formation nettement plus récente du complexe rissien ou même de l'interglaciaire Riss-Würm. La grande homogénéité du remplissage vu sous l'angle sédimentologique nous inclinerait à pencher pour la première hypothèse, bien qu'un arrêt de sédimentation indubitable ait été décelé entre les deux éboulis.

Du point de vue paléoclimatique, l'ensemble de la faune traduit un environnement écologique varié, mais sans influence climatique très typée. Les espèces présentes de la grande faune évoquent un environnement *semi-forestier, avec alternance de zones boisées et de zones découvertes. Aucune espèce n'est franchement steppique.* La microfaune semble apporter des renseignements paléoclimatiques plus nets (Fig. 23).

Les espèces steppiques ne sont présentes qu'au sommet et à la base du remplissage. Les espèces forestières sont abondantes dans toute la séquence et une *espèce méditerranéenne* apparaît de façon fugace au cours du dépôt de l'éboulis supérieur. Ces différences ne sont pas suffisantes pour définir une évolution sensible de l'environnement climatique au cours du remplissage. Pour les expliquer, il nous apparaît plus logique d'envisager l'environnement naturel de l'aven de Vergranne comme une *juxtaposition de biotopes plus ou moins découverts ou forestiers où toutes les espèces pouvaient cohabiter dans un espace relativement restreint.*

CHAPITRE IV

LES REMPLISSAGES DE PORCHES DE GROTTES

L A G R O T T E D E L A B A U M E

A E C H E N O Z L A M E L I N E

(H A U T E - S A O N E)

HISTORIQUE DES RECHERCHES

La Baume d'Echenoz est célèbre depuis le début du siècle dernier. Les fouilles exécutées sous la direction de THIRRIA au mois d'août 1827 avaient révélé l'existence d'une faune quaternaire déterminée par CUVIER et M. de SERRES qui y avaient reconnu : Ursus spelaeus, Ursus arctoideus ? Ursus pitorri ? Hyaena sp., Felis spelaea (chat), Felis leo (lion), Cervus, Sus (sanglier), Elephas.

De nombreuses fouilles furent entreprises depuis, venant grossir les collections privées ou publiques (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, Facultés des Sciences de Lyon, de Grenoble, de Dijon, de Besançon, Musées de Gray, Vesoul, Montbéliard) en ossements d'ours des cavernes. Les seuls comptes rendus succincts de ces travaux sont ceux de TRAVELET (1878) et G. CHENET (1909) où les auteurs signalent, outre la faune reconnue antérieurement : le cheval, l'auroch, le rhinocéros et le mammouth. De plus, ils mentionnent, en surface, des restes de poteries, d'ossements calcinés et de foyers. Ces auteurs concluent par l'existence d'un habitat superficiel de l'époque de la Tène. La stratigraphie sommaire relevée, fait apparaître de haut en bas :

- *terre humide argileuse contenant cendres, charbon, poterie (dallage local, 0,40 m) ;*
- *plancher stalagmitique englobant la couche supérieure (0,20 m) ;*
- *argile à ours avec blocaille roulée (1 m et plus).*

En 1909, CHENET estimait à 5 m^2 le reste de surface de sédiment en place. La recrudescence de fouilles clandestines de grande envergure, lors de ces dernières années, menaçait ce gisement du sort de celui de Fouvent. De plus, lors d'une visite des lieux, fin février 1969, nous constatâmes avec P. PETREQUIN à 80 m de l'entrée, un travail important en vue de désobstruction spéléologique. Une coupe fraîche nous permit de trouver in situ un fragment de galet de quartzite taillé.

Une fouille de sauvetage, organisée entre le 15 mai et le 10 juin 1969 permit de confirmer l'existence d'industrie dans les couches à ours par la découverte de deux nouveaux éclats dans les déblais de la désobstruction.

La menace d'épuisement du gisement, la dissémination de la faune, la présence d'industrie lithique, les conseils de J.P. MILLOTTE, Directeur des Antiquités préhistoriques et de N. THEOBALD nous incitèrent à solliciter une autorisation de fouilles.

Afin de mieux mettre en évidence les variations climatiques et leur influence sur les remplissages, nous entreprîmes de 1971 à 1974 (juillet 71, août 72, juillet 73, juillet-août 74) cinq mois de fouilles systématiques dans les sédiments proches du porche, là où les témoignages lithiques et paléontologiques risquaient d'être non seulement les plus variés, mais aussi les plus menacés par les fouilles clandestines.

Une solide équipe d'étudiants et d'amateurs nous apporta un concours fructueux et travailla sérieusement dans des conditions toujours difficiles et parfois dangereuses. La municipalité d'Echenoz-la-Méline, grâce à l'appui efficace de M. RICHARD adjoint au maire, nous prêta les locaux nécessaires à l'intendance d'une vingtaine

de personnes : la première année, les anciennes écuries du Château d'Echenoz, et les trois années suivantes, le préau de la nouvelle école communale. Le Conseil Supérieur de la Recherche Archéologique renouvela chaque année notre autorisation de fouilles et nous alloua une aide financière (800 F en 71, 72 et 73, 2500 F en 74).

I. - LA GROTTE DE LA BAUME

A) Localisation géographique

885,75 × 294,90 × 315 m (Fig. 26)

Au flanc de la reculée d'Echenoz-la-Méline, village situé à 2 km au Sud-Ouest de Vesoul, le porche de la grotte est exposé plein Est. Il domine d'une cinquantaine de mètres le ruisseau de la Fontaine du Diable issu de la Grotte de Solleborde située au fond de la reculée. Le ruisseau rejoint le Durgeon, petit affluent de la rive gauche de la Saône.

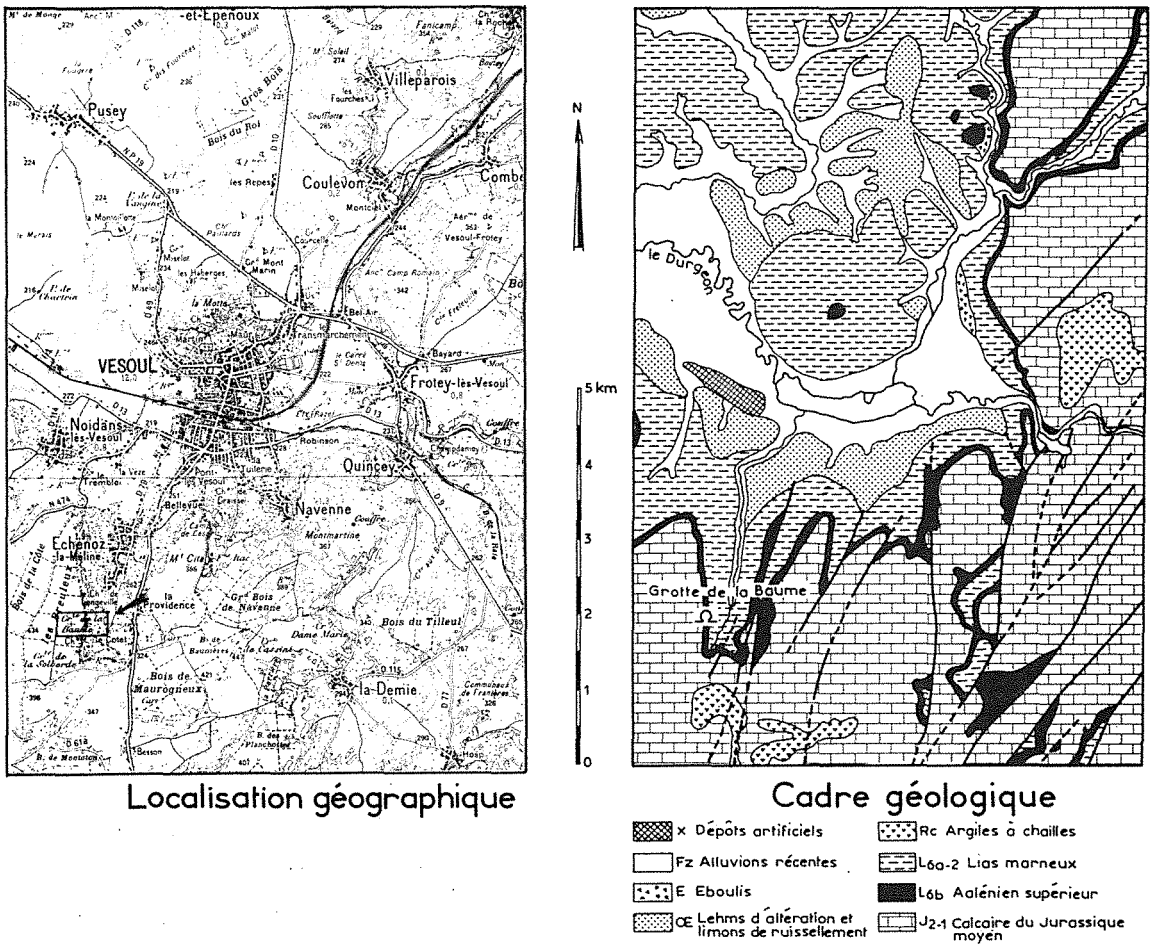


Fig. 26 : La Baume d'Echenoz : localisation géographique et cadre géologique.

B) Cadre géologique (Fig. 26 et 27)

Sur le plan régional, la falaise d'Echenoz-la-Méline fait partie de l'extrémité septentrionale des plateaux situés entre l'Ognon et la Saône, plus fréquemment appelés " plateaux de Vesoul ". L'élément caractéristique du relief est la corniche

médio-jurassique dominant les dépressions liasiques. Le plateau est haché de failles subméridiennes dont le rejet s'amortit dans les marnes liasiques.

D'un point de vue stratigraphique, la grotte de la Baume s'ouvre à la base de la falaise bajocienne dans les calcaires à entroques du Bajocien inférieur. Le Bajocien moyen, dit " calcaire à Polypiers ", à faciès oolithique, affleure dans le bois des Breuleux dominant la falaise vers l'Ouest.

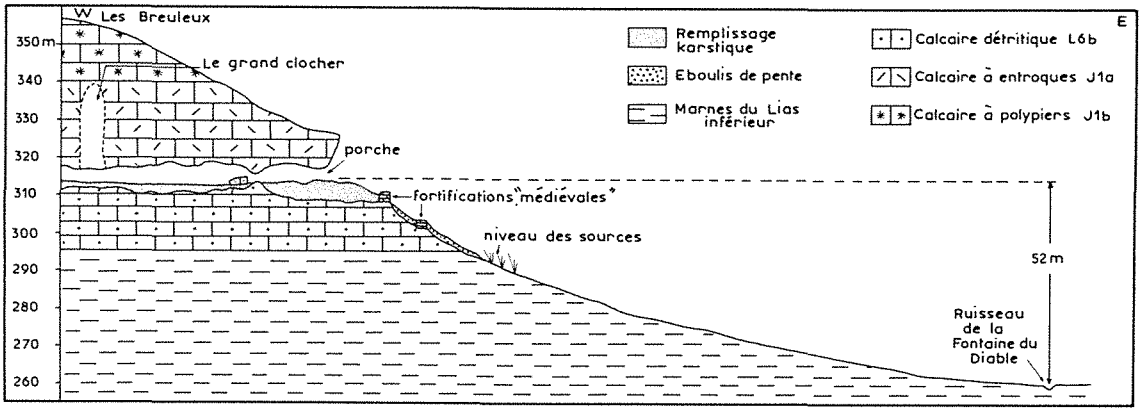


Fig.27 Coupe transversale au niveau du porche de la grotte

Les calcaires de l'Aalénien supérieur sont masqués par les éboulis sur lesquels sont édifiés des empilements de pierre sèche modelant le talus en terrasses discontinues. Ces murs dits " médiévaux " sont plus probablement, tels qu'on peut les voir actuellement, les restes d'aménagements de culture (vigne) relativement récents. Il est possible qu'ils aient été installés sur des vestiges de fortifications, le Trou de la Baume ayant été occupé lors du siège de Vesoul pendant la conquête de la Franche-Comté par les troupes de Louis XIV. Il est possible également qu'une partie du remplissage de la première salle ou " Grange " ait été rejetée vers l'extérieur à cette époque (suggestion et communication orale de A. THEVENIN, originaire d'Echenoz-la-Méline et actuellement Directeur des Antiquités Préhistoriques d'Alsace).

A la base des éboulis, apparaît le niveau des sources signalé par une humidité permanente, marquant sans doute le sommet des marnes du Lias (Aalénien inférieur).

C) Topographie de la grotte (Fig. 28)

Au porche installé actuellement au niveau d'un rétrécissement de la cavité, fait suite une salle de 16 m sur 6 m, haute de 3 m que THIRRIA appelle " la Grange ". Celle-ci se rétrécit au niveau d'une chattière où se trouve la limite actuelle de gélifraction.

La deuxième salle, longue d'une trentaine de mètres, haute de 6 à 8 m, large de 5 à 10 m, n'est pas exactement dans le prolongement de la Grange.

Ces deux salles se sont creusées à l'emplacement d'une diaclase importante, actuellement obturée de concrétions.

L'orientation de la grotte change brusquement à partir du fond de la deuxième salle et devient NNE-SSW.

. Vers le Sud, un cul-de-sac d'une quinzaine de mètres conserve l'ordre de grandeur de dimension des salles précédentes.

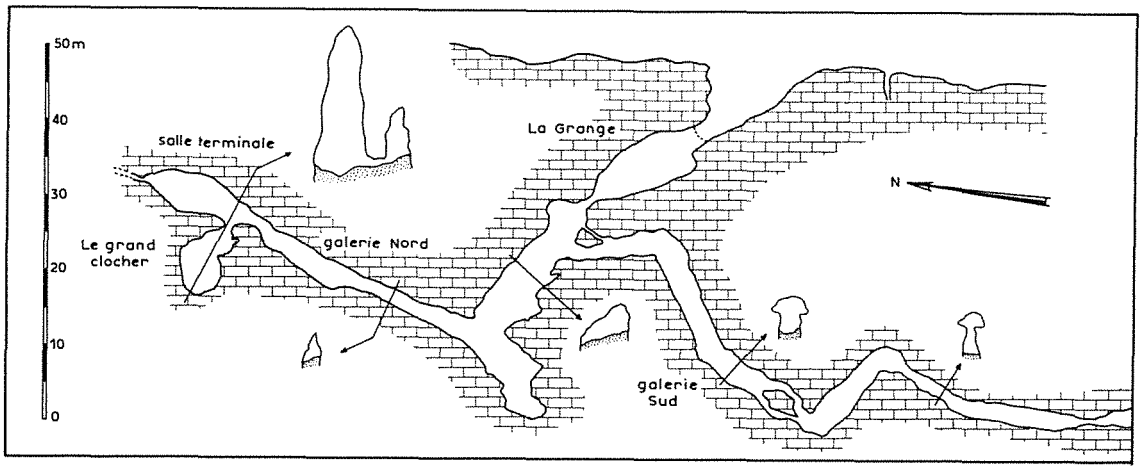


Fig.28 Topographie sommaire de la grotte de la Baume

. Vers le Nord, une galerie conduit à une haute salle terminale (troisième salle) sur les parois de laquelle sont accrochés des témoins bréchifiés.

Cette dernière communique par un orifice bas avec une quatrième salle, subcirculaire, de 5 à 6 m de diamètre, mais très haute (le grand clocher).

De la deuxième salle, part vers le Sud une autre galerie, d'orientation générale NNE-SSW, dont le profil caractéristique en champignon témoigne d'une reprise d'érosion à partir d'une galerie primitive creusée sous conduite forcée. Ses parois sont abondamment recouvertes de calcite et il semble que, par endroits, on puisse discerner des polis d'ours affectant simultanément roche-mère et concrétions. Cette galerie s'ouvre, après un rétrécissement, plus au Sud dans la falaise, près du chalet de Solleborde.

L'axe privilégié NNE-SSW des galeries correspond non seulement à l'orientation générale de la falaise, mais aussi à la direction générale des failles de ce secteur, lesquelles failles relèvent progressivement les différents compartiments vers l'Est.

II. - LES FOUILLES DU GRAND CLOCHER (mai-juin 1969)

Lorsque nous avons entrepris les fouilles du grand clocher, la stratigraphie visible fin février était complètement détruite. Après la pose d'un carroyage fixe, le plus gros travail consista à retrouver les couches en place dont nous étions sûrs de l'existence, puisque vues trois mois auparavant. Un promontoire rocheux limitait le remplissage vers l'Ouest et un premier sondage fut entrepris contre la paroi nord (Fig. 29). Celui-ci ne permit pas de retrouver les couches en place. Un second sondage fut alors tenté en direction de l'entrée, faisant communiquer le grand clocher avec la salle terminale. A notre avis, la paroi " suspendue " entre ces deux salles ne se retrouve pas en profondeur et le remplissage se poursuit sans discontinuité entre les deux (Fig. 30). Les couches en place furent ainsi retrouvées sous 1 m environ de déblais des fouilles anciennes (Fig. 31).

A) Les sédiments

Les couches en place ne sont pas stratifiées, sauf dans la partie tout à fait supérieure où un litage assez net, subhorizontal, est souligné par une forte

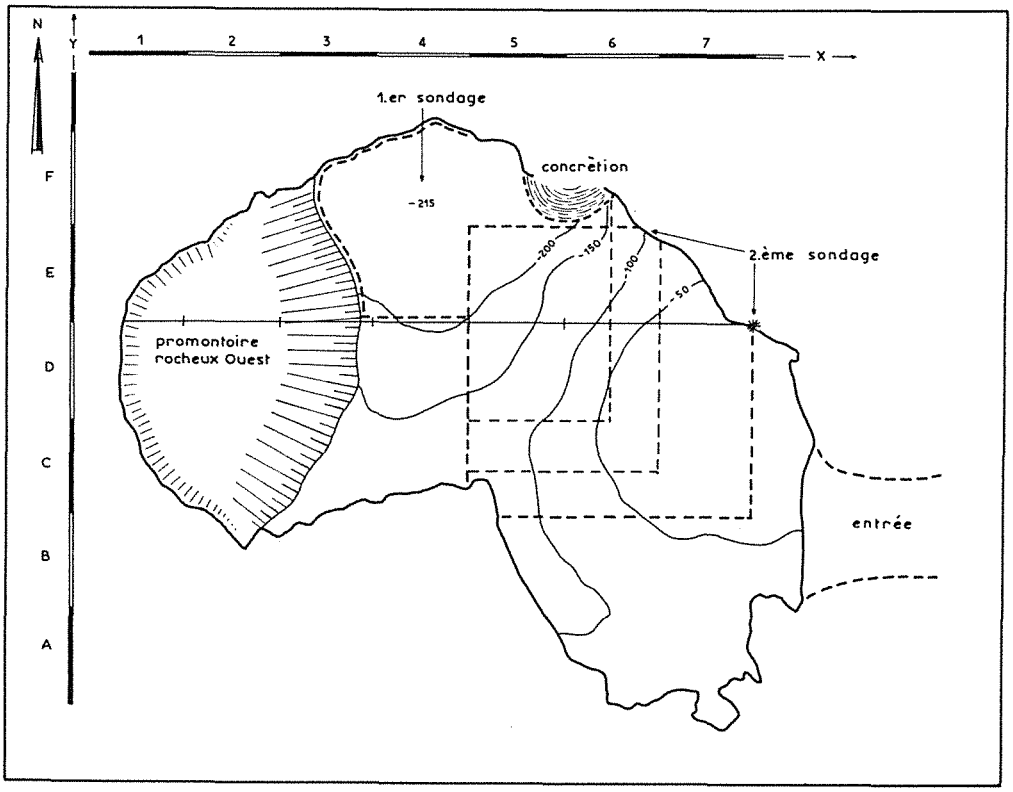


Fig. 29 : La Baume d'Echenoz : plan du Grand Clocher au niveau 0 des fouilles.

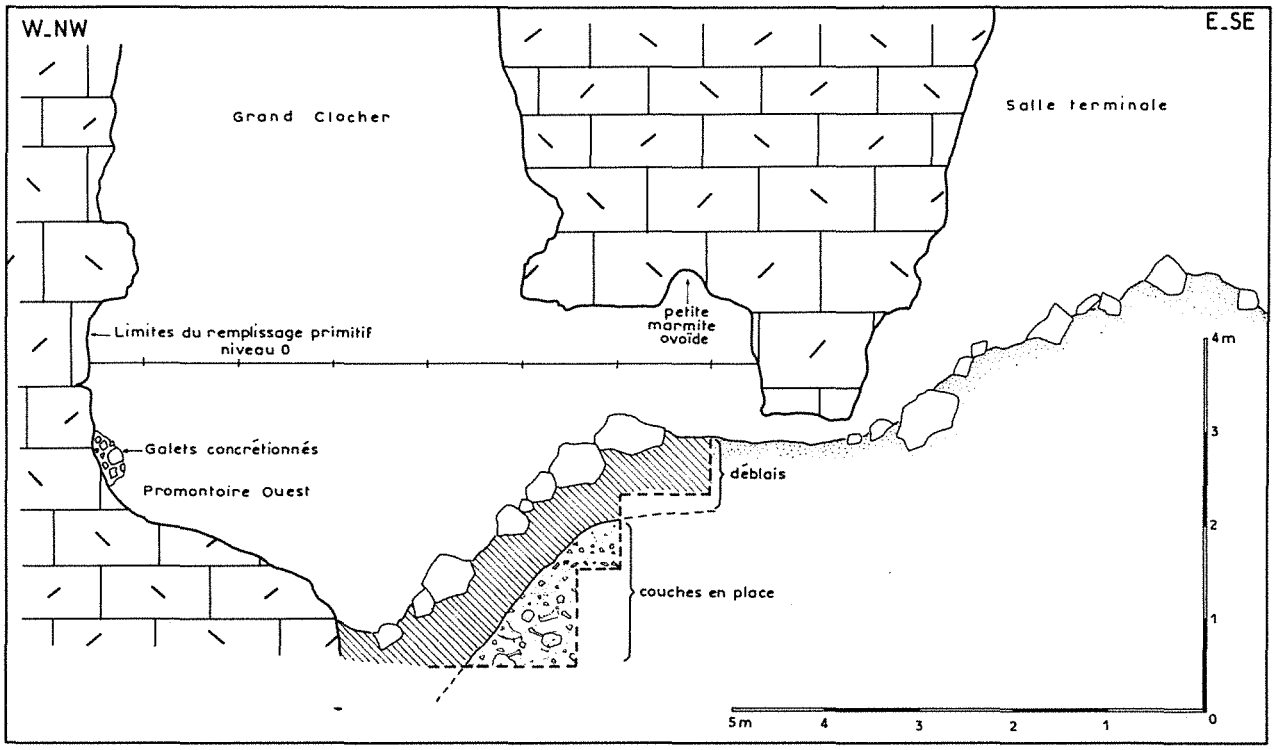


Fig. 30 : La Baume d'Echenoz : coupe longitudinale schématique du remplissage du Grand Clocher.

concentration en petits cailloutis assez anguleux (Fig. 32) surmontant une zone où les os d'ours de taille relativement petite sont particulièrement abondants (métapodes, phalanges, os courts du carpe et du tarse, dents isolées ...). Plus bas,

Grotte de la Baume - Le Grand Clocher

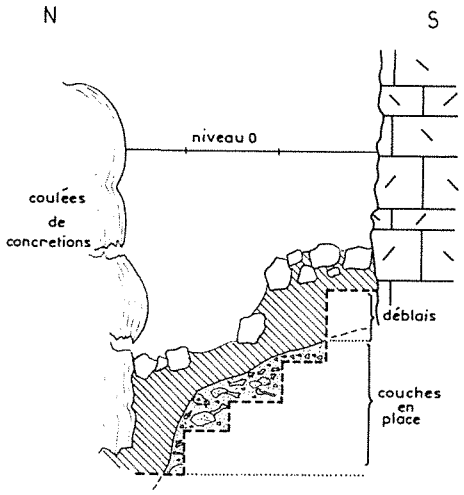


Fig.31 Coupe transversale schématique.

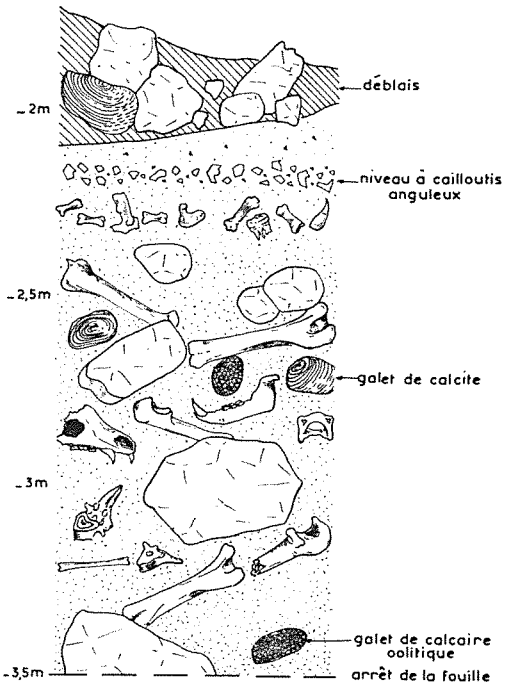


Fig.32 Coupe schématique des couches en place.

les sédiments présentent une hétérométrie remarquable : des blocs de calcaire à entroques arrondis et isodiamétriques, auxquels s'ajoutent quelques blocs de calcite, sont noyés dans une matrice argileuse très carbonatée, très aérée malgré une humidité toujours importante. C'est " l'argile à ours " des auteurs, de teinte générale brun-roux, pouvant prendre des variations locales verdâtres. Dans cet ensemble inférieur non stratifié, les éléments osseux sont disposés pêle-mêle, en dehors de toute connexion anatomique. Les os longs sont rarement horizontaux, mais le plus souvent inclinés de 15 à 25°,sans qu'il soit possible pour autant de distinguer un quelconque litage.

Il est assez difficile de se faire une idée du type de mise en place de ces sédiments. La première question qui se pose a trait à l'origine des blocs calcaires. Pétrographiquement, 90 % d'entre eux sont des calcaires à entroques, donc de même nature que la roche encaissante. Par contre, les 10 % complémentaires sont constitués de calcaires oolithiques gris dont le faciès rappelle les calcaires à polypiers du Bajocien moyen et quelques blocs de calcite. Aucune caractéristique de taille ou d'émoussé ne différencie ces derniers de la majorité des blocs. Nous penchons pour l'allochtonie de ces blocs issus directement des parois environnantes (les faciès oolithiques pouvant affleurer dans la partie haute du grand clocher). En effet, les formes de corrosion des parois montrent manifestement une usure importante au niveau des nombreuses diaclases et joints de stratification. Ce réseau de fissures est le siège d'une importante dissolution. Le processus de genèse de ces blocs doit être sensiblement comparable à la formation en boule des granites.

P. LEQUATRE signale dans la Grotte de Preletang (Isère) des " couches à cailloutis, plus ou moins gros, plus ou moins abondants et plus ou moins altérés, mais *toujours arrondis* ".

Je pense comme cet auteur, et à la suite de E. SCHMID (1958), qu'il faut attribuer une autre explication que le gel à la formation de ces cailloutis.

" L'eau pénétrant avec abondance par les fentes et les fissures de la roche, en dissout le calcaire, et entraîne l'argile et le sable qu'elle contient toujours. Les blocs entourés de fissures finissent par se libérer et par tomber ".

Contre la paroi ouest, les limites du remplissage primitif du grand clocher sont encore visibles, et localement, des placages de galets concrétionnés attestent de ce remplissage. Contre la paroi nord, un placage de calcite antérieur au dépôt tapisse le calcaire encaissant sur une épaisseur de 10 à 15 cm (Fig. 30).

B) La faune
========

Constituée uniquement d'ossements d'*Ursus spelaeus*, la faune présente des caractères de fossilisation très différents de ceux du porche : les os sont beaucoup mieux conservés, souvent complets, mais les connexions anatomiques sont rares.

C) L'industrie lithique (Fig. 33)
==========

Un élément lithique a été trouvé dans les couches en place en février 1969 (O-C13). Deux autres furent retrouvés dans les déblais lors de la fouille de sauvetage :

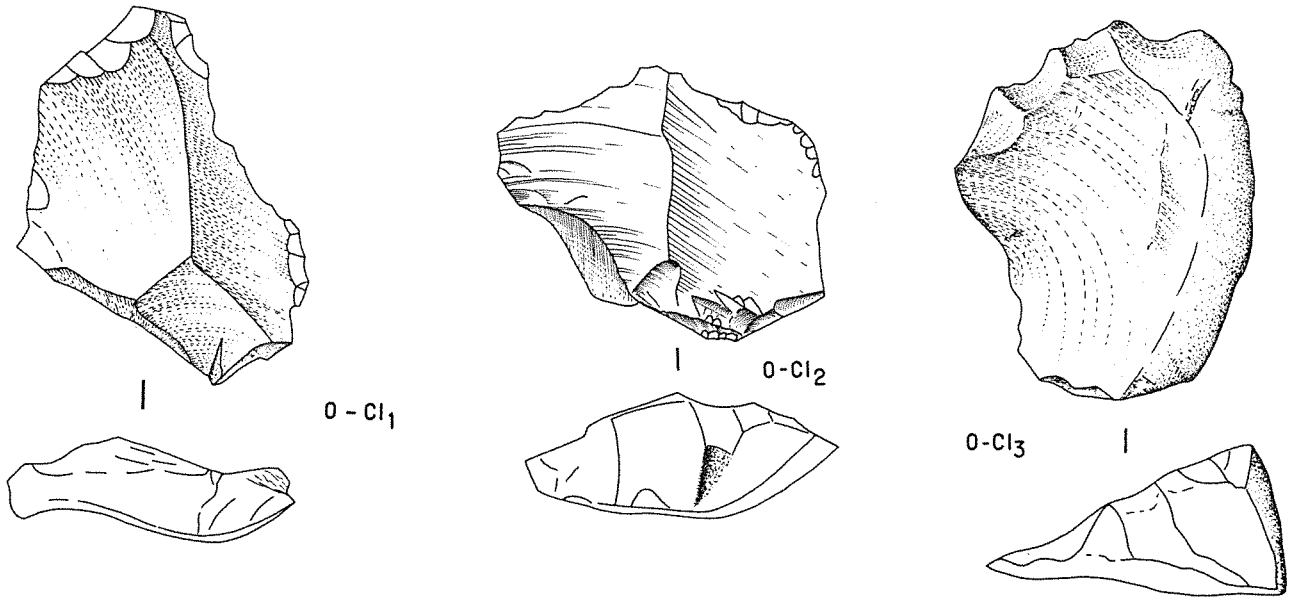


Fig. 33 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique du Grand Clocher.

O C11 : Eclat levallois en quartzite à grain fin à talon facetté.
O C12 : Pointe pseudo-levallois en chaille.
O C13 : Denticulé distal sur éclat de quartzite à grain grossier issu d'un galet.

Ce matériel sans contexte stratigraphique assuré montre, s'il n'a pas été charrié, une occupation profonde de la grotte. On connait dans les cavités profondes du domaine jurassien et alpin notamment, d'autres cas analogues.

III. - LES FOUILLES DU PORCHE ET LE SONDAGE DE LA GRANGE

Il était nécessaire, en vue d'une première approche de l'étude, de sonder là où le remplissage était en mesure de nous donner le plus de renseignements paléoclimatiques. Les zones plus profondes de la grotte, bien que plus riches en faune d'ailleurs mieux conservée, ont vraisemblablement moins ressenti les phénomènes d'ordre climatique, style gélifraction.

Deux zones de fouilles principales ont été commencées : l'une au niveau du porche à l'aplomb de celui-ci et se poursuivant vers l'extérieur (sur une surface de 30 m² environ), l'autre à l'intérieur de la Grange, contre la paroi nord-est, sur une surface de 15 m² environ. Les travaux de 1971-72-73 et 74 permirent de nous faire une idée complète de la stratigraphie au niveau de ces deux zones de fouilles. Par la suite, en juillet 73, un sondage fut entrepris après la chattière (sondage 3) en direction de la galerie sud (Fig. 34). Sous un niveau protohistorique dont les résultats de fouilles seront publiés ultérieurement, le plancher rocheux, très déchiqueté, apparut bien vite sous une couche de sédiments non stratifiés, très irrégulière (15 à 35 cm), mais riche en vestiges paléontologiques. Ce sondage confirma le fait que les processus de gélifraction générateurs de niveaux différenciés et stratifiés cessent vers l'intérieur au niveau de la chattière. Seuls, le Porche et la Grange sont susceptibles de posséder un remplissage à couches individualisées rendant compte des variations climatiques externes. Plus en profondeur, le remplissage, dans un environnement tamponné, n'a pas enregistré valablement ces variations climatiques.

A) Déroulement et progression de la fouille

. Mai - Juin 1969 : fouilles du Grand Clocher
. Juillet 1971

* Sondage du porche

Notre objectif fut, à ce niveau, de préserver une coupe stratigraphique longitudinale. Selon cette idée, nous ne fouillâmes que la zone nord-est du porche (carrés H, I, J de 10 à 17 inclus), c'est-à-dire une surface de 24 m² et nous pûmes atteindre le premier niveau archéologique (couche II) en fin de fouille. La présence d'industrie lithique moustérienne était confirmée.

* Sondage de la Grange

Entrepris sur une zone particulièrement perturbée par les fouilles clandestines, ce sondage avait pour objectif de tenter de raccorder les couches stratigraphiques du porche avec celles des fouilles intérieures (grand clocher). Au cours de cette saison, nous atteignîmes la cote - 1,60 m, après avoir traversé deux planchers bréchifiés et sans qu'une stratigraphie cohérente pût être relevée. C'est lors de ces travaux que nous constatâmes qu'une bréchification peut s'engendrer très rapidement : des fragments de verre datant au maximum du Moyen Age ont été retrouvés pris en brèche contre la paroi nord-est dans une zone particulièrement humide.

. Juillet - Août 1972

Continuation des sondages du porche, surtout au niveau de la zone extérieure (carrés 10, 11 et 12) où la cote - 4 m fut atteinte en fin de fouille. Au niveau des carrés 16 et 17, la fouille ne toucha pas la couche II, tandis qu'entre ces deux zones, nous descendîmes jusqu'aux couches IVa - IVb, c'est-à-dire au voisinage des cotes - 3 m.

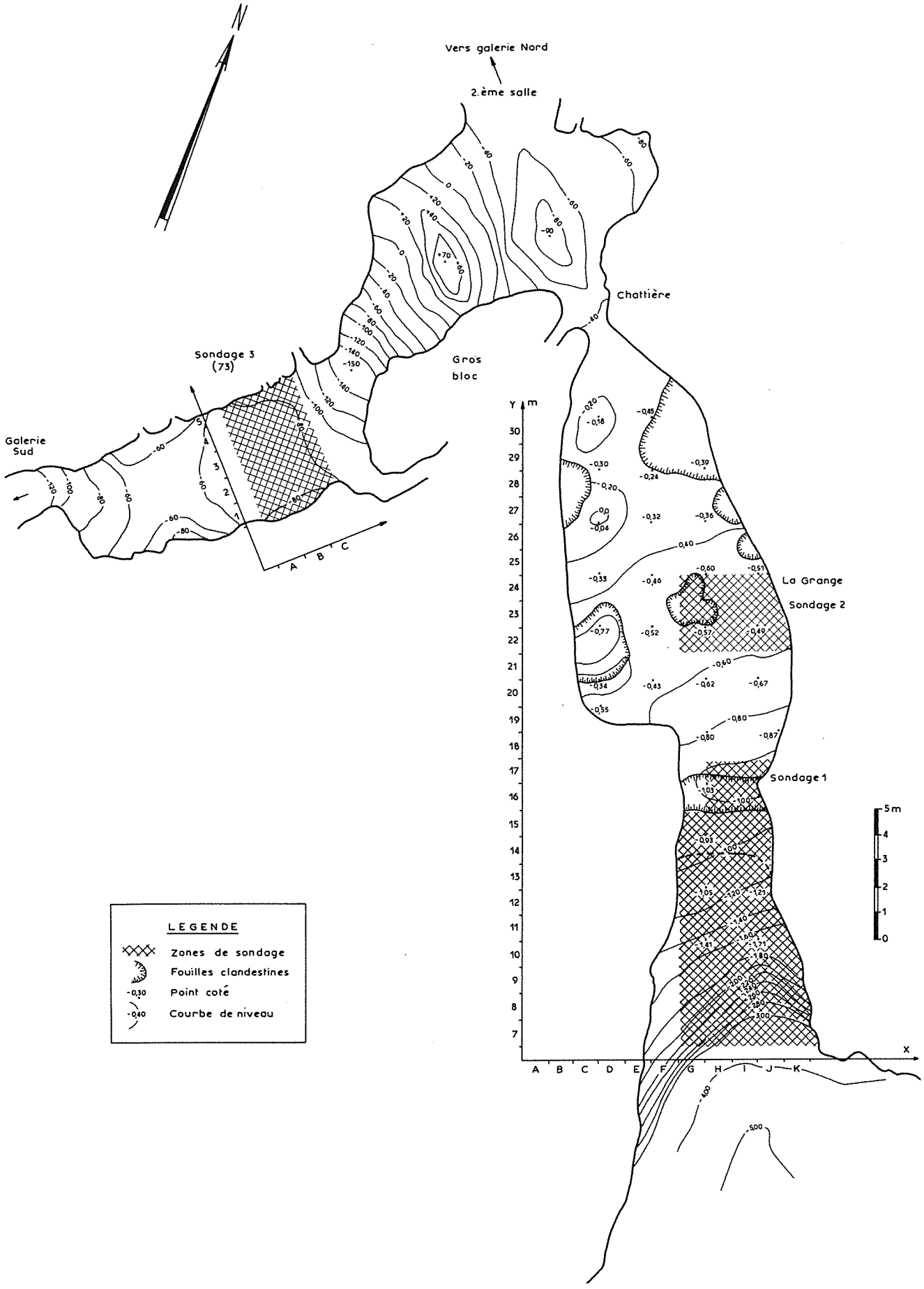


Fig. 34 Grotte de la Baume

Niveau du sol avant les fouilles et emplacement des sondages.

Dans le sondage intérieur, la couche II fut fouillée et sa corrélation avec la couche II extérieure fut établie.

. Juillet 1973

* Sondage du porche

Vu la fragilité du témoin stratigraphique préservé contre la paroi sud-ouest, il fut décidé, avec l'accord de Monsieur le Professeur MILLOTTE, Directeur des Antiquités Préhistoriques, de fouiller ce témoin, c'est-à-dire de faire passer la surface de décapage de 24 m² à 30 m², ce qui permit une vérification et une confirmation des observations stratigraphiques précédentes.

* Sondage de la Grange

Il fut, lui aussi, agrandi (carrés G, H, I, J, K, au niveau des coordonnées 22, 23, 24), ce qui l'amenait à une surface de décapage de 13 à 14 m², celle-ci se rétrécissant vers le bas, vu l'impossibilité de maintenir des coupes stratigraphiques verticales.

* Enfin, c'est en 1973 que fut ouvert le sondage 3 (après la chattière) dont nous avons déjà évoqué la stratigraphie.

. Juillet 1974

* Sondage du porche

La fouille consista essentiellement à la reconnaissance de la couche VIII (VIIIa et VIIIb) sur toute la largeur du porche et au niveau des carrés 11 à 15 compris. Un puits vertical de 2 m fut creusé dans les couches argileuses stériles (couche IX) au niveau du carré 12. Ce puits n'atteint pas le rocher en place, mais permit de reconnaître l'exiguité de la cavité se présentant sous forme d'un canyon méandriforme.

* Sondage de la Grange

Il se poursuivit jusqu'à l'identification des couches stériles mises en évidence à l'extérieur.

B) La stratigraphie (Fig. 35, 36 et 37)

1) Sondage du porche

→ *Couche I : 0,80 à 0,90 m*

- *Niveau Ia : 0,20 - 0,25 m*
  - *Blocaille calcaire, à éléments émoussés de grosseur très variable, comprenant des blocs de calcaire à entroques parfois très altérés, présence de billes de limonite.*
  - *Une matrice ocre-jaune (C.64), assez " aérée ", légère, peu tassée.*

- *Niveau Ib : 0,10 - 0,15 m*
  - *Cailloutis fait d'éléments dont le diamètre ne dépasse pas 2 à 3 cm.*
  - *Matrice ocre-jaune (C.63), plus tassée que la précédente.*

- *Niveau Ic : 0,20 - 0,25 m*
  - *Blocaille calcaire lache à éléments plus uniformes que Ia, et plus anguleux.*
  - *Matrice brune (D.63), présentant une assez grande richesse en os.*

- *Niveau Id : 0,30 - 0,35 m*
  - *Plaquettes calcaires à angles très vifs, peu altérées.*
  - *Matrice jaune-beige (B.61), aérée et légère.*

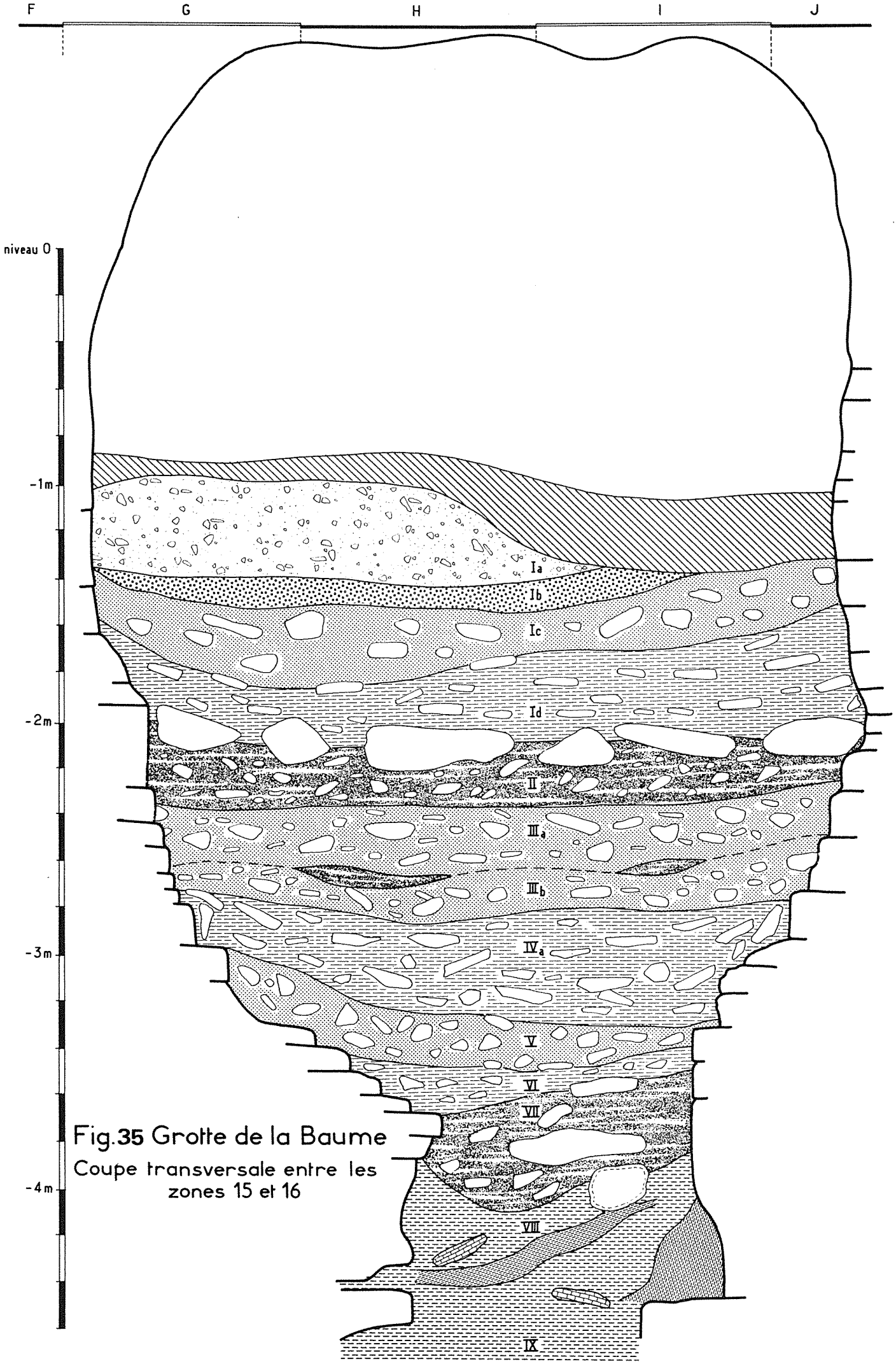


Fig.35 Grotte de la Baume

Coupe transversale entre les zones 15 et 16

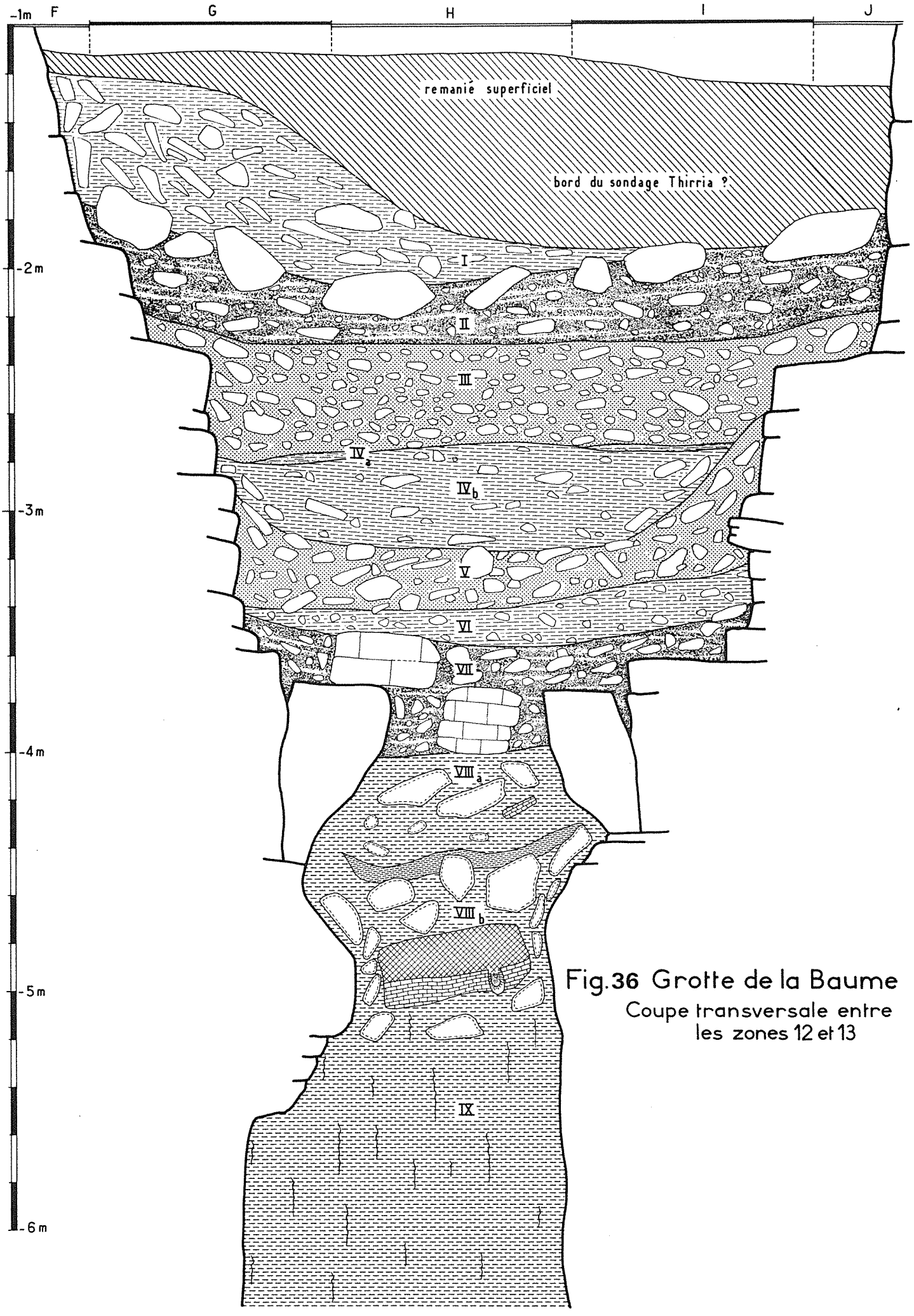


Fig.36 Grotte de la Baume
Coupe transversale entre les zones 12 et 13

→ *Couche II : 0,20 - 0,25 m*

. *Eléments calcaires très hétérogènes allant du bloc à la plaquette, tous de dimensions inférieures à 15 cm et très corrodés.*
. *Matrice d'un brun foncé (F.52) franc, très meuble, aérée (présence de " vides "), granuleuse.*

→ *Couche III*

- *Niveau a : 0,25 - 0,30 m*

. *Plaquettes calcaires ne dépassant pas 10 cm, aux angles émoussés, moyennement altérées, dont le pendage s'accentue près de la paroi.*
. *Matrice argileuse homogène brune (D.64).*

- *Niveau b : 0,15 - 0,20 m*

. *Eléments calcaires moins réguliers, présence de polyèdres, de plaquettes, fortement colorés " rouille " à la suite, semble-t-il, d'un dépôt ferrugineux lessivé dans les couches supérieures.*
. *Matrice brun-rouge (E.56), avec des inclusions franchement rousses formant des agrégats.*
. *Restes osseux plus complets.*

→ *Couche IV*

- *Niveau a : lenticulaire au niveau des carrés 12 et 13, régulier et puissant vers l'intérieur de la grotte (0,30 - 0,40 m).*

. *Eléments calcaires plus rares, plus irréguliers en taille et en forme.*
. *Matrice argileuse brun-jaune (E.58), grumeleuse.*

- *Niveau b : puissant vers l'extérieur du porche (0,70 m), se terminant en biseau au niveau des carrés 14.*

. *Eléments calcaires en plaquettes aux angles vifs et aux surfaces rugueuses.*
. *Matrice argileuse gris-brun (E. 61), très grasse.*

→ *Couche V : 0,30 - 0,40 m*

. *Blocs calcaires et plaquettes nombreuses, dont le pendage augmente au contact de la paroi (C.66).*
. *Matrice argileuse brun-jaune, grumeleuse.*

→ *Couche VI : 0,25 - 0,30 m*

. *Blocaille désordonnée sans passage net, très hétérométrique et hétéromorphe.*
. *Argile compacte, assez grasse, brun-rouge (D.63).*

→ *Couche VII : 0,20 m*

. *Eléments calcaires plus petits avec nombreux granules de l'ordre du centimètre. Présence isolée de trois gros blocs rocheux allongés (B1, B2, B3).*
. *Matrice argileuse brune (D.62), grumeleuse, très aérée.*

→ *Couche VIII : 0,50 m*

- *Niveau a*

. *Blocs calcaires à grande variabilité de dimensions maximales. Présence de quelques plaquettes de revêtement calcitique.*
. *Argile jaune-rouge (D.38), très tassée, ténue, collante et compacte.*

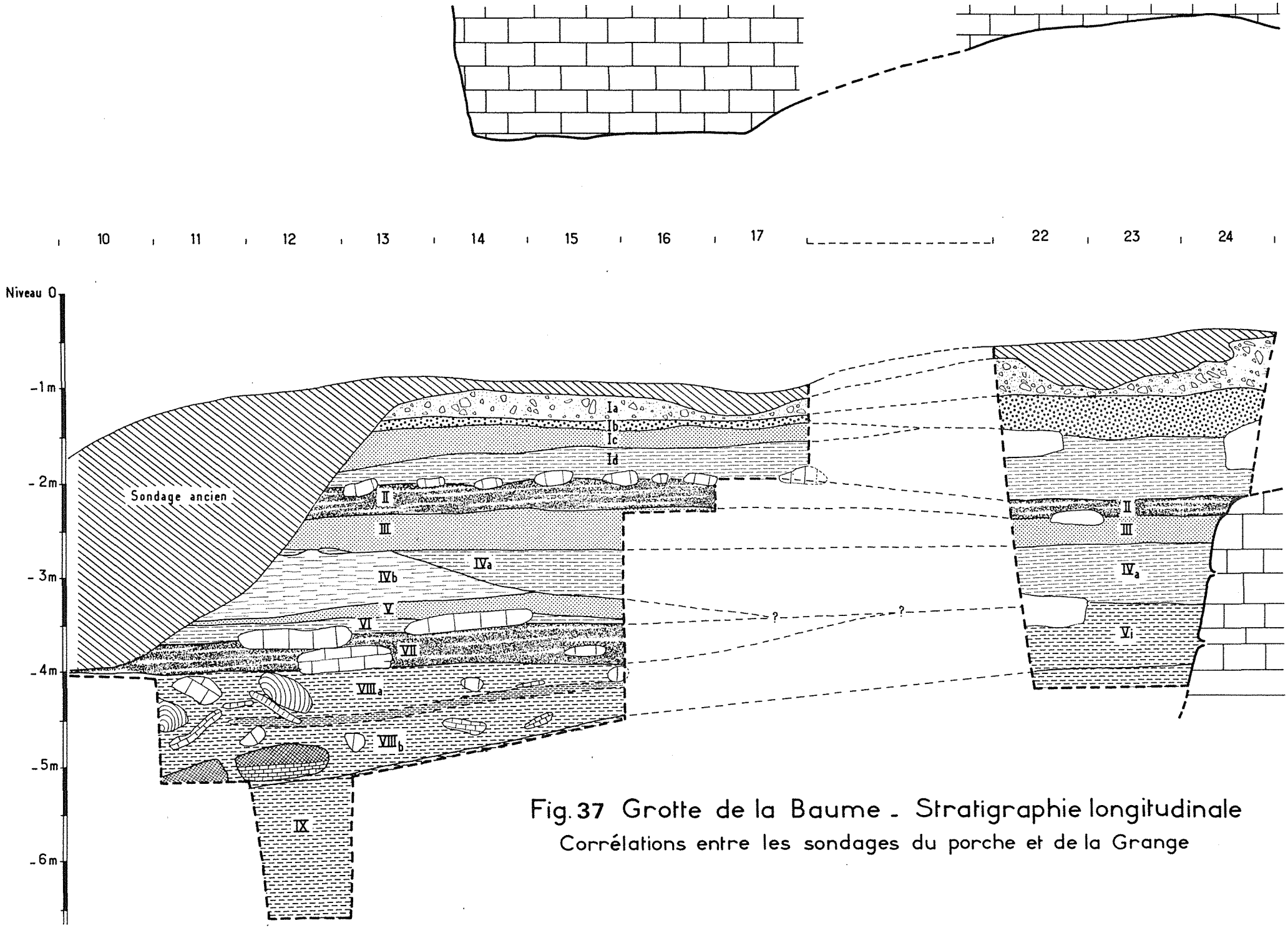


Fig. 37 Grotte de la Baume - Stratigraphie longitudinale

Corrélations entre les sondages du porche et de la Grange

- *Niveau b : séparé du précédent par un niveau constant riche en granules de manganèse.*

  . *Très gros blocs calcaires et stalagmitiques.*
  . *Argile, cf. niveau supérieur.*

→ *Couche IX : 1,5 m*

Argile fendillée jaune-rouge (D.38), stérile, avec placage manganésifère dans les craquelures.

2) Le sondage intérieur

→ *Couche I : (Total : 1,20 m à 1,40 m)*

- *Niveau Ia : 0,30 - 0,40 m*

  . *Blocaille calcaire à éléments émoussés hétérométriques.*
  . *Matrice argileuse abondante, ocre-jaune (C.63), souvent bréchifiée.*

- *Niveau Ib : 0,30 - 0,40 m*

  . *Cailloutis réguliers ("pseudo-galets") à éléments émoussés et de diamètre inférieur à 5 cm.*
  . *Matrice argileuse réduite, grumeleuse, ocre-jaune (C.63).*

- *Niveau Id : 0,60 m*

  . *Plaquettes calcaires à angle vif, peu altérées. Quelques gros blocs épars.*
  . *Matrice argileuse beige (B.61), humide et plastique.*

→ *Couche II : 0,15 à 0,20 m*

  . *Eléments calcaires hétérométriques aussi bien en ce qui concerne la taille que le degré d'altération.*
  . *Matrice argileuse brun-foncé franc (F.52), meuble et aérée.*

→ *Couche III : 0,30 m*

  . *Plaquettes calcaires, émoussées, moyennement altérées.*
  . *Matrice argileuse brune (D.63), aérée.*

→ *Couche IVa : 0,80 m*

  . *Eléments calcaires peu altérés, souvent en plaquettes.*
  . *Matrice argileuse brun-jaune (E.58), grumeleuse, mais tassée.*

→ *Couche Ii : 0,70 m*

  . *Eléments calcaires émoussés et roulés, concrétionnés de manganèse sur toutes leurs faces. Présence de nombreux fragments de calcite roulés.*
  . *Matrice argileuse jaune-grisâtre, indurée localement.*

→ *Couche VIi : Argile jaune-rouge compacte, de même faciès que la couche IX du sondage extérieur, à laquelle nous l'avons assimilée.*

C) Raccord stratigraphique entre sondage du porche et sondage de la Grange

(Fig. 37)

1) Corrélations entre les deux coupes transversales relevées lors de la fouille du porche : limite des carrés 12 et 13 vers l'extérieur et carrés 15 et 16 vers l'intérieur

La couche I n'est représentée vers l'extérieur que par son niveau inférieur Id. L'absence des trois niveaux supérieurs (Ia, Ib et Ic) est probablement due aux remaniements superficiels et en particulier au vaste sondage ancien qui se développe profondément vers l'avant et que nous avons attribué aux fouilles anciennes de THIRRIA.

La couche II est parfaitement régulière de part et d'autre du sondage. On peut remarquer les deux éléments constants qui la matérialisent : d'une part son épaisseur régulière et d'autre part, le niveau de blocs qui la couvre.

La couche IIIa est également présente partout sans variation sensible de faciès (hormis ses deux niveaux différenciés IIIa et IIIb). Son horizontalité est presque parfaite.

L'ensemble des couches IV est plus complexe. A la base de la couche IIIb, des niveaux lenticulaires argileux brun-rouge clair, attestent d'une phase de décapage dont ils constitueraient les reliquats. Vers l'avant, le faciès IVb devient important : il semble tronqué à ce niveau par le faciès IVb qui paraît reposer en discordance sur lui. Ce dernier faciès s'épaissit sensiblement au niveau du carré 15, pour atteindre une puissance de 50 cm à la limite des carrés 15 et 16.

Les couches V, VI et VII représentent les faciès différents d'un même ensemble lithostratigraphique cohérent marqué par une relative abondance de dalles calcaires.

L'ensemble VIII, puissant vers l'extérieur (1,20 m) s'amincit vers l'intérieur et se réduit à 0,70 m à la limite des carrés 15 et 16.

2) Corrélations entre le porche et le sondage intérieur

La couche I devient très puissante (1,40 à 1,50 m) vers l'intérieur. Son développement est la conséquence de l'extension des niveaux Ia (0,40 m), Ib (0,40 m) et surtout Id (0,60 m). Par contre, le faciès Ic diaparaît entre les deux sondages.

La couche II est moins épaisse et sa base se trouve dans le sondage intérieur, à une vingtaine de centimètres plus bas qu'à l'extérieur. Même problème pour la couche III qui est également réduite par rapport à l'extérieur.

Dans l'ensemble IV, seule la couche IVa est représentée, comme nous le laissent supposer les observations dans le porche.

Tout l'ensemble des couches V, VI et VII paraît manquer à l'intérieur tandis que l'ensemble VIII trouve son équivalent stratigraphique dans la couche VI.

Le sommet des argiles stériles est 1,50 m plus haut qu'au niveau des carrés 12 et 13, et le toit de cette couche remonte progressivement vers l'intérieur sans qu'on puisse préciser s'il s'agit d'une limite de dépôt ou d'une limite d'ablation.

IV. - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU REMPLISSAGE

Le remplissage de la Grotte de la Baume a fait l'objet d'une étude particulièrement poussée : sur le terrain, au cours des fouilles, et au laboratoire. La possibilité de vérifier, au cours des quatre années de fouille, les données de la sédimentologie fut aisée par le fait que le gisement était en cours de fouille. Ainsi, chaque variation locale de faciès a pu être prise en compte.

Trois zones d'échantillonnage ont été choisies à la Grotte de la Baume : deux dans la fouille du porche (zone des carrés 11, 12, 13 et zone des carrés 14, 15,16) et une au niveau du sondage intérieur (zone des carrés 22, 23, 24). Nous présentons les résultats des différentes analyses sous forme d'une étude comparée des trois grandes zones de prélèvement, ce qui permettra de suivre l'évolution des caractères du remplissage de l'extérieur vers l'intérieur de la grotte.

A) Etude des fractions grossières

Les trois diagrammes stratigraphiques présentés côte à côte (Fig. 38,39 et 40) font entrevoir des différences : le diagramme de gauche (carré 13) traduit l'absence de la couche IVa, celle-ci n'existant pas dans cette zone de prélèvement. De même en ce qui concerne la couche IVb dans le diagramme central, dans lequel également la couche IX n'est présente que par un seul échantillon (32b). Le diagramme de droite (sondage intérieur) présente une lacune complète des couches V, VI et VII, comme nous l'avions signalé lors de l'étude stratigraphique, ainsi que seulement deux échantillons (32c, 33c) pour la couche stérile de base, celle-ci n'ayant été reconnue que sur 20 cm de profondeur.

1) La granulométrie globale (Fig. 38)

Elle fait apparaître la prédominance générale de la fraction grossière (100 mm à 10 mm) dans les couches I à VII comprises.

a) Prélèvements de l'extérieur du porche (carré 13)

* Couches I à VII

La dominance de la fraction grossière est flagrante. La valeur de celle-ci oscille entre 65 % (couche IVb, éch. 19a) et 92 % (couche Id, éch. 7a). Quatre maximums du pourcentage de cette fraction sont visibles au niveau des ensembles Id (éch. 6a à 9a), III (éch. 13a à 15a), V (éch. 21a et 22a) et VII (éch. 24a à 26a). La valeur de ces maximums croît schématiquement vers le haut de la coupe.

La fraction moyenne (10 mm à 2 mm) est faiblement représentée. La valeur du pourcentage oscille entre 2 (couche V, éch. 21a) et 12 (couche Ib, éch. 3a), la valeur moyenne se situant aux environs de 7. Il est remarquable de constater que le pourcentage de cette fraction moyenne n'est absolument pas proportionnel au pourcentage de la fraction grossière : ils varient tous deux de manière totalement indépendante.

La fraction fine (inférieure à 2 mm) varie au contraire de manière inversement proportionnelle à la fraction grossière. Les valeurs du pourcentage varient entre 2 (couche Id, éch. 6a) et 30 (couche IVb, éch. 19a).

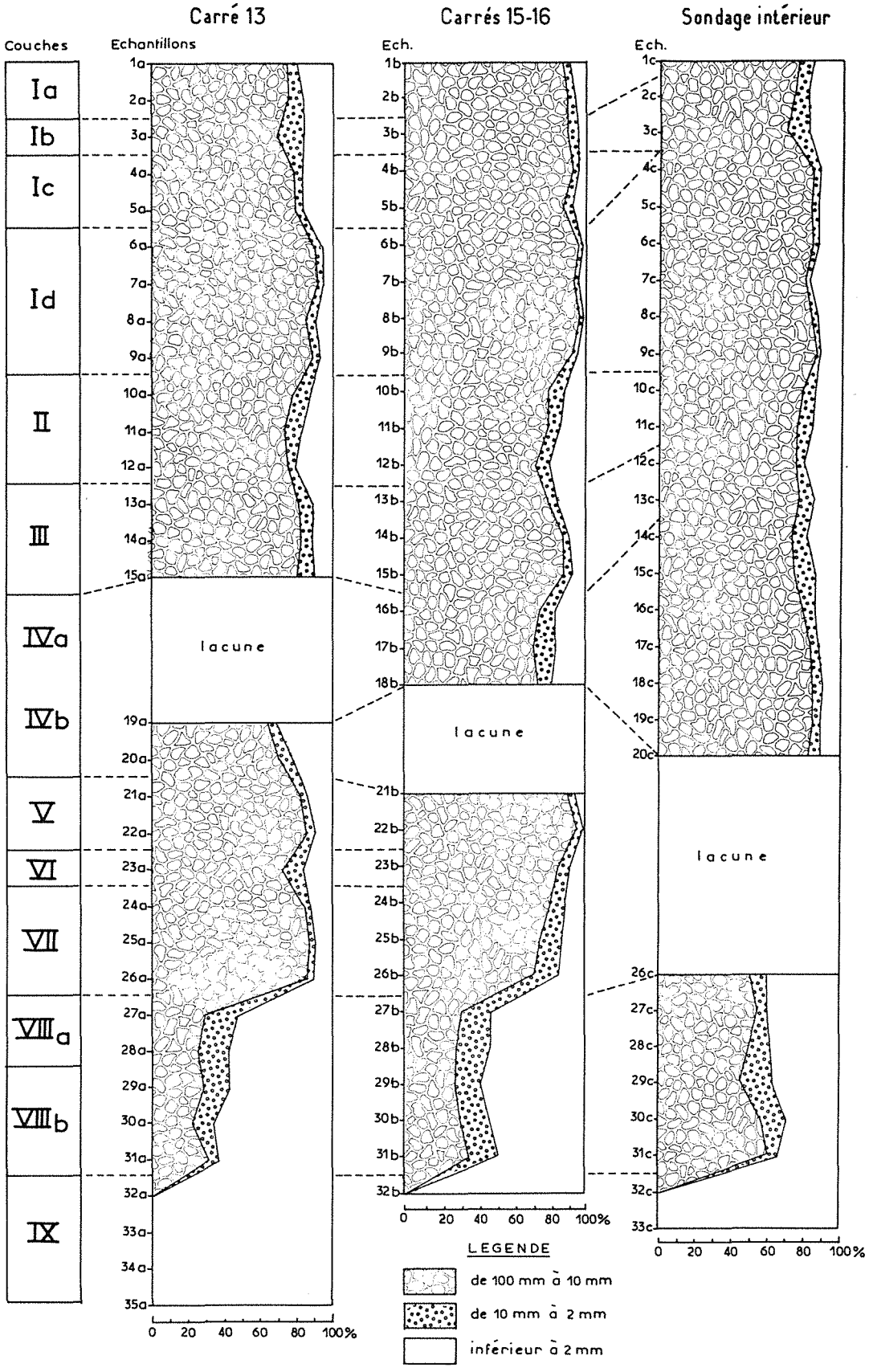


Fig:38 La Grotte de la Baume : Granulométrie globale comparée (blocs non compris) des trois colonnes stratigraphiques

* Couches VIII et IX

Les valeurs respectives du pourcentage des fractions grossières et fines s'inversent à ce niveau. Les premières s'affaiblissant aux environs de 25 au profit des secondes qui atteignent 60 et plus au niveau des couches VIIIa et VIIIb, pour devenir exclusives au niveau de la couche IX.

Les valeurs du pourcentage des fractions moyennes sont légèrement supérieures à celles des couches précédentes puisqu'elles atteignent 20 % environ dans les échantillons 27a à 29a, pour diminuer progressivement vers le bas jusqu'à s'annuler au niveau de la couche IX.

b) Prélèvements intérieurs du porche (carrés 15 et 16)

Les remarques formulées précédemment sont valables à quelques variantes près :

- La dominance des fractions grossières constatée au niveau de la couche Id s'étend à toute la couche I.

- La valeur du pourcentage des fractions grossières de la couche V devient très dominante (éch. 22b) puisqu'elle dépasse 95, alors que la fraction fine n'est présente que par 1 % de l'ensemble.

- La couche VII, par contre, voit la valeur du pourcentage des fractions moyennes s'accroître aux environs de 15 au détriment des fractions grossières.

c) Prélèvements au niveau du sondage intérieur (carré 23)

* Couches I à IV

On peut constater une grande monotonie des valeurs respectives du pourcentage des différentes fractions granulométriques.

Les fractions grossières représentent de 70 % à 85 % de l'ensemble, avec deux maximumspeu prononcés au niveau des couches Ic, Id et IV.

Les fractions moyennes représentent de 2 % à 12 % de l'ensemble.

Les fractions fines représentent 10 % à 20 % de l'ensemble.

* Couches VIII et IX

La fraction grossière est plus importante que dans les sondages du porche puisqu'elle atteint des valeurs voisines ou supérieures à 50 % de l'ensemble. La fraction fine est cependant toujours importante et devient exclusive au niveau de la couche IX (éch. 32c et 33c).

Conclusion sur la granulométrie globale

- Caractères du sédiment

L'aspect de blocaille calcaire à matrice argileuse est confirmé et les pourcentages respectifs des trois fractions granulométriques varient peu de bas en haut, mais de manière cohérente latéralement, confirmant les distinctions stratigraphiques faites au cours de la fouille.

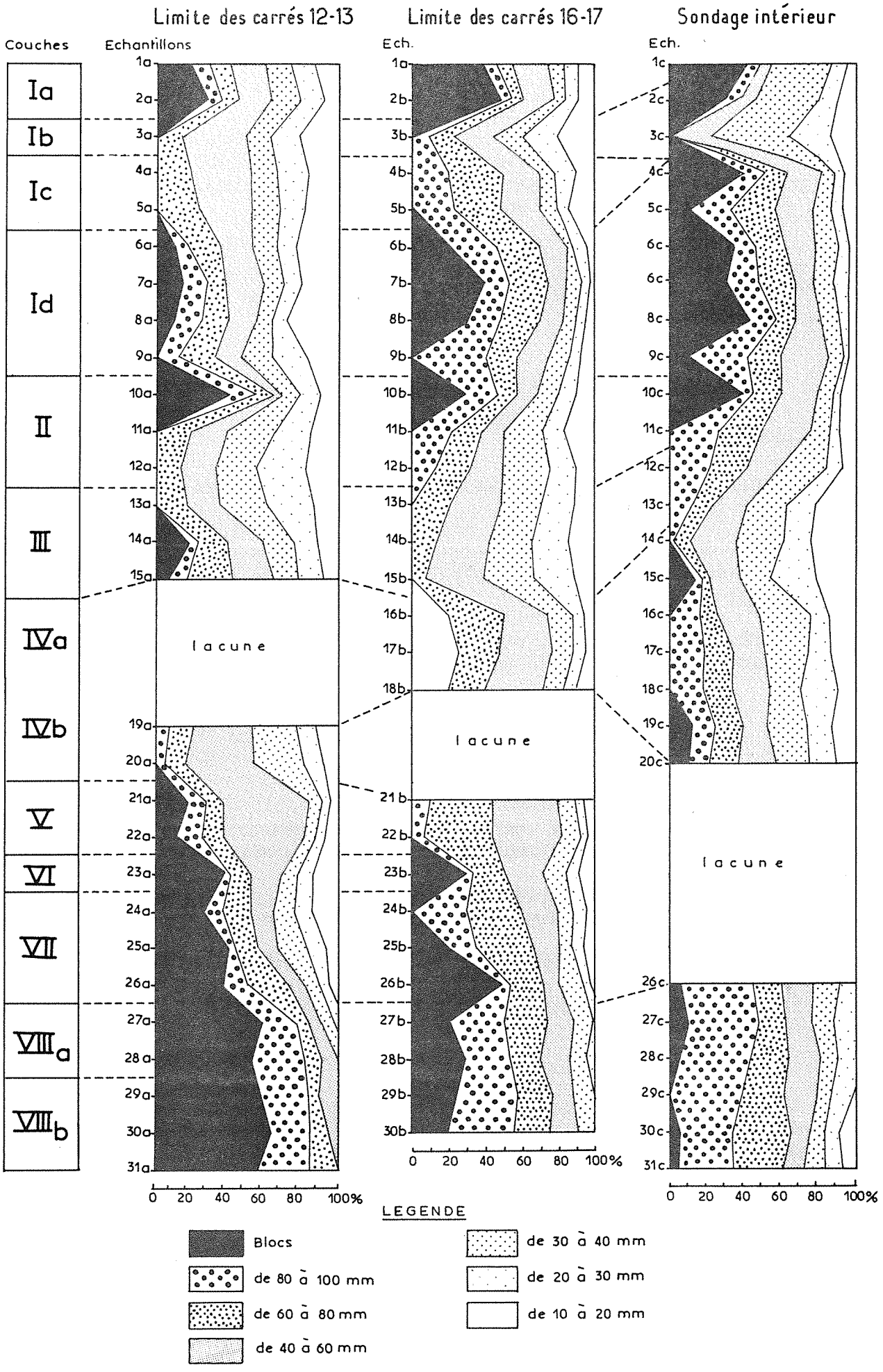


Fig. 39 La Grotte de la Baume : Granulométrie comparée des cailloux au niveau des trois colonnes stratigraphiques (blocs compris)

- Variabilité latérale

La différenciation moins accentuée des valeurs respectives des pourcentages des trois classes granulométriques du sondage profond montre le caractère *tamponné* de la sédimentation à ce niveau du remplissage. Les effets du gel y sont moins nuancés.

La plus grande quantité de fraction fine argileuse dans les prélèvements extrêmes (carré 13 et sondage intérieur) semble montrer deux sources de cette fraction : l'une par apport en masse depuis l'extérieur (solifluxion), l'autre par percolation au travers des fissures du calcaire.

2) Granulométrie des cailloux et blocs (Fig. 39)

a) Prélèvements à l'extérieur du porche (carré 13)

Plusieurs niveaux à dominante grossière apparaissent sur le diagramme :

- La couche Ia où les blocs représentent 30 % de l'ensemble et les fractions supérieures à 4 cm, plus de 60 %.
- La couche Id (blocs plus de 10 % - fraction supérieure à 4 cm, plus de 50 %).
- Le sommet de la couche II marqué par un " pavage " de dalles.
- La couche III.
- L'ensemble des couches V et inférieures où le pourcentage des blocs va croissant vers le bas pour atteindre des valeurs supérieures à 50 % au niveau de la couche VIII.

b) Prélèvements intérieurs du porche (carrés 15 et 16)

Les mêmes remarques apparaissent avec quelques variantes :

- Plus grand pourcentage des blocs au niveau des couches Ia et Id.
- Absence de blocs compensée par une abondance de la fraction comprise entre 4 et 10 cm dans la couche III.
- Moins grande importance des blocs dans l'ensemble inférieur où ils restent cependant bien représentés, surtout au niveau de deux maximums sensibles (éch. 23b, 26b et 28b). La relative régression des blocs est compensée, là aussi, par une abondance des fractions grossières de 4 à 10 cm.

c) Prélèvements au niveau du sondage intérieur (carré 23)

L'ensemble couche I et sommet de la couche II est régulièrement riche en blocs et fractions grossières, excepté au niveau de l'échantillon 3c où dominent nettement les fractions 2 à 4 cm.

La base des couches III et IV apparaît comme nettement plus grossière qu'au niveau des prélèvements extérieurs.

L'ensemble inférieur apparaît, par contre, moins grossier, mais la rareté des blocs est compensée, là aussi, par l'abondance des fractions comprises entre 4 et 10 cm.

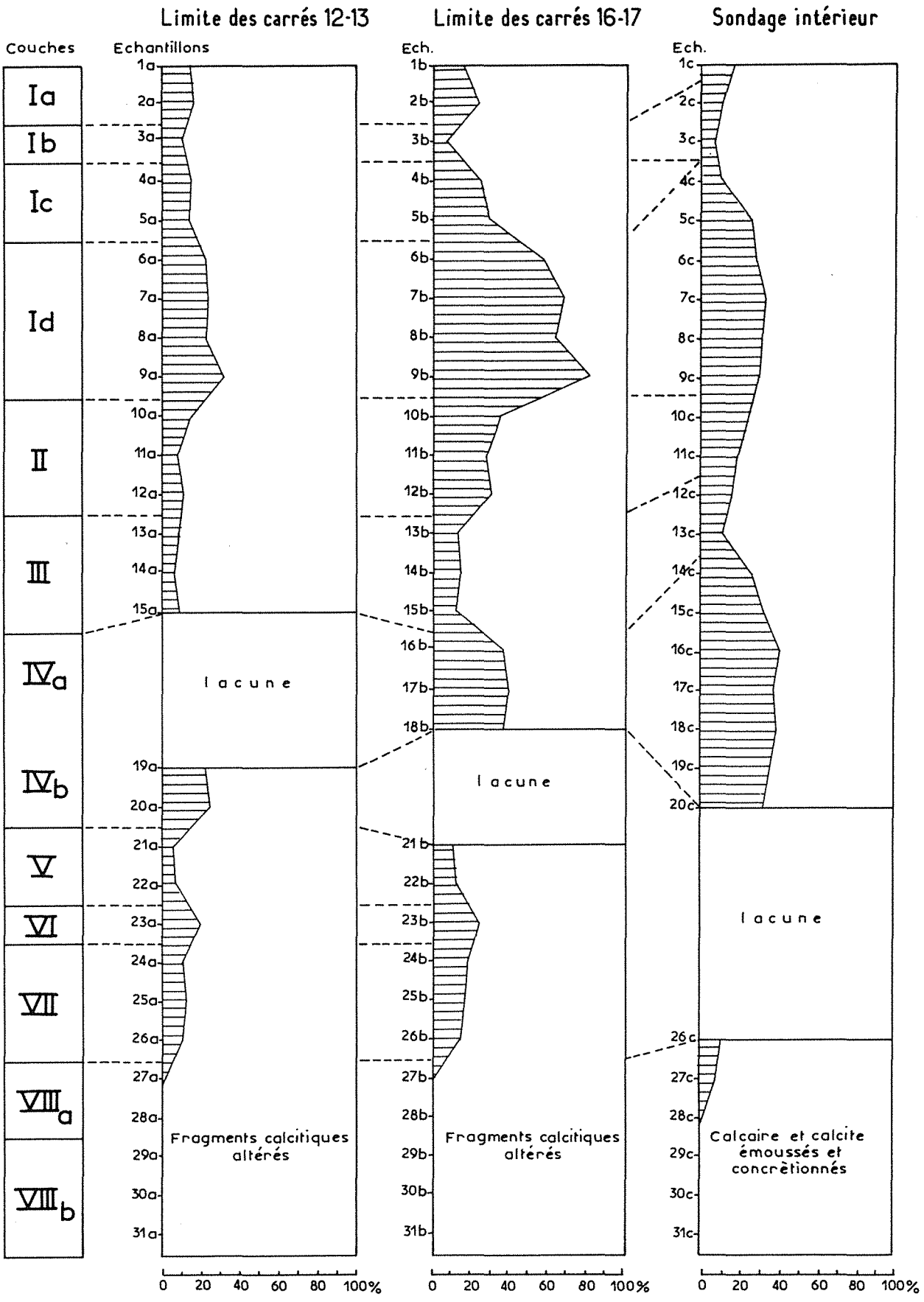


Fig.40 La Grotte de la Baume : Pourcentages comparés des éléments cryoclastiques au niveau des trois colonnes stratigraphiques (sur fraction 3-6 cm).

Conclusion sur la granulométrie des cailloux et blocs

L'inversion du type de sédimentation entre l'intérieur et l'extérieur du gisement est manifeste.

- Vers l'extérieur, la sédimentation grossière est partout importante, mais décroît très sensiblement dans le temps depuis les couches profondes jusqu'aux couches plus récentes.

- Vers l'intérieur, au contraire, la sédimentation grossière croît avec le temps.

- Le prélèvement central présente un terme moyen entre les prélèvements extrêmes, traduisant un maintien continu des apports grossiers.

Nous sommes en présence, pour les couches anciennes, d'une différenciation des apports sédimentaires nettement localisés, avec une zone très soumise aux agents atmosphériques vers l'extérieur, par opposition à une zone intérieure ultra-tamponnée.

Deux critères semblent donc influencer la sédimentation grossière dans un remplissage :

- d'une part le critère climatique reconnu par tous les sédimentologues, spécialistes des remplissages attribuant à des phases froides la production des blocs cryoclastiques.

- d'autre part, le critère géographique ou positionnel mettant en relief l'importance du lieu d'édification du remplissage par rapport au porche de la grotte. Une telle observation n'était évidemment possible que dans un site du type de celui de la Grotte de la Baume où on peut suivre l'évolution du remplissage, latéralement, depuis le porche jusqu'aux zones profondes.

Cette remarque nous permettra de proposer une évolution du site au cours de la genèse du remplissage qui s'y est édifié. Schématiquement, la comparaison des volumes sédimentaires entre l'extérieur et l'intérieur nous amène à distinguer trois phases dans le remplissage de la Grotte de la Baume :

- une phase ancienne où prédomine la sédimentation externe : c'est la période correspondant aux dépôts des couches V, VI, VII et VIII,

- une phase moyenne où la sédimentation est aussi importante à l'intérieur qu'à l'extérieur : couches II, III, IV,

- une phase récente où l'activité sédimentogène s'inverse par rapport à la phase ancienne : les couches internes sont plus épaisses que les couches externes correspondantes : couches Ia, Ib, Ic, Id.

A l'intérieur de ces ensembles, des épiphénomènes productifs ou érosifs interviennent (tronquage de la couche IVb et discordance de la couche IVa - tronquage de la couche Ic et discordance de la couche Ib).

3) Les éléments cryoclastiques (Fig. 40)

Les diagrammes comparés du pourcentage d'éléments cryoclastiques le long des trois colonnes stratigraphiques permettent de mettre en évidence les faits suivants :

- le critère considéré n'est pas très parlant en ce qui concerne la différenciation des niveaux du remplissage. La fouille nous avait déjà montré l'abondance des cailloux et blocs émoussés par rapport aux éléments cryoclastiques,

- un maximum d'éléments cryoclastiques apparaît nettement au niveau Id, surtout dans le prélèvement situé à la limite des carrés 16-17,

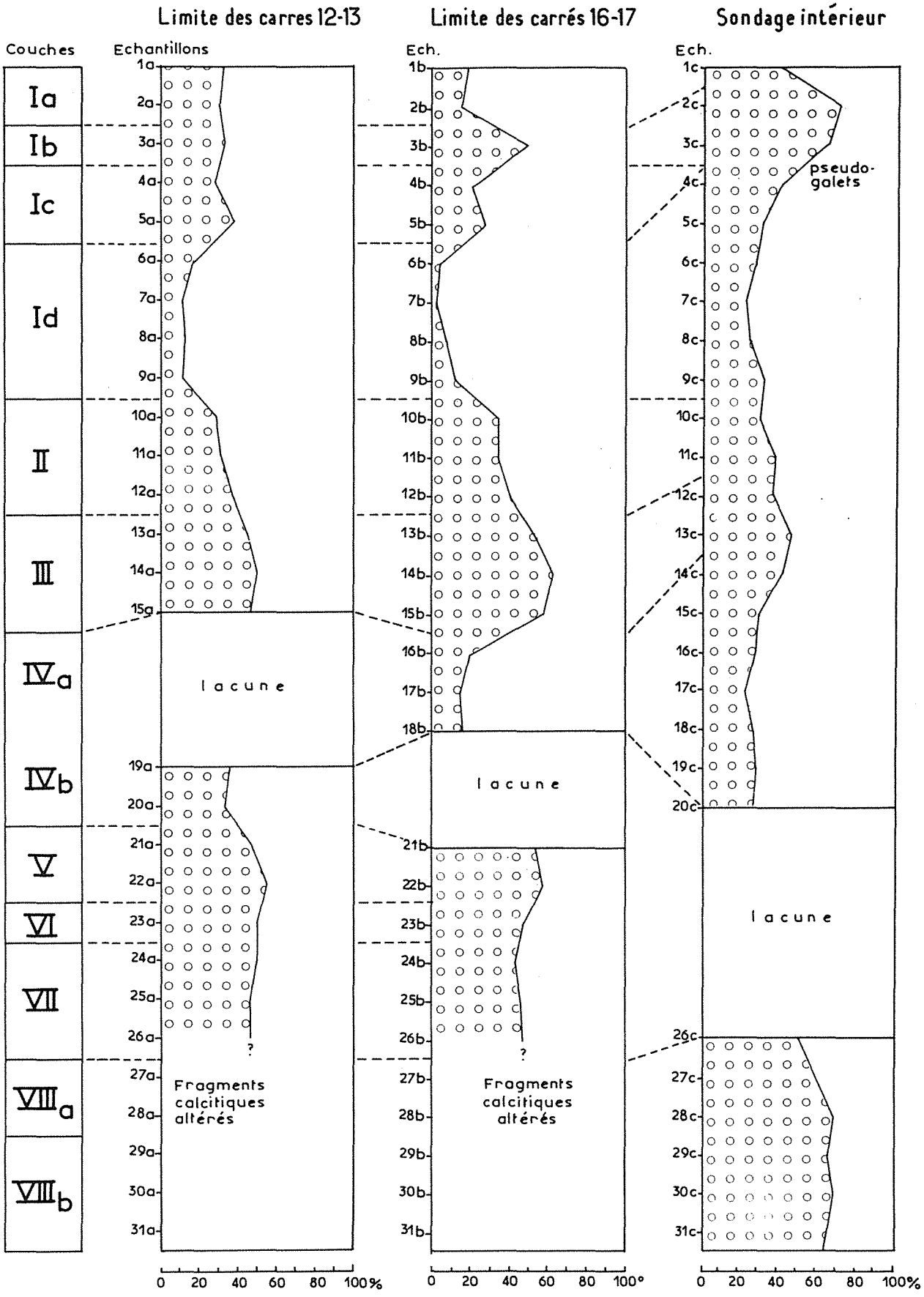


Fig.41 La Grotte de la Baume : Valeur comparée de l'indice d'émoussé au niveau des trois colonnes stratigraphiques

- un autre maximum moins net apparaît au niveau IVa, et de manière aussi intense dans le prélèvement central que dans le sondage intérieur,

- un troisième maximum enfin, plus bref, apparaît au niveau VI dans les deux prélèvements du porche,

- hormis ces " pointes " maximales modestes, il existe le long des trois coupes stratigraphiques un fond d'éléments cryoclastiques toujours présent, voisinant aux environs de 12 % de l'ensemble des blocs, avec quelques minimums déjà repérés lors de la fouille (couche Ib, couche III, couche V).

Au niveau des couches VIII, et plus on va vers le fond du remplissage, il est difficile d'apprécier le caractère cryoclastique des blocs et des cailloux. Ceux-ci sont, en effet, trop fortement altérés, et leur nature essentiellement calcitique implique, dès l'origine, un modèle différent des éléments calcaires.

Ceci nous amène à formuler une remarque sur ce critère de caractérisation des éléments du remplissage, comme d'ailleurs sur le suivant (indice d'émoussé) : l'usure des cailloux précède-t-elle leur dépôt (comme nous l'avons constaté dans la fouille du grand clocher) ou a-t-elle lieu après le dépôt ? Et, dans ce cas, la matrice du sédiment influence-t-elle le modèle des éléments calcaires ? Il est en effet remarquable de constater que dans ce remplissage les maximums d'éléments cryoclastiques se situent toujours dans les couches à matrice argileuse cohérente, alors que les minimums cryoclastiques se situent dans les couches à matrice aérée, présentant des méats assurant une plus grande porosité à l'ensemble et permettant une plus facile percolation des fluides (eau et air). Ce problème soulève une objection fondamentale quant à l'interprétation paléoclimatique que l'on donne de ces deux critères : une cryoclastie vigoureuse engendrée par une phase froide et humide peut disparaître ultérieurement par altération post-sédimentaire. Il semble dangereux à cet instant d'interpréter, seulement à partir du pourcentage d'éléments cryoclastiques, l'intensité du gel d'une période climatique donnée.

4) L'indice d'émoussé (Fig. 41)

La valeur de l'indice d'émoussé évolue de manière inversement proportionnelle au pourcentage des éléments cryoclastiques. L'émoussé des blocs calcaires, déjà constaté lors de la fouille, apparaît important dans les trois séries stratigraphiques étudiées ; cependant quelques remarques supplémentaires peuvent être tirées des diagrammes comparatifs :

- Au niveau de la partie supérieure de la couche I (niveaux Ia et surtout Ib), l'indice d'émoussé croît vers l'intérieur de la grotte.

- Au niveau des couches I et II, l'indice d'émoussé est plus important dans les échantillons de la coupe centrale (carrés 15 et 16).

- L'indice d'émoussé est toujours important dans les couches basales (à partir de la couche IVb) avec cependant un maximum au niveau de la couche V.

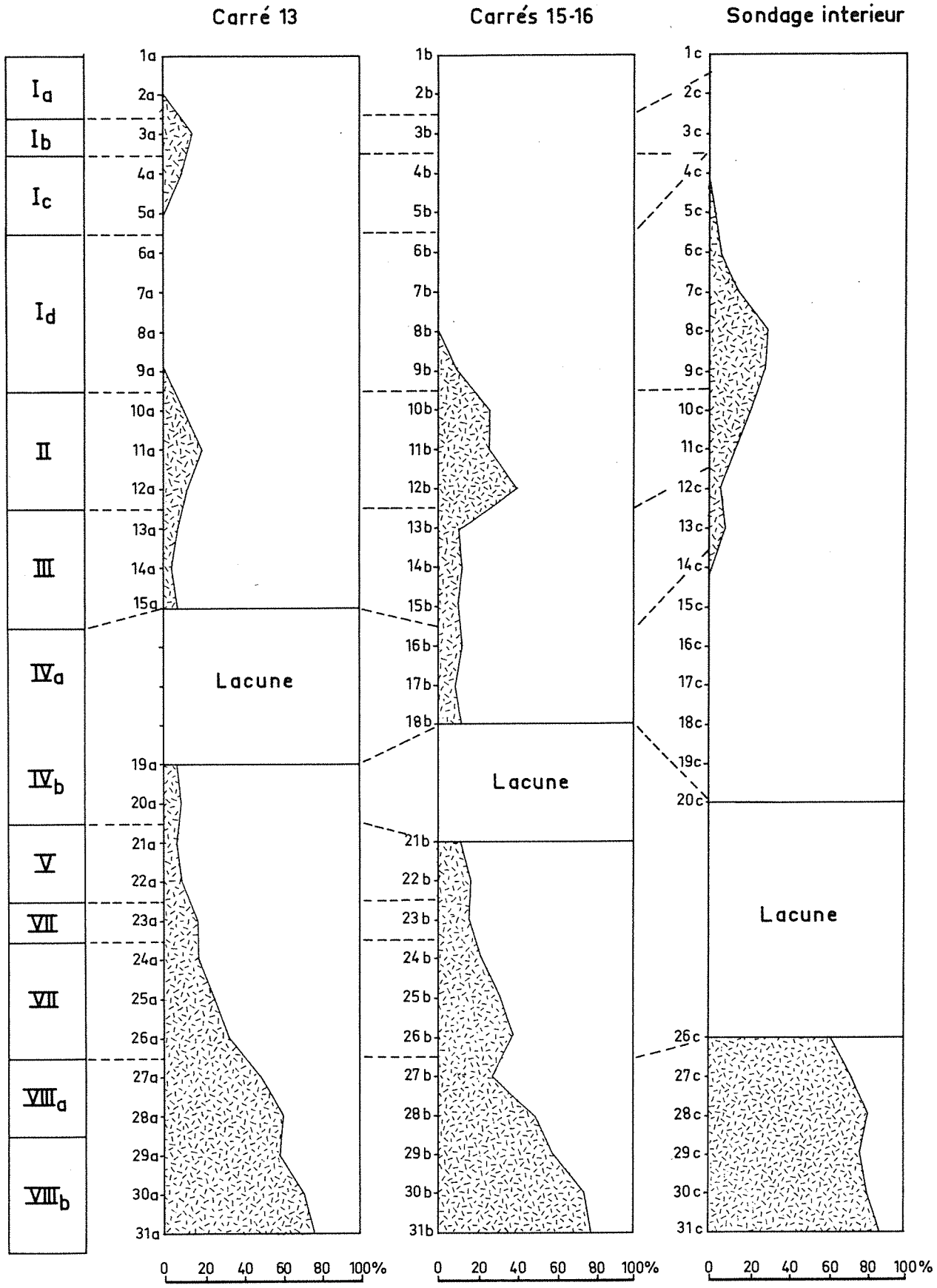


Fig.42 LA GROTTE DE LA BAUME : Pourcentage de fragments calcitiques par rapport aux fragments calcaires

5) Les éléments calcitiques du remplissage (Fig. 42)

Les fragments de calcite ne sont pas présents dans tous les niveaux du remplissage.

. Verticalement, ils sont largement représentés sous forme de blocs essentiellement dans la partie inférieure du remplissage (couche VIII) et ce pourcentage décroît progressivement à la base du remplissage würmien (couches VII, VI et V). Présents mais peu abondants dans la couche VI, les éléments calcitiques ont un taux présentant un maximum au niveau de la couche II et de la couche Ib.

. Latéralement (de l'extérieur vers l'intérieur) on constate une légère variation du taux de calcite :

- dans la couche VIII où il est plus important au niveau du sondage intérieur,

- dans la couche IVa où, inversement, il est plus important au niveau des carrés 15-16 qu'à l'intérieur,

- le maximum enregistré au niveau de la couche II est plus durable au niveau du sondage intérieur et se prolonge à la base de la couche Id,

- enfin, la colonne stratigraphique la plus externe (carré 13) enregistre un léger maximum de fragments calcitiques (14 %) qui ne se retrouve pas dans les niveaux équivalents de l'intérieur de la grotte.

La présence de calcite cryoclastique dans la phase grossière du remplissage est le signe du dépôt préalable d'un revêtement calcitique contre les parois, donc d'une stabilisation relative de celles-ci lors d'une période de climat tempéré. Leur chute et leur incorporation dans le remplissage traduisent une reprise de l'activité cryoclastique, et par conséquent, le retour à un climat plus froid.

B) Etude de la fraction fine

La fraction fine est peu importante par rapport à la fraction grossière, exception faite de la partie inférieure du remplissage (couche IX surtout).

1) Granulométrie (Fig. 43)

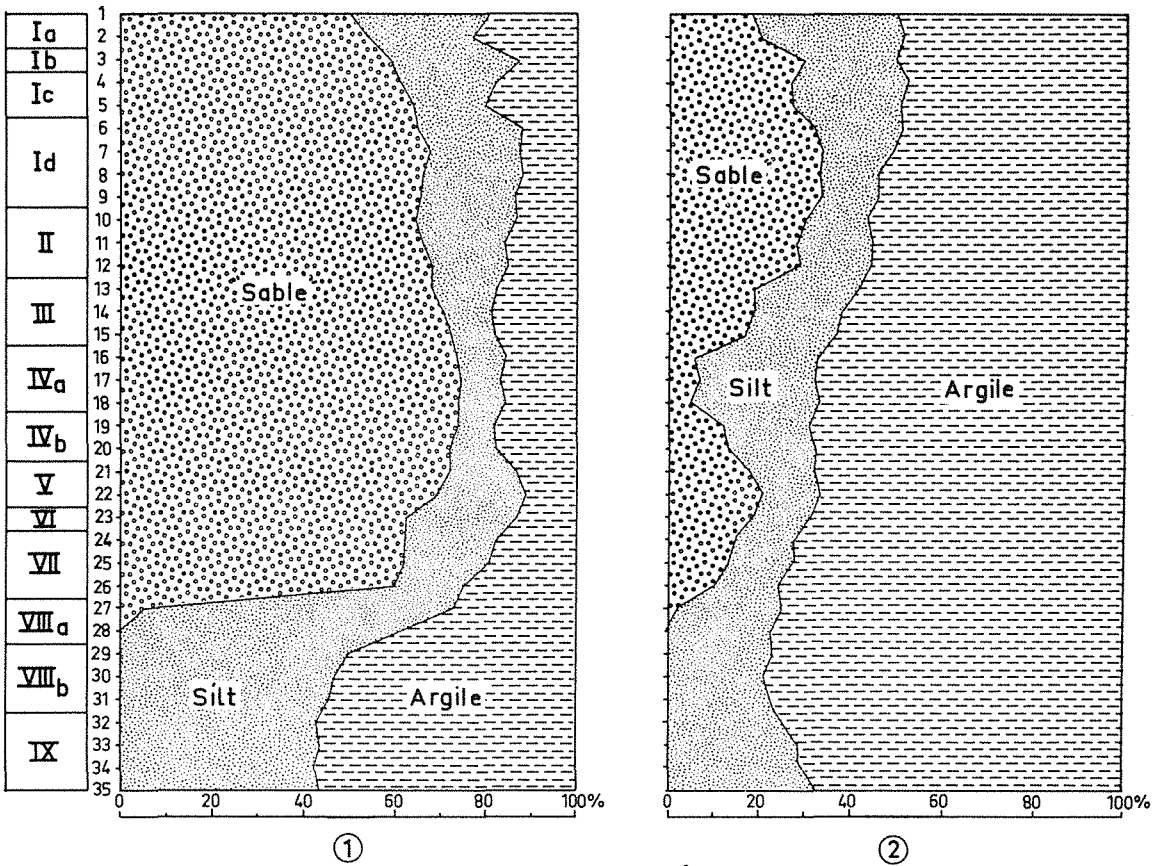


Fig.43 GROTTE DE LA BAUME : Granulométrie globale de la fraction fine
① Sédiment non décarbonaté
② Sédiment ayant subi une décarbonatation ménagée

Une analyse granulométrique classique effectuée sur la fraction fine des couches I à VII traduit un pourcentage dominant des fractions sableuses (supérieures à 50 µ) sur les fractions silteuses (de 50 à 2 µ) et argileuses (inférieures à 2 µ). En fait, l'examen à la loupe binoculaire de cette fraction sableuse laisse apparaître deux types de constituants :

- D'une part, des éléments *strictement détritiques* sous forme de fragments calcaires et de rares éléments de quartz anguleux. Ce type de particules est, à notre avis, directement hérité de la paroi rocheuse par gélivation initiale ou gélivation de reprise.

- D'autre part, des agrégats de particules plus fines formant des granules que l'agitation préalable au tamisage et à la densimétrie n'a pas réussi à dissocier. Le ciment de ces agrégats est constitué de calcite illuviale et une décarbonatation ménagée à l'Hcl dilué permet leur dissociation.

Nous présentons donc deux granulométries globales de la fraction fine : l'une exécutée à partir du sédiment brut, l'autre à partir du sédiment ayant subi une décarbonatation ménagée, ménageant les fragments calcaires initiaux, mais suffisante pour désagréger les granules. La comparaison des deux diagrammes montre une nette diminution des sables au profit des silts et argiles lors de la décarbonatation ménagée. Ce transfert de texture est particulièrement net au niveau des courbes granulométriques.

Deux exemples particulièrement représentatifs (couche Id, échantillon 7 et couche IVa, échantillon 17) illustrent la modification texturale obtenue après la décarbonatation ménagée (Fig. 44) :

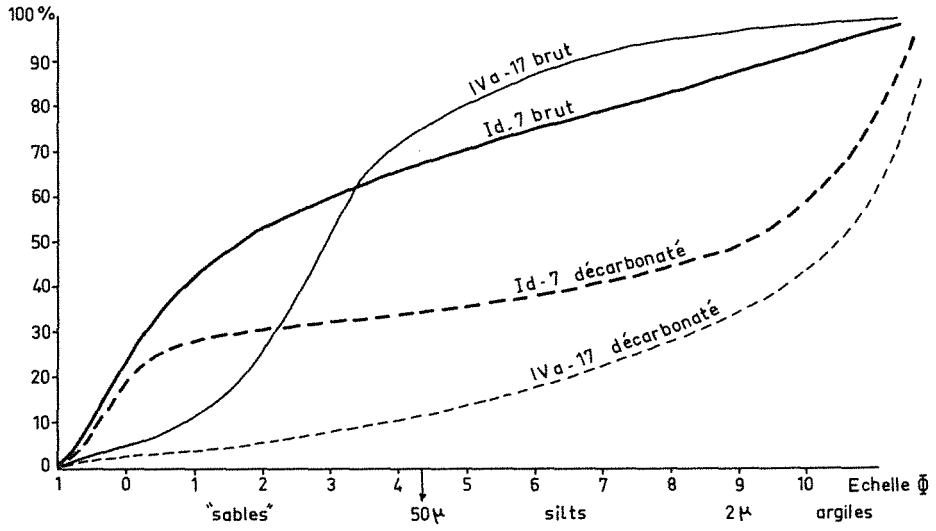


Fig.44 Courbes granulométriques de deux échantillons types avant et après décarbonation ménagée

- Echantillon Id-7 : la courbe subit peu de modifications dans la zone des sables grossiers (Φ -1 à Φ 0,33). Ceci illustre la faible action de la décarbonatation ménagée sur les particules clastiques détritiques. Ensuite, par contre, les agrégats présents dans le sédiment brut sont détruits et le pourcentage d'éléments fins est dominant.

- Echantillon IVa-17 : la rapide dissociation des deux courbes des sables grossiers traduit l'absence de particules détritiques ; la majorité des agrégats de texture voisine des sables fins sont dissociés et ne se retrouvent plus dans l'échantillon décarbonaté enrichi en particules fines.

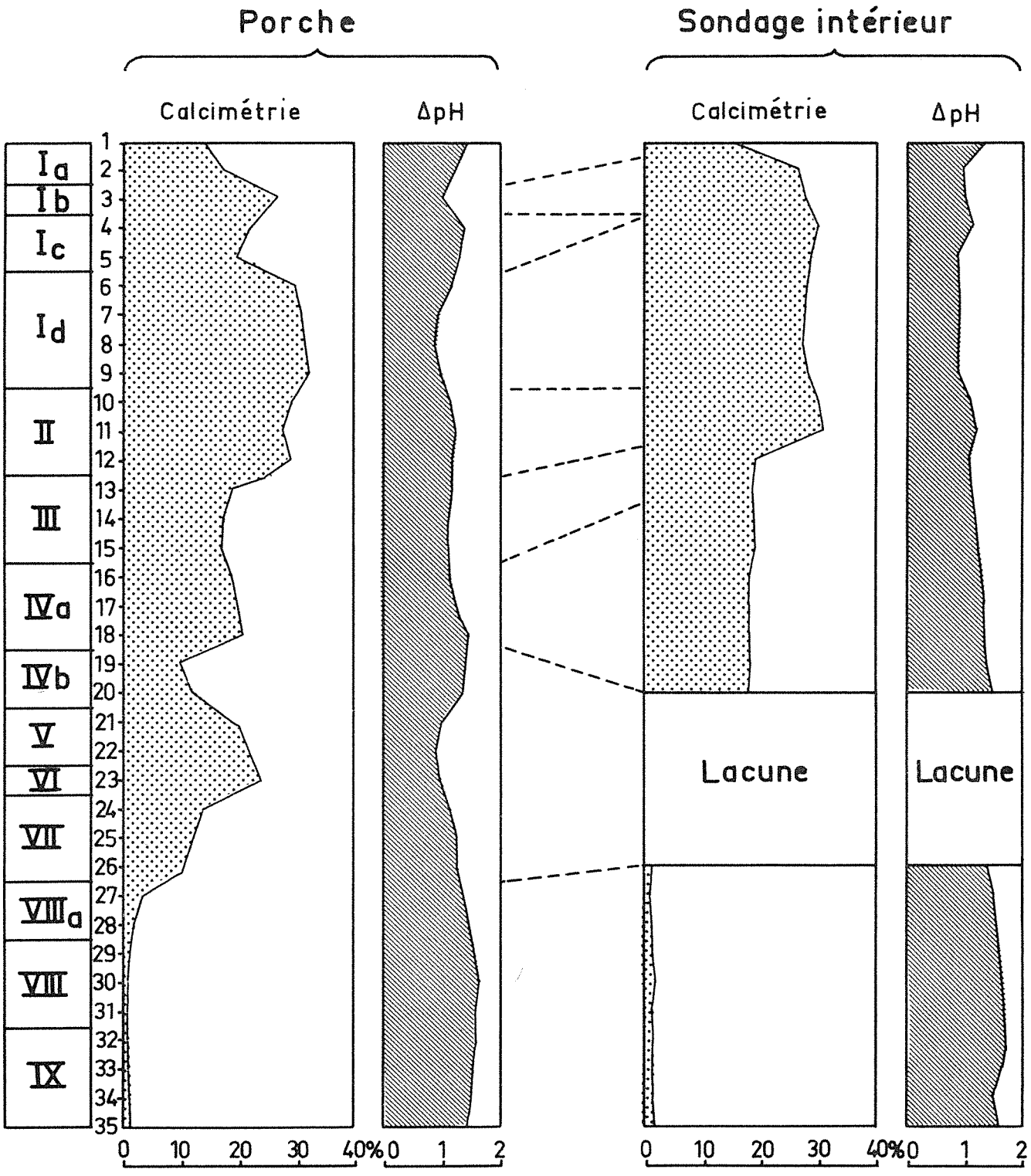


Fig.45 LA GROTTE DE LA BAUME : Fraction fine
Evolution de la calcimétrie et du ΔpH dans deux colonnes stratigraphiques

2) Calcimétrie et pH (Fig. 45)

Le dosage des carbonates de la fraction fine a été réalisé systématiquement dans deux colonnes stratigraphiques : l'une au niveau du remplissage du porche, l'autre au niveau du sondage intérieur. Les résultats obtenus appellent plusieurs remarques :

- L'ensemble du remplissage würmien (couches I à VII) présente un taux de carbonates important qui peut dépasser 30 % (couche Id) et n'est jamais inférieur à 10 %. Le remplissage anté-würmien (couches VIII et IX) est, par contre, très décarbonaté, puisque le taux moyen est de l'ordre de 1 %.
- Lorsqu'on compare les taux de carbonates de la fraction fine dans le porche et dans le sondage intérieur, on remarque une grande similitude de ces taux niveau par niveau. Ceci nous amène à penser qu'il n'y a pas, en ce qui concerne ce critère, un processus de différenciation dépendant de la plus ou moins grande proximité des agents atmosphériques. Ceci revient à dire que les phénomènes de pédogénèse *in situ* sont nuls et que les carbonates présents dans la fraction fine du remplissage sont en grande partie hérités.

- Le taux de carbonates varie sensiblement en fonction des niveaux stratigraphiques. Quelle interprétation peut-on donner à cette variation ?

. On peut penser que les carbonates de la fraction fine sont issus de l'altération post-sédimentaire de la fraction grossière qui constitue une part importante du remplissage. Deux objections importantes s'opposent à cette interprétation : le taux de carbonates de la fraction fine ne varie pas proportionnellement d'une part au taux de fraction grossière, et d'autre part à l'indice d'émoussé de cette dernière. De plus, des niveaux riches en fraction grossière comme la couche VIIIa présentent une fraction fine presque complètement décarbonatée.

. On peut d'autre part attribuer cette variation du taux de carbonates à une décarbonatation secondaire par illuviation ou processus pédogénétique. Or, nous avons vu que chaque niveau pris individuellement ne présentait pas de variation sensible de son taux de carbonates de l'extérieur à l'intérieur de la grotte.

. Ces constatations nous amènent à considérer le taux de carbonates de la fraction fine comme *primaire*, c'est-à-dire représentatif des carbonates présents dans la fraction fine au moment de son dépôt. Celle-ci apparaît donc comme héritée des formations superficielles (donc essentiellement des sols) incluse au remplissage par solifluxion ou pénétration par les fissures du karst. La variation du taux de carbonates dépend, à notre avis, de l'intensité de la décarbonatation (donc de la pédogénèse) opérée dans les sols du plateau calcaire couronnant le réseau karstique fossile.

Le taux de carbonate du remplissage peut donc être considéré comme un indicateur indirect du climat contemporain de chaque niveau pris individuellement : un taux important traduira une dégragation rapide des sols peu évolués (type rendzine ou sol humo-calcaire) et un taux plus faible traduira une dégradation de sols plus évolués (de type rendzine brumifiée ou sol brun calcique). Il n'est cependant pas impossible qu'une recarbonatation limitée se produise dans le remplissage lors des phases à forte cryoclastie.

Le pH mesuré dans l'eau distillée varie peu dans toute la colonne stratigraphique. Les valeurs extrêmes sont de 7,15 à 7,48. Par contre, la valeur du ΔpH varie légèrement de bas en haut du remplissage. On constate d'ailleurs que cette valeur varie de manière inversement proportionnelle au taux de carbonates.

V. - LA FAUNE

A) Conditions générales de gisement

1) La grande faune

Tous les éléments faunistiques ont été individualisés dans le gisement lors de la fouille et situés dans les trois dimensions dans chaque carré de fouilles. Au total, 6200 pièces ont été ainsi positionnées dans le remplissage en fonction de la stratigraphie.

Les éléments faunistiques des couches I à VII sont, pour la plupart, des pièces osseuses (os entiers, fragments d'os ou dents) sans connexions anatomiques reconnues. Les dents sont le plus souvent complètes, rarement fragmentées et à trois exceptions près (deux mandibules de canidés et une rangée dentaire d'ursidé) toujours isolées de leur support osseux mandibulaire. Les os courts du tarse et du carpe, les phalanges et les vertèbres sont également souvent entiers, mais jamais en connexion. Les os longs des membres, les côtes, les os du crâne et les mandibules sont, par contre, rarement complets et le plus souvent très fragmentés. On a pu estimer à environ 40 % du poids total des ossements recueillis la masse des esquilles isolées dans le remplissage. Une telle disposition des éléments faunistiques suggère plusieurs remarques :

- La vitesse de sédimentation du remplissage fut probablement lente, ne permettant pas une bonne fossilisation des pièces osseuses et un maintien en connexion des différentes structures anatomiques.

- La grotte fut abondamment visitée par les carnivores (lions, hyènes, loups, renards ...) en dehors des périodes d'occupation humaine, et les cadavres éventuels d'ursidés, morts au cours de l'hibernation, largement dispersés dans toute l'aire du réseau karstique et même probablement à l'extérieur de celui-ci.

- C'est aussi aux carnivores qu'il convient d'attribuer la présence de restes très fragmentés d'herbivores (bovidés, cervidés ...). La grotte a probablement servi de repère d'hyène en dehors des périodes d'occupation humaine probablement très réduites dans le temps.

- Le mauvais état des vestiges osseux est probablement lié également à certains remaniements post-sédimentaires des niveaux initiaux du remplissage : de nombreux os massifs roulés témoignent de ce fait.

Les éléments faunistiques des couches VIIIa et VIIIb présentent, par contre, un meilleur état de conservation : les os long sont plus souvent conservés, les séries dentaires plus complètes. Il semble que les produits des cadavres animaux aient été moins perturbés par les carnivores ou par les remaniements sédimentaires. L'environnement lithologique plus argileux paraît aussi avoir permis une meilleure conservation des os.

2) La microfaune

Elle est très rare dans toute la série sédimentaire. Aucun niveau riche en microfaune (comme on peut en trouver à Gigny par exemple) n'existe dans le remplissage. Les niveaux les moins pauvres sont situés vers l'extérieur du porche et s'appauvrissent vers l'intérieur de la grotte. Une colonne de 1 m^2 a été systématiquement tamisée au niveau du carré H 13 en vue de la recherche des os de rongeurs et d'insectivores. Seize prélèvements au total ont été effectués sur 3 m de haut et, pour recueil-

lir un échantillonnage suffisant de fossiles, il a fallu tamiser entre 100 et 150 kg de fraction fine pour chaque prélèvement. Si l'on considère que la fraction fine représente en moyenne 10 % du poids de l'ensemble du sédiment, on peut évaluer chacun des prélèvements à environ une tonne de sédiment total.

B) Répartition stratigraphique des différentes espèces et signification paléoclimatique

1) La grande faune (Fig. 46)

(Déterminations F. PRAT et J. CHAGNEAU)

Tous les niveaux du remplissage ont fourni du matériel paléontologique. Les ursidés dominent largement puisqu'ils constituent 92 % de l'ensemble. Ils sont présents dans tous les niveaux.

Les couches profondes (VIIIa et VIIIb) sont riches en *Ursus deningeri*, tandis que *Ursus spelaeus* prend le relai à partir de la couche VII.

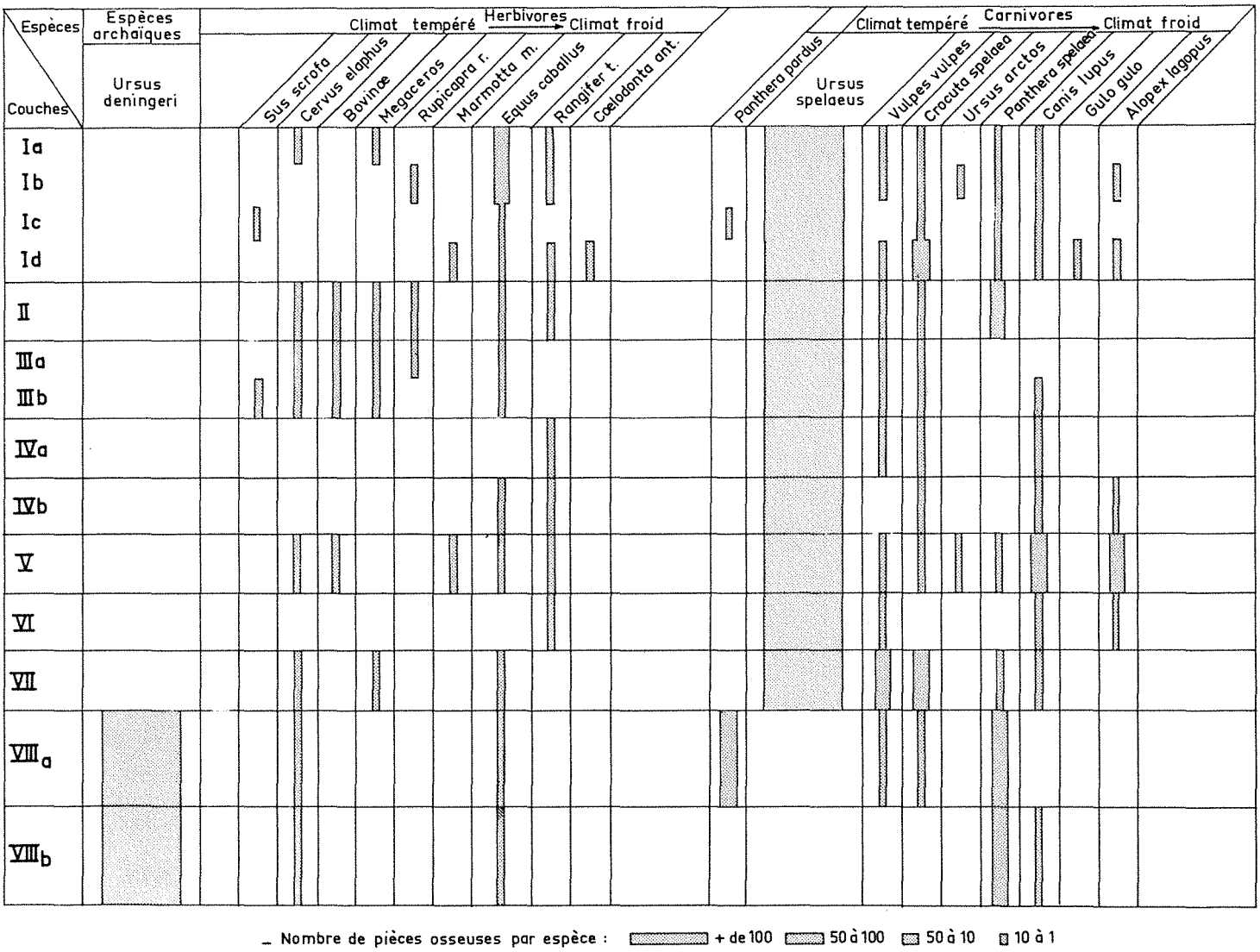


Fig.46 LA GROTTE de la BAUME : Répartition stratigraphique de la grande faune

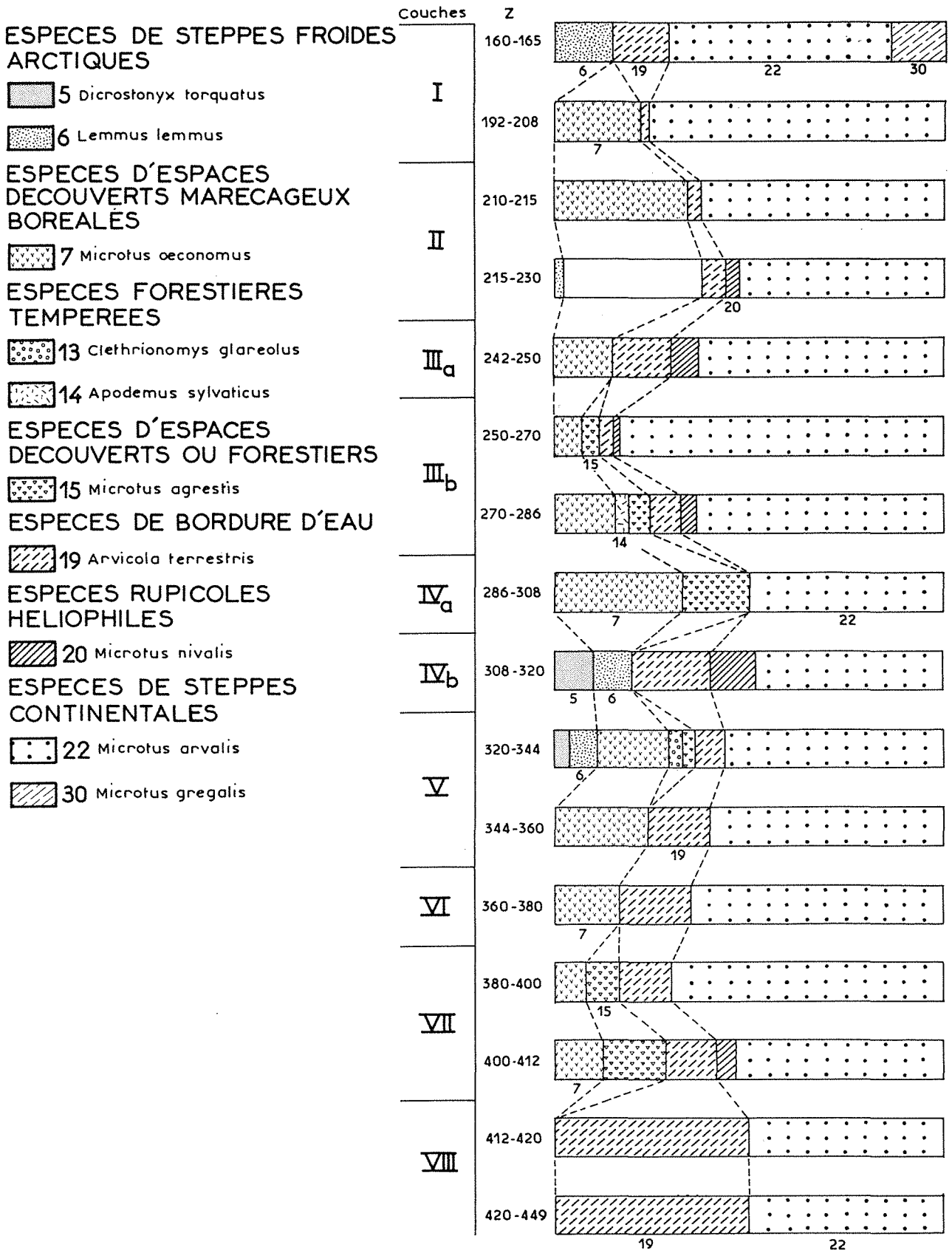


Fig.47 La grotte de la Baume : associations de rongeurs en fonction de la stratigraphie

Du point de vue paléoclimatique, les espèces considérées de climat froid sont présentes dans deux ensembles lithologiques :

- couches Ia, Ib, Ic, Id avec *Marmotta marmotta*
  Rangifer tarandus
  Coelodonta antiquitatis
  Gulo gulo
  Leucocyon lagopus
- couches IVa, IVb et V avec *Marmotta marmotta*
  Rangifer tarandus
  Leucocyon lagopus

Ces espèces sont absentes des couches IIIa, IIIb et VII où, par contre, des espèces réputées de climat tempéré sont présentes : *Panthera pardus, Sus scrofa, Cervus elaphus*.

Certaines espèces ubiquistes sont présentes dans presque tous les niveaux stratigraphiques : *Ursus spelaeus*
Equus caballus
Vulpes vulpes
Crocuta spelaea
Canus lupus

Ainsi, la grande faune suggère l'existence, à partir de la couche VII, d'une alternance de deux épisodes tempérés (couches VI-VII et couches II-III) suivis de deux épisodes froids (couches IVa, IVb, V et couches Ia, Ib, Ic, Id). Le dernier épisode froid semble plus prononcé avec la présence de *Coelodonta antiquitatis* et *Gulo gulo*.

2) La microfaune de rongeurs (Fig. 47)

(Déterminations J. CHALINE)

L'espèce la mieux représentée à Echenoz-la-Méline est le campagnol des champs (*Microtus arvalis*) qui, avec le campagnol grégaire (*Microtus gregalis*) est un occupant des espaces découverts. Le campagnol des neiges (*Microtus nivalis*) est présent à la base de la couche VII, dans la couche IVb et de la couche IIIb à la base de la couche III. Ces trois espèces, qui représentent toujours plus de 50 % de l'ensemble de la microfaune, témoignent d'un environnement avec de grands espaces découverts de type steppique.

La présence constante du campagnol terrestre (*Arvicola terrestris*), espèce fréquentant les zones de bordure d'eau, témoigne d'une humidité continue, déterminant l'existence permanente de cours d'eau superficiels. L'environnement froid et humide est également confirmé par la présence du *Microtus oeconomus* dans toute la série stratigraphique.

Les espèces forestières apparaissent à trois reprises :

- dans la couche VII avec le campagnol agreste (*Microtus agrestis*)
- dans la couche V avec, de nouveau, le campagnol agreste et le campagnol roussâtre (*Clethrionomys glareolus*)
- dans les couches IVa et III avec également le campagnol agreste et le mulot sylvestre (*Apodemus sylvaticus*) à la base de la couche IIIb.

Les espèces de steppes froides arctiques apparaissent à deux reprises :

- au sommet de la couche V et dans la couche IVb avec le lemming à collier (*Dicrostonyx torquatus*) et le lemming de toundra (*Lemmus lemmus*)
- à la base de la couche II et au sommet de la couche I avec le lemming de toundra.

D'après J. CHALINE, la faune de rongeurs permet la reconstitution des paysages suivants : " Des plateaux couverts par la steppe, des vallées marécageuses, des éboulis de bas de falaise constamment en évolution, les apports s'accumulant régulièrement au gré des saisons, soit couverts par la steppe, soit colonisés par une végétation arbustive peu fournie ".

Les diverses associations faunistiques permettent cependant de distinguer dans la séquence " würmienne " (couches I à VII) quatre ensembles successifs correspondant respectivement à deux phases très froides alternant avec des phases de réchauffement relatif :

- couche VII : phase froide à cachet sec montrant une extension des espaces découverts secs au détriment des terrains marécageux et humides, permettant le développement de zones semi-boisées → OSCILLATION DE ECHENOZ 1

- couche VI - base V : phase de transition vers une phase plus froide et plus humide.

- couche V (sommet) - IVb : phase très froide, très humide, montrant un recul des espaces secs découverts avec peut-être des zones légèrement boisées → STADE DE ECHENOZ 2

- couche IVa - III : climat froid évoluant vers des tendances plus sèches permettant une extension des espaces découverts → OSCILLATION DE ECHENOZ 3

- couche II - I : phase très froide à cachet périglaciaire humide → STADE DE ECHENOZ 4

D'après J. CHALINE, l'absence de *Lagurus lagurus* et de *Allocricetus bursae* à la base du remplissage traduirait une lacune de sédimentation contemporaine du début du Würm, entre la couche VIII anté-würmienne et la couche VII. L'ensemble du remplissage würmien (couches VII à I comprises) appartiendrait déjà à la grande phase froide qui suit l'interstade de Brörup dans sa phase majeure (ce qui correspond au Würm II dans le SE).

VI. - L'INDUSTRIE LITHIQUE

Elle n'est pas très abondante dans le remplissage de la Baume d'Echenoz-la-Méline, mais après la Grotte de Gigny, c'est le gisement moustérien qui a fourni l'échantillonnage le plus complet en ce qui concerne le Paléolithique moyen en grotte : au total 133 pièces, dont 54 outils.

A) Répartition de l'industrie lithique dans le gisement (Fig. 48)

Outre les trois pièces trouvées lors de la fouille du grand clocher à 80 m de l'entrée, cinq pièces sont issues du sondage de la Grange. L'essentiel du matériel lithique vient donc du remplissage du porche (Fig. 48) et sa répartition appelle les remarques suivantes :

- Excepté deux pièces issues de la couche I et du sommet de la couche VIII, tout le matériel lithique provient des couches II à VII.

- Les pièces sont très dispersées dans tout le remplissage, à part une concentration particulièrement nette à la base de la couche IVb, débordant légèrement sur le sommet de la couche V.

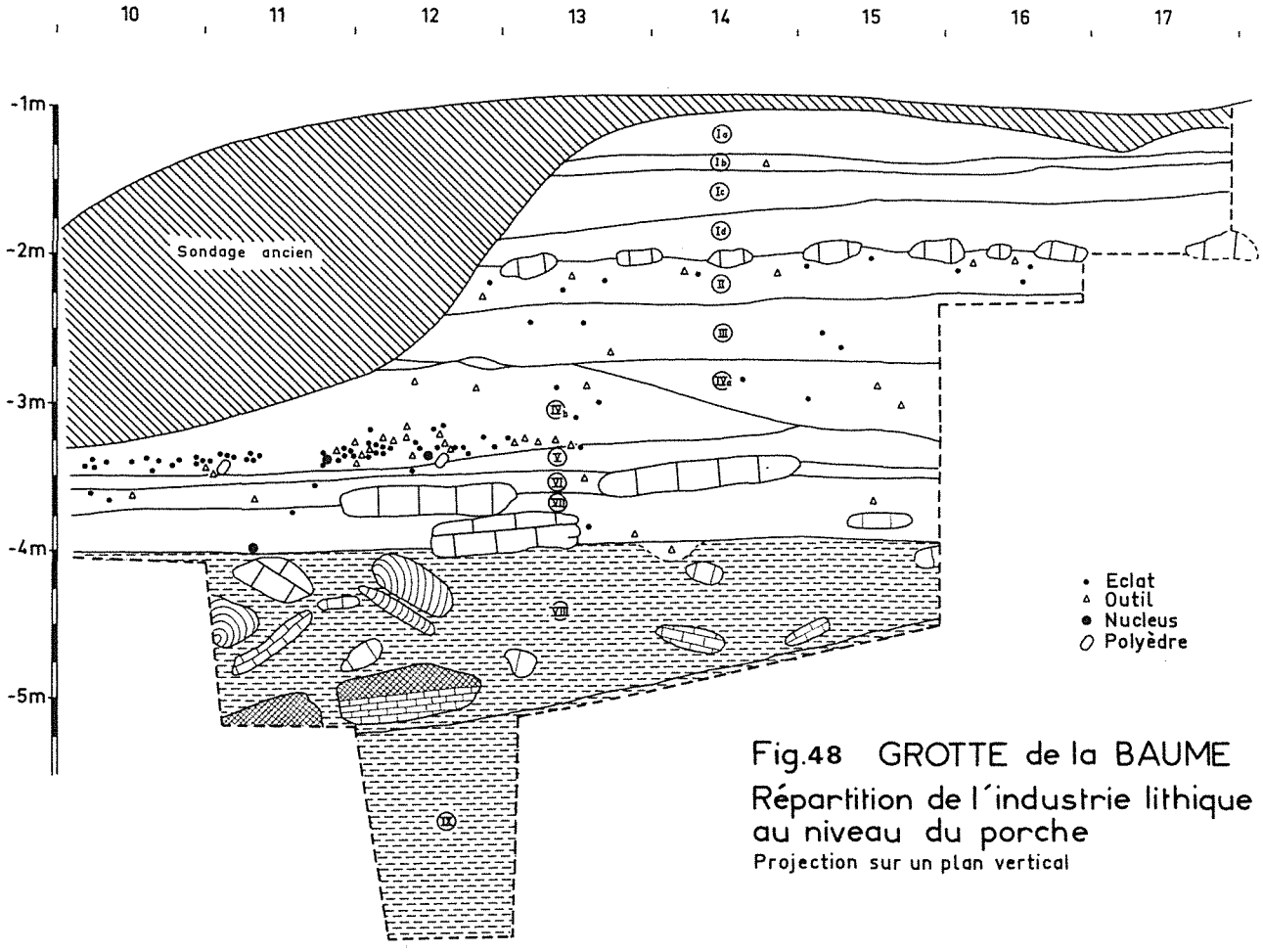
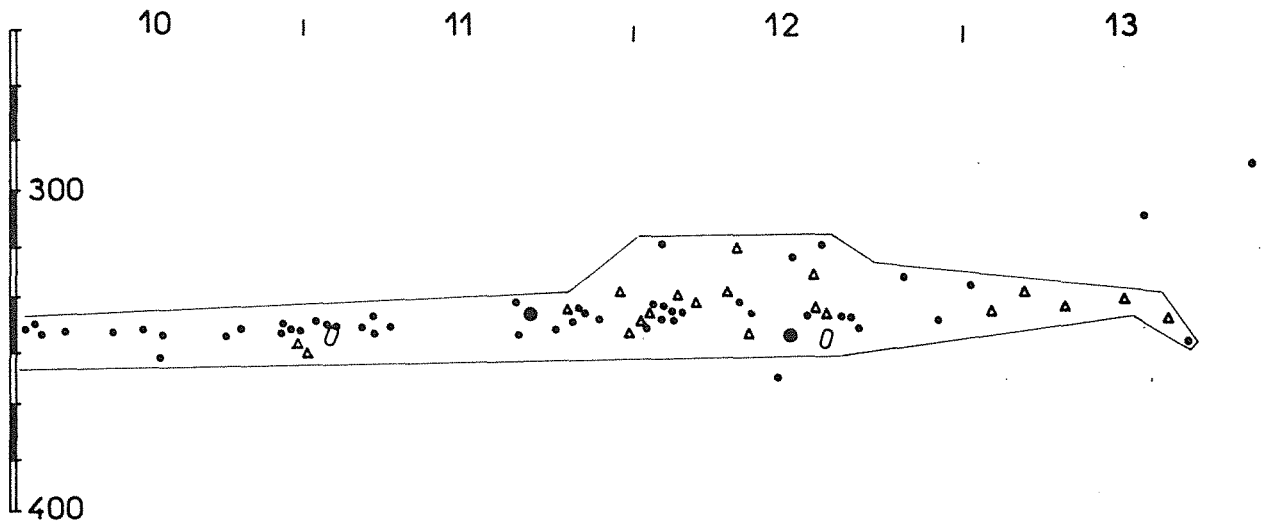
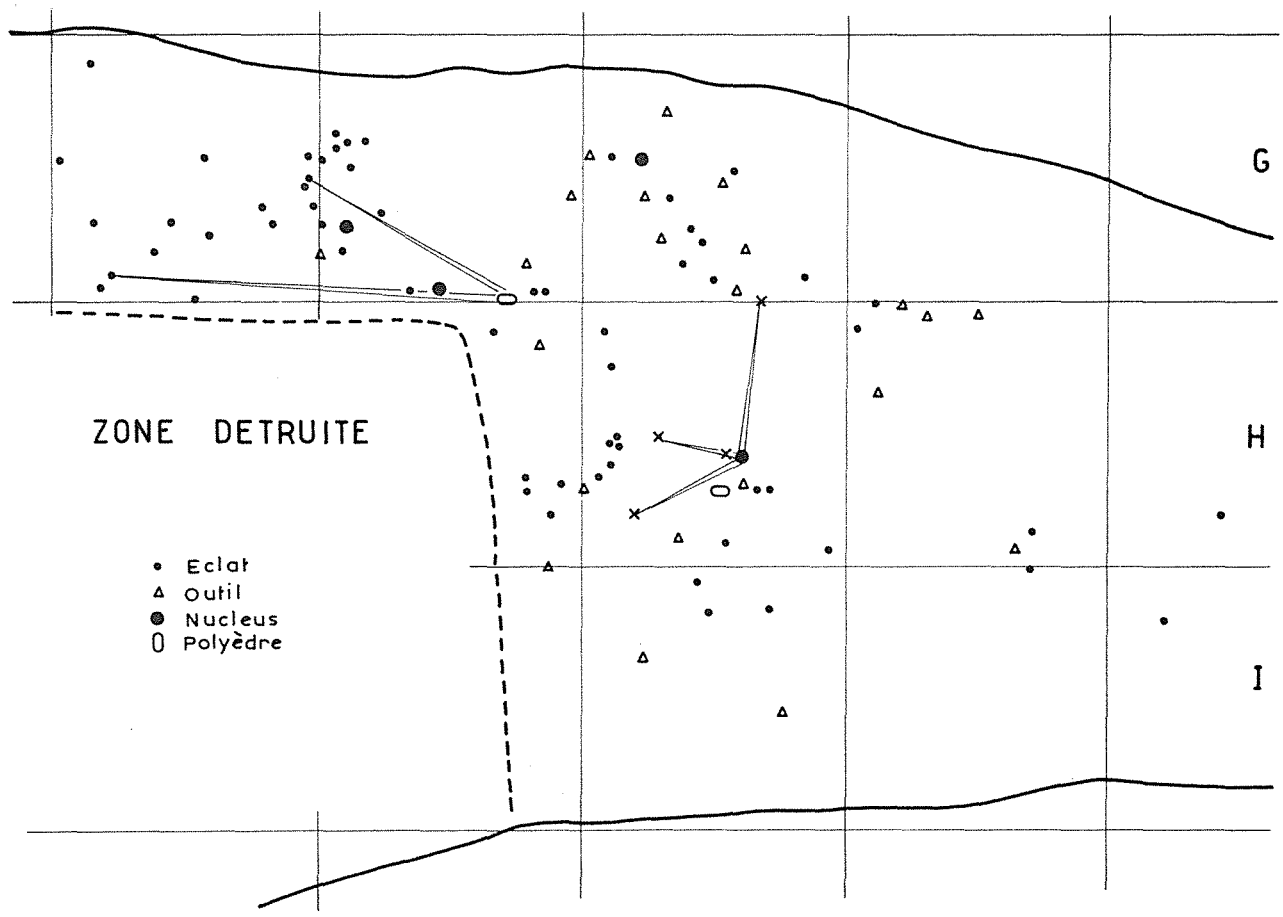


Fig.48 GROTTE de la BAUME
Répartition de l'industrie lithique au niveau du porche
Projection sur un plan vertical



Projection sur un plan vertical suivant l'axe G-H



Projection sur un plan horizontal

Fig.49 La grotte de la Baume : Répartition de l'outillage lithique du niveau V

En ce qui concerne le niveau IVb-V, la majorité des pièces ont été retrouvées groupées sur une épaisseur maximale de 20 cm constituant un horizon bien délimité stratigraphiquement. En plan, le matériel est concentré dans la partie antérieure du porche actuel sur une superficie de 6 m² environ (Fig.48). Cette aire a sans doute été oblitérée vers l'avant par la reprise d'érosion des niveaux et elle est détruite sur la partie droite par une fouille ancienne. Vers l'intérieur de la grotte, la concentration cesse à 5 m environ de l'entrée actuelle. Les vestiges sont partout présents, mais plus rares en bordure des parois. Deux groupements peuvent être distingués. Vers l'avant (mètres 10-11), les vestiges sont essentiellement représentés par des produits de débitage. Par contre, la bande métrique 12 et le carré H 13 regroupent la quasi totalité de l'outillage, mais aussi des produits de débitage et deux nucléus. Les quelques pièces recueillies plus en profondeur (mètres 14-15, etc ...), plus dispersées et moins nombreuses, sont beaucoup plus concassées. Il est probable qu'elles n'aient aucun rapport avec l'ensemble plus concentré spatialement et qu'il s'agisse d'éclats charriés antérieurement.

Des remontages ont été réalisés à partir d'un nucléus (G 11-275) et d'un galet de calcaire débité (H 12-71). Le premier est un nucléus à enlèvements multiples de chaille grenue jaunâtre dont sont faits une partie des outils de ce niveau. Deux éclats s'y raccordent. Quatre éclats recueillis dans le même m² H 12 appartiennent à un galet de calcaire débité et fracturé semblable aux deux polyèdres retrouvés à proximité. Il s'agit là probablement d'un exemplaire brisé en cours de fabrication (Fig. 49). Enfin, en H 13, un éclat provenant de l'aménagement d'un denticulé a été raccordé à cet outil (H 13-92). Ces deux pièces sont tirées d'un silex patiné blanc crème dont il n'existe pas d'éclats de débitage ni de nucléus dans la série considérée.

Ces observations révèlent un faible déplacement des pièces et viennent confirmer l'existence d'un véritable horizon d'occupation.

B) Matières premières utilisées

Les matières premières utilisées sont très variées.

- Couche II : 8 pièces sont en quartzite à grain fin ou grossier, 2 d'entre elles présentent encore la face du galet dont a été tiré l'éclat. Le reste est constitué de chaille et de silex à patine rosée.

- Couche III : parmi les 5 pièces issues de cette couche, 2 sont issues de chaille (de type chaille argovienne), 1 est un éclat de quartzite tiré d'un galet, 1 est issue d'un silex à patine claire et la dernière est en quartz laiteux (quartz filonien).

- Couche IVa : 3 pièces en calcaire siliceux, 1 pièce en chaille, 1 pièce en quartzite et 1 pièce en quartz laiteux.

- Couche IVb-V : Les matériaux utilisés sont issus de chailles jaunâtres grenues, plus rarement grises à grain fin, de silex patiné blanc crème, de quartzite provenant de galets, de quartz et de galets calcaires. Les chailles sont les plus employées, soit 63,64 % des pièces. Le silex, avec 11,4 % des pièces, est utilisé dans un peu moins d'un quart de l'outillage (un seul éclat de taille en silex a été retrouvé). Les quartzites issus de galets représentent 7,95 % des pièces. Le quartz laiteux aux cassures saccharoïdes a été plus accidentellement utilisé (3,41 %). Le calcaire enfin, souvent difficile à isoler du remplissage lors de la fouille, avec 13,64 % des pièces, n'a été utilisé que pour la fabrication des polyèdres et bola. Le travail des chailles, du calcaire et accessoirement des quartzites et peut-être du quartz sont seuls attestés sur place. Le silex, s'il n'a pas été travaillé dans un secteur du porche actuellement détruit, peut y avoir été apporté sous la forme

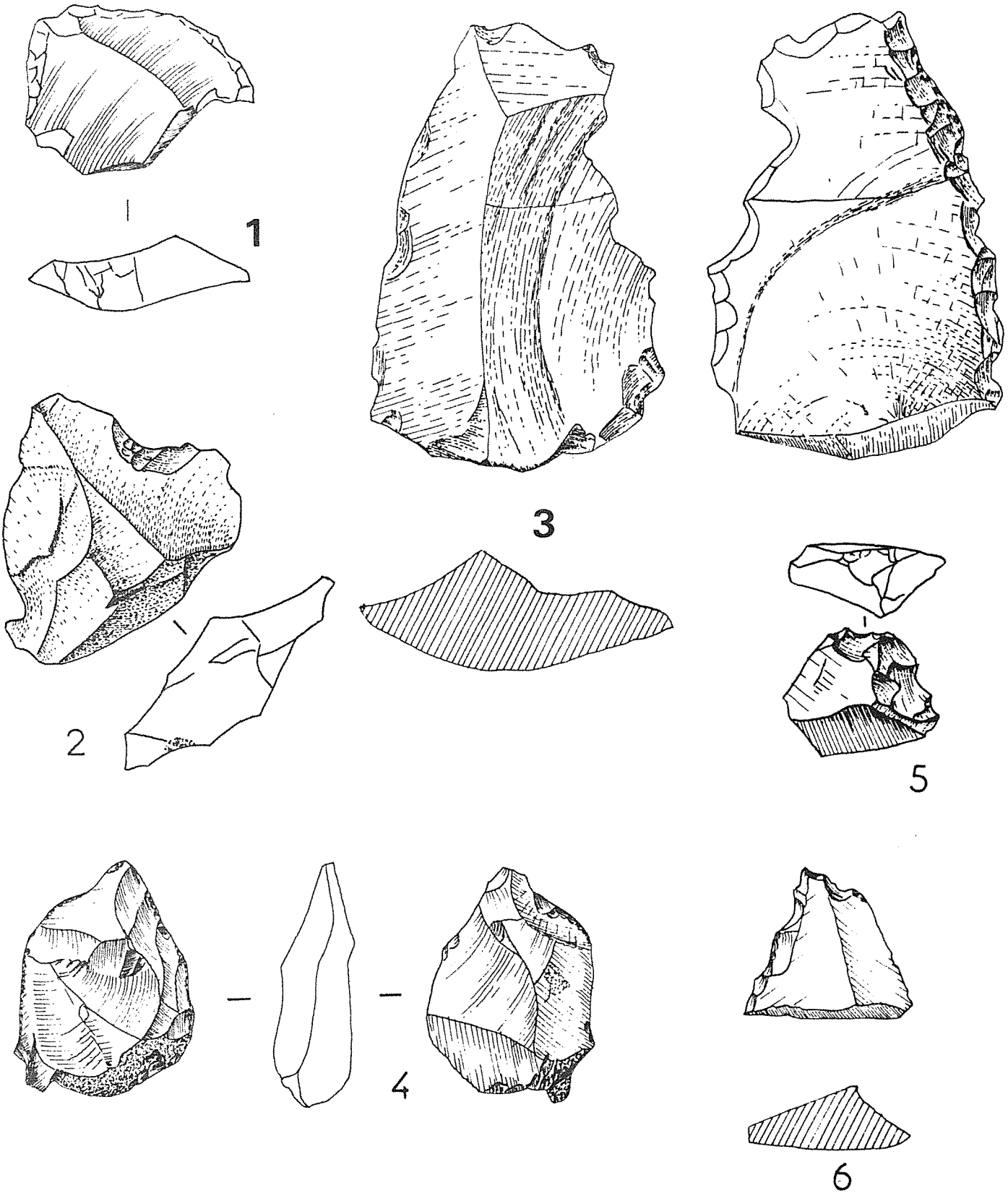


Fig.50 Industrie lithique des couches I et II

1 - Pointe pseudo-Levallois (couche I)
2 - Encoche sur pointe pseudo-Levallois (couche II)
3 - Racloir simple convexe sur face plane (couche II)
4 - Racloir à retouche biface associé à un bec alterne (couche II)
5 - Denticule à retouche surélevée (couche II)
6 - perçoir (couche II)

d'outils ou d'éclats présélectionnés. Chailles, silex et quartzites sont indifféremment utilisés pour des outils de même type. La diversité de matière première est sans doute liée au hasard des approvisionnements. On a regroupé les types de matières utilisées pour l'outillage du niveau IVb-V dans le tableau suivant :

	Chaille	Silex	Quartzite	Quartz	Calcaire	Total
Eclats	30	1	5	3	9	48
Outils	24	9	2		3	38
Nucléus	2					2
Total	56	10	7	3	12	88

- Couche VI : sur 6 pièces, 5 sont en chaille (3 éclats et 2 pointes pseudo-Levallois) et 1 est en quartzite à grain grossier (éclat Levallois).

- Couche VII : 3 pièces sont en silex, la quatrième est un hachereau-biface issu d'un galet de quartzite.

- Couche VIII : le seul outil (racloir biface) est en quartzite à grain grossier.

Cette grande diversité de matière première traduit les difficultés d'approvisionnement des hommes du Moustérien. Toute matière susceptible d'être utilisée est ramassée et taillée. Les chailles sont issues des assises basales de l'Argovien, les silex proviennent probablement des rognons silicifiés de la base du Bajocien, les quartz et quartzites sont taillés à partir de galets présents dans les placages fluviatiles de la Saône. L'ensemble de la matière première utilisée se trouve dans un rayon de 30 km autour du gisement.

C) Etude typologique

Elle a été réalisée par J.F. PININGRE, qui a participé à la fouille du gisement. Nous examinerons les ensembles typologiques niveau par niveau.

1) La couche I

On note la présence d'une seule pièce. Il s'agit d'une pointe pseudo-Levallois. Son talon, apparemment facetté, a sûrement été déformé par le concassage qui l'affecte sur tous les bords (Fig. 50 , n° 1).

2) La couche II

Elle arrive en seconde position derrière la couche V par le nombre de pièces recueillies. Elle a fourni 15 pièces dont 6 outils.

Le débitage est de petite dimension. La plupart des éclats et supports entiers sont compris entre 3 et 4,5 cm à l'exception d'un racloir long d'au moins 8 cm.

Techniquement, on note l'absence de débitage Levallois, mais par contre, la présence de trois pointes pseudo-Levallois dont deux particulièrement typiques. Les talons lisses sont majoritaires, on ne connaît qu'un seul talon facetté.

La conservation des pièces est de qualité inégale. Six ne présentent aucune trace de concassage, six autres le sont profondément sur leur pourtour, de telle sorte qu'il est impossible de reconnaître une éventuelle retouche préexistante.

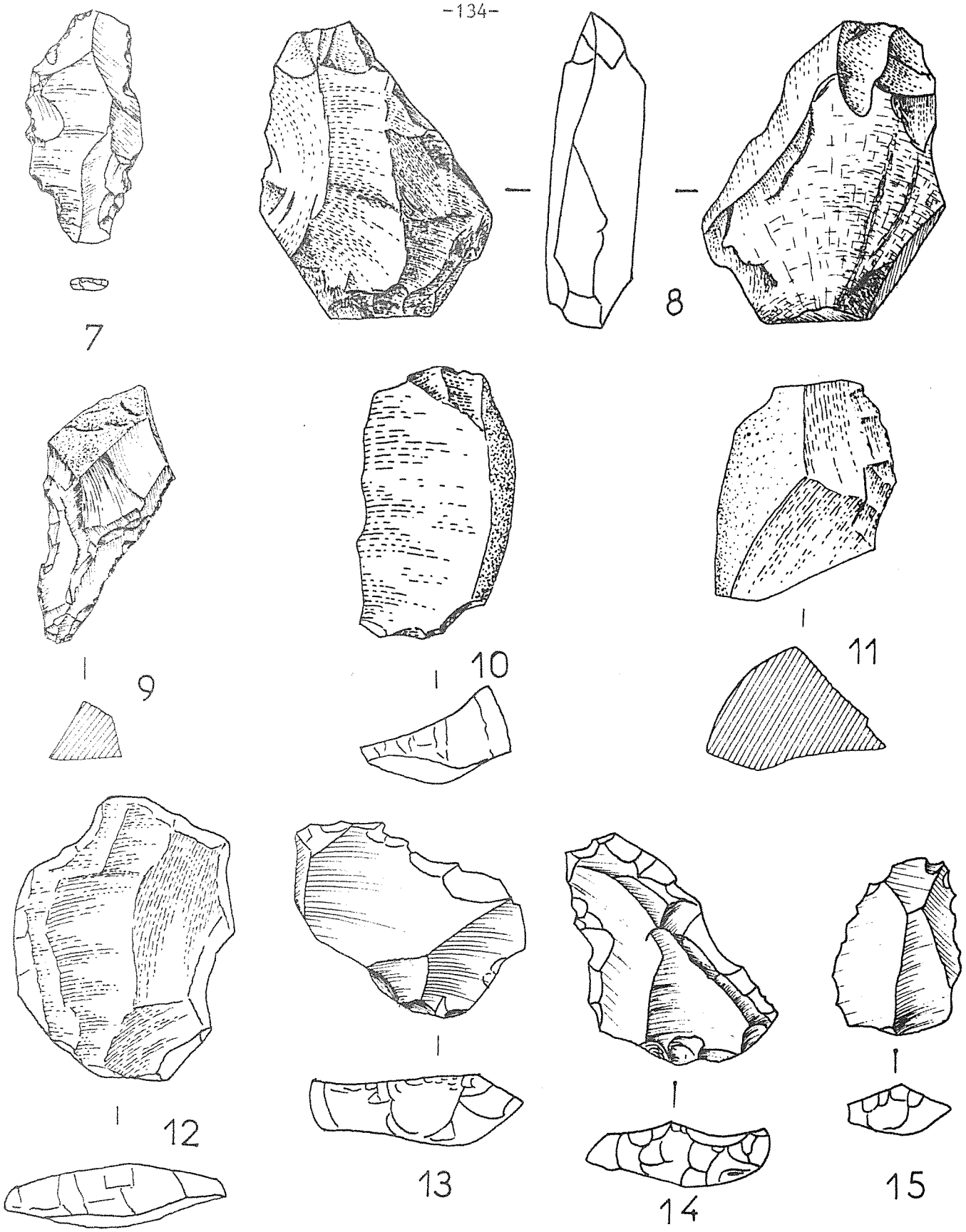


Fig.51 Industrie lithique des couches III, IVa et VI

7 - Eclat Levallois allongé (couche IIIa)
8 - Outil à retouche bifaciale distale sur éclat (couche IIIb)
9 - Encoche latérale (couche IVa)
10 - Couteau à dos naturel (couche IVa)
11 - Racloir simple, convexe (couche IVa)
12 - Eclat Levallois (couche VI)
13 - Pointe pseudo-Levallois (couche VI)
14 et 15 - Eclats à talon facetté (couche VI)

L'outillage est varié, bien que peu abondant :

1 - G 14 - 7 : racloir simple convexe sur face plane (Fig. 50 , n° 3)
2 - G 11 - 8 : racloir simple à retouches bifaces, terminé par un bec alterne (Fig. 50 , n° 4)
3 - I 13 - 20 : burin atypique
4 - G 14 - 6 : perçoir typique (Fig.50 , n° 6)
5 - I 16 - 71 : encoche sur pointe pseudo-Levallois (Fig. 50 ,n° 2)
6 - I 16 - 70 : denticulé à retouche surélevée (Fig. 50 , n° 5).

3) La couche IIIa

Cette couche n'a fourni que deux éclats concassés. Un éclat Levallois allongé en silex à patine crème (Fig. 51 , n° 7) et sans doute un autre éclat Levallois en chaille grise très défiguré par le concassage.

Cette seule couche témoigne de l'existence du feu par la présence d'une esquille d'os calcinée (H 15 - 7).

4) La couche IIIb

Deux éclats et un outil appartiennent à cette couche. Il s'agit d'un éclat cortical en chaille concassé, un petit éclat de quartz laiteux et un outil biface aménagé à la partie distale d'un éclat de quartzite issu d'un galet comme le précédent éclat (Fig. 51 , n° 8).

5) La couche IVa

Six pièces dont trois outils proviennent de cette couche. Les longueurs modestes sont comprises entre 3,5 et 5 cm. Les talons visibles sont lisses, à l'exception d'un talon facetté. Le concassage affecte toutes les pièces.

Les outils sont les suivants :

1 - H 24 - 99 : racloir latéral simple sur éclat de quartz (Fig. 51 , n° 11)
2 - H 15 - 94 : couteau à dos naturel sur quartzite (Fig.51 , n° 10)
3 - H 15 - 113 : encoche (Fig.51 , n° 9).

6) La couche IVb-V

a) Caractéristiques générales

Avec ses 95 pièces, l'ensemble IVb-V est le plus abondant. Deux séries peuvent être distinguées. L'essentiel du matériel, soit 88 pièces, provient d'un niveau d'occupation bien localisé en stratigraphie au contact des couches IVb et V. Le concassage y est inexistant. La reste a été retrouvé de manière beaucoup plus dispersée en altitude, comme c'est le cas dans les autres couches, le concassage est présent (Fig. 28 , n° 16), les longueurs sont comprises entre 3 et 7 cm.

L'outillage et le débitage de l'ensemble concentré du point de vue spatial présentent une homogénéité technique indéniable et un état de fraîcheur qui contraste avec celui des autres couches. Sur 49 pièces entières, éclats et outils, 40 d'entre elles ont des longueurs comprises entre 2 et 5 cm, soit : 12 de 2 à 3 cm, 19 de 3 à 4 cm et 9 de 4 à 5 cm. Quatre éclats sont inférieurs à 2 cm et cinq supérieurs à 5 cm. Aucune pièce ne dépasse 8 cm.

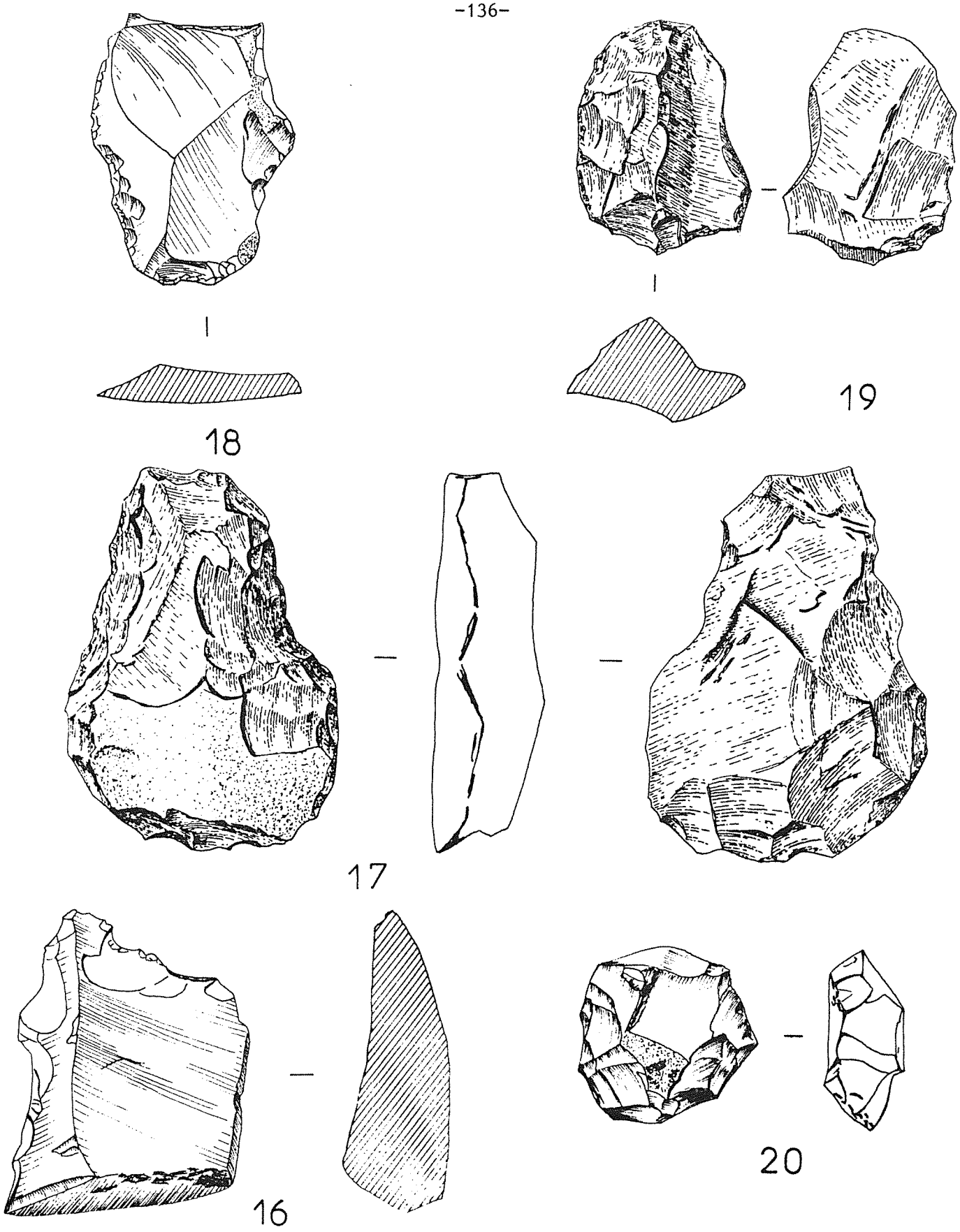


Fig.52 Industrie lithique des couches IVb-V, VII et VIIIa

16 - Eclat concassé (couches IVb-V, série concassée)
17 - Hachereau biface sur éclat de quartzite (couche VII)
18 - Racloir simple (couche VII)
19 - Racloir simple convexe à retouche bifaciale (couche VIIIa)
20 - Nucleus discoïde (couche VII)

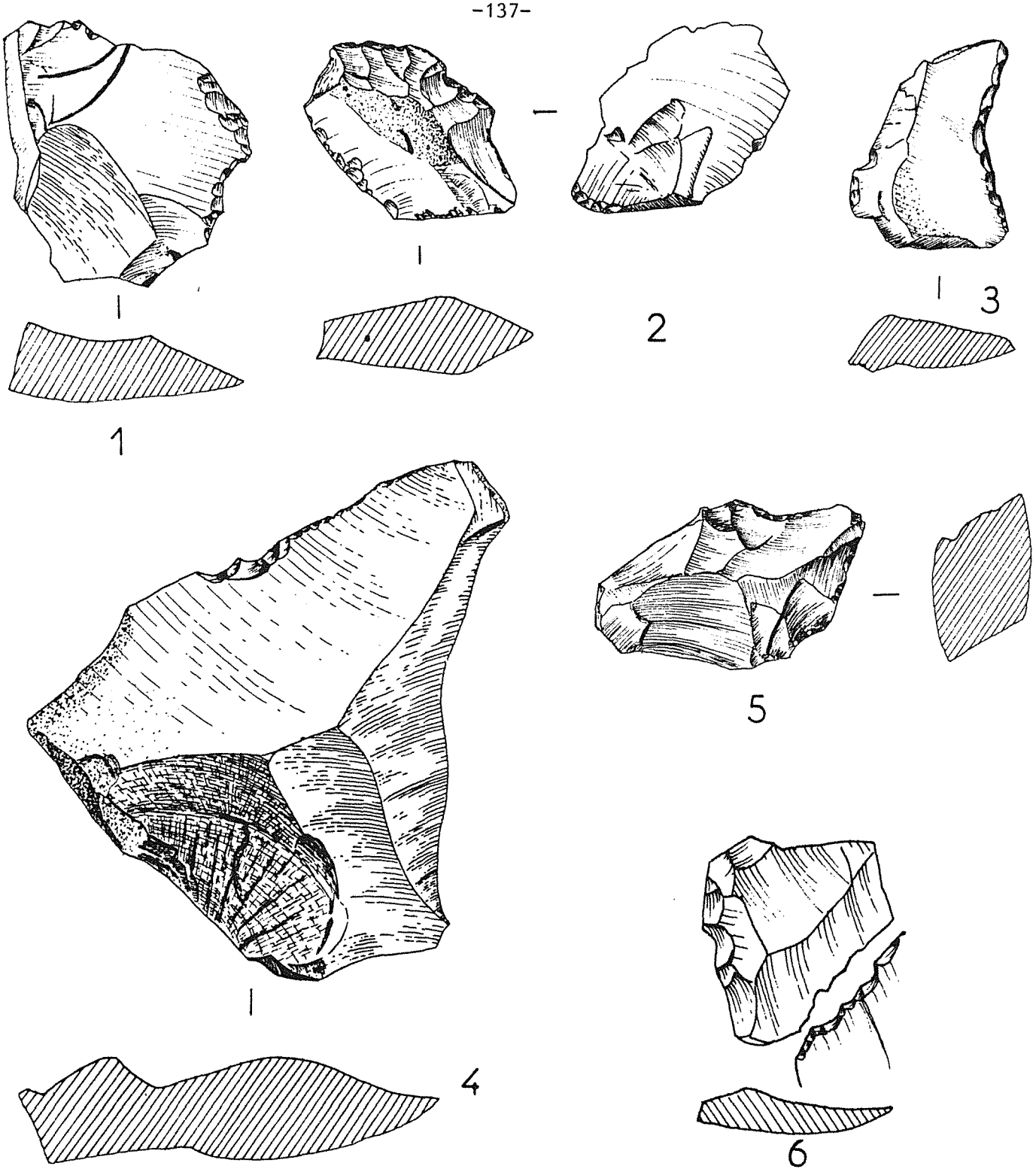


Fig.53 Industrie lithique du niveau IVb-V

1 - Eclat à retouche abrupte
2 - Racloir simple convexe associé à une encoche clactonienne
3 - Racloir simple concave
4 - Denticulé aménagé par deux encoches adjacentes
5 - Racloir transversal à retouche surélevée tendant au denticulé
6 - Denticulé par retouches minces inverses

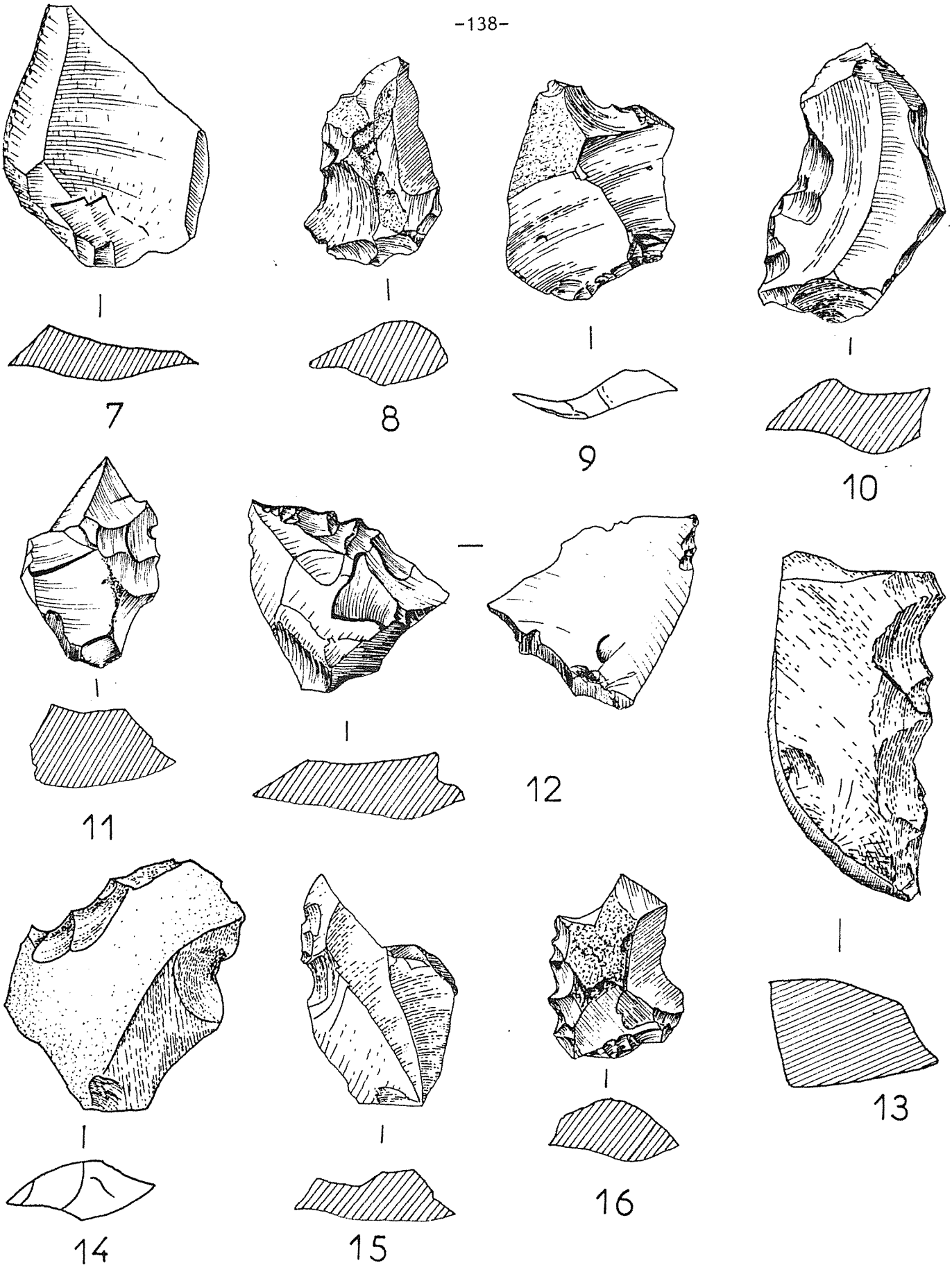


Fig. 54 Industrie lithique du niveau IVb-V (suite)

7 - Couteau à dos atypique
8 et 10 - Encoches clactoniennes
9 - Encoche en bout
11, 12 et 16 - Denticulés
13 - Denticulé sur face plane
14 - Denticulé opposé à une encoche clactonienne
15 - Denticulé par encoches adjacentes

Sur les mêmes bases, les rapports longueur/largeur définis d'après A. LEROI-GOURHAN et al., (1966), montrent des produits de débitage presque également répartis entre les éclats larges (20) et assez longs (26). Il n'y a qu'un éclat très large et deux éclats longs. Les lames sont absentes. Il s'agit donc d'un débitage petit et peu long qui caractérise également les supports des outils.

Sur 52 talons lisibles, les talons plans sont en majorité écrasante au nombre de 34 soit 65,5 %. Parmi ceux-ci, les talons plans larges, quelquefois clactoniens, dominent. Les talons facettés ne sont que 4 soit 7,7 %, les talons dièdres 6 soit 11,5 % et les talons corticaux 7 soit 10,5 %. Le nombre des talons illisibles, parce que cassés, est important : 22,5 % des 71 éclats et supports décomptés, abstraction faite des éclats de calcaire. Ils concernent surtout les éclats supports de l'outillage (9/32). Celui-ci a été également aménagé sur des déchets nucléiformes (3 cas).

Les bulbes sont marqués et on note la présence de quatre bulbes doubles.

Le débitage Levallois est totalement absent.

Deux nucléus unipolaires à plan de frappe préparé, semblent avoir été peu exploités (Fig. 56 , n° 27).

b) Etude typologique descriptive

Les outils sont au nombre de 35 auxquels on ajoutera deux polyèdres et une ébauche de polyèdre. Cette série est donc trop restreinte pour donner lieu à une interprétation statistique. Elle présente cependant certains caractères affirmés.

- Racloirs simples convexes	1
- Racloirs simples concaves	1
- Racloirs transversaux	2
- Burins atypiques	1
- Couteaux à dos atypiques	1
- Couteaux à dos naturels	1
- Outils à encoches	6
- Denticulés	20
- Retouches abruptes minces	2
Total	35

* Les racloirs

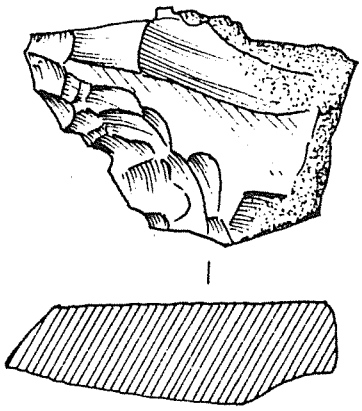
Les racloirs sont de type simple. Un racloir simple convexe à retouches envahissantes est associé à une encoche clactonienne à la partie proximale (Fig. 53 , n° 2). Un racloir simple concave est aménagé par retouches marginales semi-abruptes. Deux racloirs transversaux ont une retouche surélevée et un front irrégulier passant au denticulé (Fig. 53 , n° 5).

* Les burins

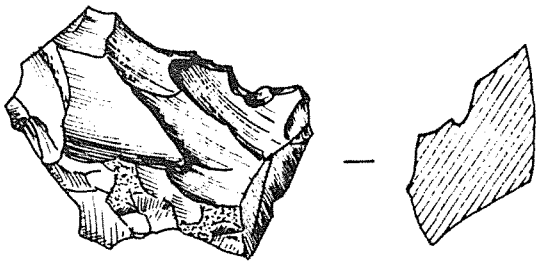
Un burin d'angle sur déchet nucléiforme opposé à une encoche clactonienne.

* Les couteaux à dos

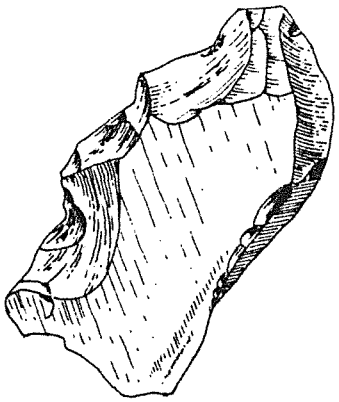
Un couteau à dos partiel aménagé par retouches abruptes (Fig. 54 , n° 7).



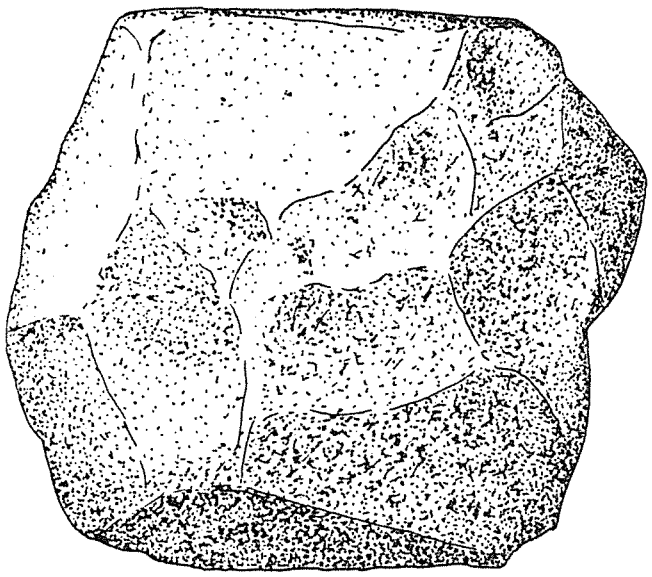
17



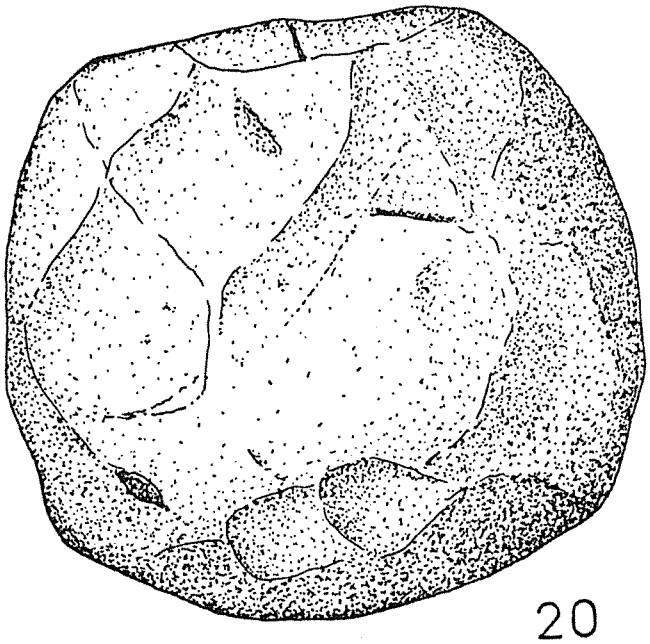
18



21



19



20

Fig.55 Industrie lithique du niveau IVb-V (suite)

17 - DEnticulé par retouches épaisses
18 - Denticulé par retouches envahissantes
19 - Polyèdre
20 - Bola
21 - Denticulé à encoches clactoniennes

* Les outils à encoches

Les encoches sont clactoniennes, directes. Elles sont aménagées en bout d'éclat (2) (Fig. 54 , n° 9), sur cassons ou déchets nucléiformes (2) (Fig. 54 , n° 8) et latérales sur éclats (2) (Fig. 54 , n° 10). Elles peuvent s'accompagner de retouches secondaires (3 cas).

* Les denticulés

Ils sont tous de type simple direct, à deux exceptions près. Deux exemplaires sont opposés à une encoche clactonienne (Fig. 54 , n° 14 et 22). Ils sont souvent réalisés sur des éclats à dos épais cortical ou non (11). Les denticulations souvent peu nombreuses (2 à 3), sont rarement bien dégagées, comme dans les n° 16 et 25 des figures 54 et 56.

- Denticulés par retouches épaisses directes (3) (Fig. 54-56, n° 16, 17 et 25).

- Denticulés par retouches épaisses directes (3) (Fig. , n° 16, 17 et 25).

- Les denticulés par retouches clactoniennes directes (5) (Fig. 54-56, n° 14, 21 à 24), inverses (1) (Fig. 54, n° 13) et surélevées (1) avec les denticulés par retouches scalariformes (3) (Fig. 54-55, n° 11, 12, 18) caractérisent cette série.

- Les encoches adjacentes directes clactoniennes (3) (Fig. 56 , n° 26) à retouche épaisse (1) (Fig. 54 , n° 15) ou mince (1) (Fig. 53 , n° 4) sont également bien représentées. Elles ne dégagent jamais de bec bien individualisé.

* Polyèdre et bola

Trois pièces justifient cette appellation. La première, de forme sub-sphérique, a un diamètre de 75 mm et un poids de 783 g. Les deux faces opposées parallèles du galet dont il est tiré, sont encore existantes et diamétralement opposées. Les facettes et les arêtes vives des éclats de régularisation sont visibles sur toute la périphérie (Fig. 55 , n° 19). La seconde a un diamètre de 80 mm et un poids de 804 g. Sa forme, beaucoup plus régulière et sphérique, s'accorde avec celle des bolas. La face polie du galet n'apparaît que sur quelques cm^2 alors que les arêtes ont été régularisées par percussion (Fig. 55 , n° 20). Cette pièce paraît être la forme la plus achevée de cet ensemble dont nous possédons une ébauche fracturée (poids 445 g) déjà citée.

* Comparaisons

Le petit nombre d'outils interdit un diagnostic approfondi. La représentation des outils du groupe moustérien est faible, les racloirs sont de type simple. Etant donné la proportion écrasante des denticulés et des encoches et l'inexistence du débitage Levallois, la couche IVb-V pourrait se rattacher à un Moustérien à denticulés de débitage non Levallois à talons très peu facettés.
Les retouches surélevées et les encoches clactoniennes caractérisent cet outillage où les denticulés par encoches retouchées sont absents. Elles lui donnent un aspect archaïque. Cette industrie ne trouve de comparaisons en Franche-Comté dans les dépôts en grottes du Würm ancien, ni dans les séries numériquement peu importantes à débitage Levallois prononcé de la Grotte de Casamène (P. PETREQUIN, J.F. PININGRE, J.P. URLACHER, 1975) ou de Gondenans-les-Moulins, ni dans celle de Rurey évoquant un Moustérien typique (J.F. PININGRE et M. VUILLEMEY, 1976). Certaines caractéristiques du Moustérien à denticulés de la couche XVI de Gigny (Jura) rappelleraient cette série. Techniquement, l'indice Levallois et le facettage sont faibles, ainsi que l'indice laminaire. Typologiquement, les racloirs sont peu abondants et les types d'outils peu nombreux. Encoches et denticulés (43 % essentiel) quoique bien représentés, sont inférieurs aux proportions d'Echenoz, mais les pointes pseudo-Levallois y sont abondantes (37,2 % essentiel).

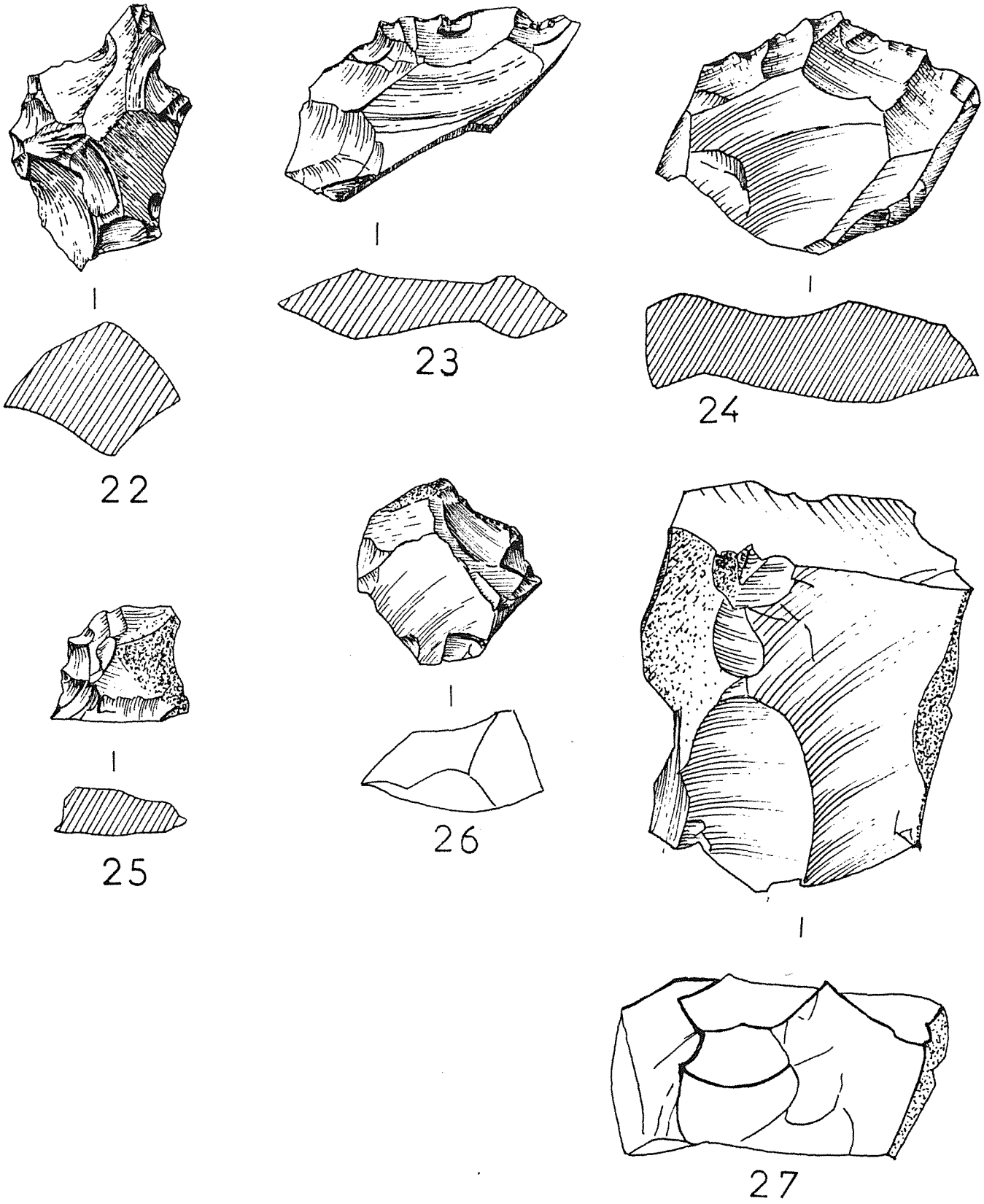


Fig. 56 Industrie lithique du niveau IVb-V (suite)

22 - DEnticulé opposé à une encoche clactonienne dégageant un museau
23 et 24 - Denticulés à encoches clactoniennes
25 - Denticulés
26 - DEnticulés par encoches adjacentes
27 - Nucleus

La proportion des denticulés du niveau IVb-V est toujours très forte par rapport aux décomptes réels ou essentiels des Moustériens à denticulés que l'on pourrait lui comparer. On peut se demander si l'aspect sélectif de l'industrie, indépendamment du petit nombre de pièces considéré, ne pourrait en partie résulter du style d'occupation très éphémère lié à un type d'activité ou (et) d'une répartition spatiale privilégiée de l'outillage, comme la physionomie du niveau pourrait nous autoriser à le croire.

7) La couche VI

Avec six pièces recueillies nous retrouvons un matériel numériquement plus proche de celui des couches supérieures à IVb. Trois éclats de chaille (Fig.51 n° 14 et 15), un éclat Levallois en quartzite à grain grossier (Fig. 51 , n° 12) et deux pointes pseudo-Levallois en chaille (Fig. 51 , n° 13) sont profondément concassés. Quatre talons sont facettés. Les longueurs sont comprises entre 2,5 et 5 cm.

8) La couche VII

Le matériel est peu concassé.

- H 11 - 98 : petit nucléus discoïde en silex gris veiné (Fig. 52 , n° 20)
- H 13 - 375 : hachereau biface en quartzite issu d'un galet (Fig. 52 , n° 17)
- H 15 - 155 : racloir latéral convexe (Fig. 52 , n° 18).

9) La couche VIIIa

Elle n'a fourni qu'un seul outil. Un racloir biface en quartzite à grain grossier (Fig. 52 , n° 19).

Conclusion sur l'industrie lithique

L'étude de l'outillage d'Echenoz-la-Méline *révèle une occupation discrète mais continuelle de tous les niveaux du Würm ancien.*

Certaines constantes comme *la diversité de matière première utilisée, la petitesse du débitage* reflètent la *difficulté de l'approvisionnement* et sont de règle dans les Moustériens en grotte du Nord de la Franche-Comté. Mis à part le niveau IVb-V, l'outillage très concassé quelle que soit la nature du remplissage, peu abondant, aux produits de débitage et aux nucléus rares, n'appartient pas à des niveaux précis. On a déjà évoqué la possibilité *d'installations de courtes durées* et d'occupations situées dans la partie antérieure du porche détruite par une érosion régressive de la falaise comme le montre l'étude géologique.

Techniquement et typologiquement, à titre indicatif, les niveaux I à IVa et sous-jacents à V se distinguent de ce dernier. Le facettage des talons est plus fréquent : 11/36 soit 30,5 %, notamment dans le niveau VI. Ce pourcentage reste modeste si l'on admet que le concassage a pu en augmenter le nombre. Le débitage Levallois, présent dans les couches IIIa, VI et dans le " Clocher " par des éclats typiques, est moins abondant qu'à Casamène et dans les sites alpins notamment à Préletang, attribué au Riss-Würm et aux Eugles (M. MALENFANT, 1976).

Les pointes pseudo-Levallois se retrouvent dans plusieurs niveaux.

Typologiquement, l'industrie y est plus variée, les racloirs sont les plus nombreux, de type simple ou biface. La retouche quina est absente. Ces remarques ne font que préciser l'originalité du niveau IVb-V par rapport aux autres couches.

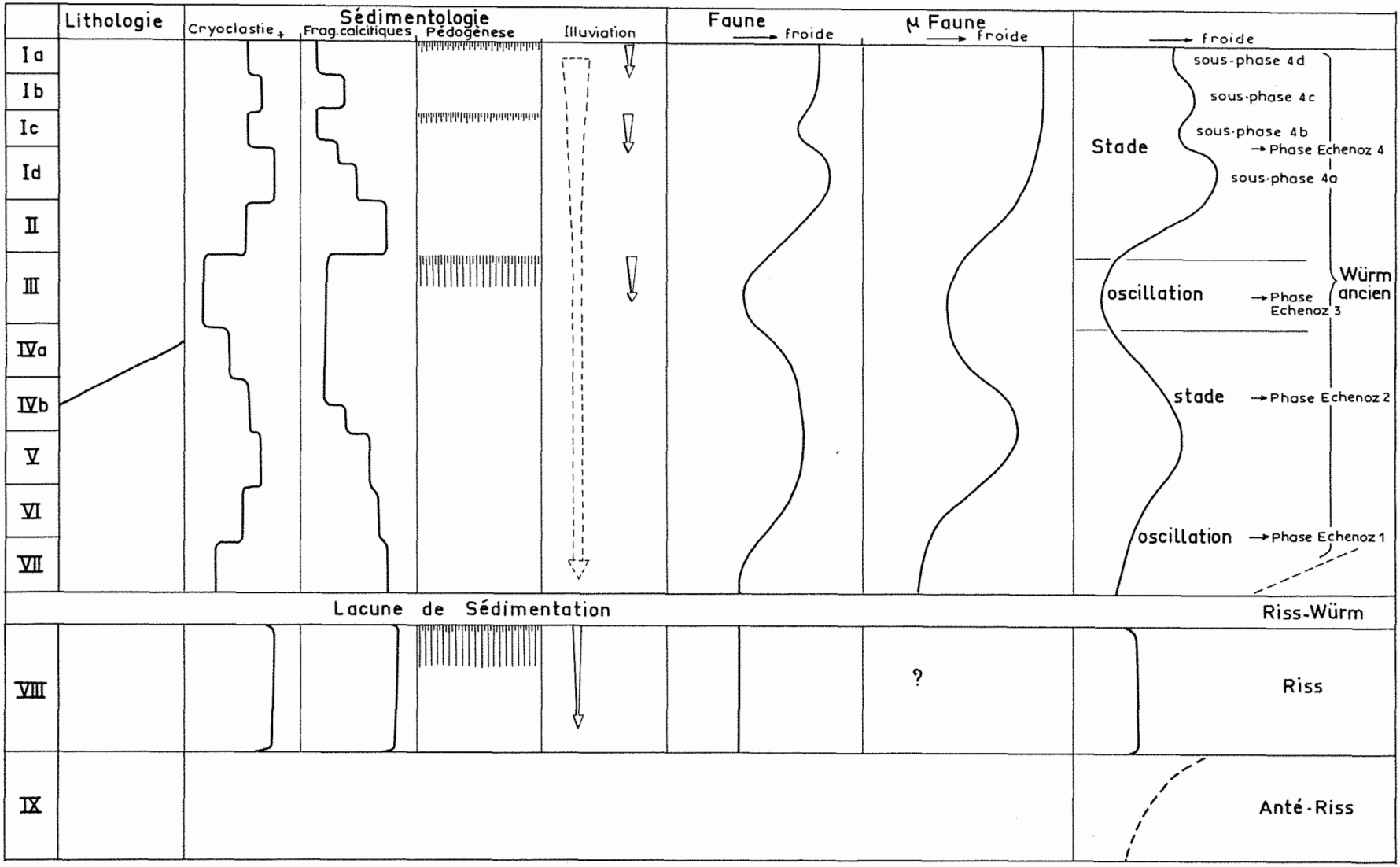


Fig.57 Echenoz-la-Méline : Synthèse des données chronologiques et paléoclimatiques

VII. - CONCLUSIONS SUR LE GISEMENT DE LA BAUME D'ECHENOZ-LA-MELINE

A) Position chronologique du remplissage

Les données sédimentologiques et surtout paléontologiques permettent de situer le remplissage de la Baume d'Echenoz dans la chronologie quaternaire. Deux ensembles distincts par leur lithologie et leur contenu paléontologique constituent ce remplissage.

1) L'ensemble inférieur

Il comprend les couches IX et VIII (seule cette dernière est fossilifère). Il est constitué d'un remplissage de karst profond sans couverture vers l'extérieur, de type porche ou aven, dans un environnement immédiat. Le réseau karstique est parfaitement impénétrable au moment du dépôt de la couche IX. Les influences externes commencent à se faire sentir au niveau de la couche VIII par la présence de blocs d'effondrement essentiellement calcitiques et la pénétration des populations d'ursidés pour l'hibernation. La détermination spécifique de ces ursidés a montré qu'il s'agissait d'une espèce anté-würmienne, *Ursus deningeri*. La présence de blocs d'effondrement témoigne d'importants démantèlements cryoclastiques contemporains d'un fort recul de la falaise calcaire et du porche. Nous proposons donc un âge pléistocène moyen pour la couche VIII.

2) L'ensemble supérieur (couches I à VII)

Une faune typiquement würmienne, dominée par *Ursus spelaeus*, vient brusquement relayer la faune anté-würmienne bien représentée dans la couche VIII. La présence d'industries moustériennes associées à cette faune milite en faveur d'un âge würmien ancien pour tout cet ensemble. Le passage des faunes et en particulier des ursidés anté-würmiens aux ursidés würmiens n'est pas progressif, mais brutal. Il semble y avoir une lacune importante non décelable sédimentologiquement (lacune de sédimentation) entre le sommet de la couche VIII et la base de la couche VII. Cette lacune de sédimentation intéresse en première analyse la période du Riss-Würm, mais également le tout début du Würm, comme semble l'indiquer la microfaune. En effet, d'après J. CHALINE, l'absence de *Lagurus lagurus* et d'*Allocricetus bursae*, et par contre, la présence de *Dicrostonyx torquatus* et de *Lemmus lemmus* excluraient dans la séquence d'Echenoz l'Eowürm (Würm I) et placeraient celle-ci dans le complexe froid qui suit l'interstade de Brörup (Pléniglaciaire inférieur ou Würm II).

Deux datations absolues ont été tentées par le Laboratoire du radiocarbone de Lyon (directeur J. EVIN) à partir du collogène des os. La première, réalisée à partir d'ossements issus de la couche Ib (Ly - 550) a donné un âge de 24.180 B.P. (+ 840 - 630). Considérée comme douteuse par J. EVIN, une nouvelle datation du même niveau a donné un âge " supérieur ou égal à 32.000 B.P." (Ly - 772). Le remplissage d'Echenoz sort donc des possibilités de datation du carbone 14.

B) Données paléoclimatiques

Le remplissage actuel de la Baume d'Echenoz peut être considéré comme le reliquat profond d'un remplissage de porche. La falaise ayant reculé d'une vingtaine de mètres, sa destruction a provoqué également celle du remplissage initial. Ainsi, la stratigraphie étudiée présente-t-elle des caractéristiques atténuées par rapport aux couches externes détruites, cette atténuation, doublée d'une condensation quantitative, rendant les renseignements tirés de l'étude géologique assez flous, ou du moins, peu contrastés.

Cependant, la comparaison des données de la sédimentologie et des faunes de mammifères nous conduit à proposer la séquence chronologique et paléoclimatique suivante (Fig. 57):

* Couche VIII

Couche condensée d'une période contemporaine du Pléistocène moyen. Le cortège faunistique traduit un climat de type plutôt interstadiaire (*Ursus deningeri*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus*, *Panthera spelaea*, *Canus lupus*).

* Couches VII et VI

→ phase Würm ancien - Echenoz 1

Période tempérée froide à cachet sec. Présence de zones boisées discontinues. Tendance à une plus grande humidité et un froid plus intense vers la fin.

* Couches V et IVb

→ phase Würm ancien - Echenoz 2

Période très froide, très humide (cette humidité apparente étant probablement due à l'existence d'un permafrost bloquant les infiltrations).

* Couches IVa et III

→ phase Würm ancien - Echenoz 3

Période tempérée froide à cachet plus sec (disparition du permafrost ?). Environnement boisé discontinu avec de vastes zones découvertes.

* Couches II et I

→ phase Würm ancien - Echenoz 4

Période très froide à cachet périglaciaire humide. A l'intérieur de cette période, on peut distinguer quatre sous-phases :

. sous-phase 4a (couche Ia)
Très froide, à cryoclastie vigoureuse et abondante.
. sous-phase 4b (couche Ic)
Moins froide que la précédente (absence d'espèces froides chez les grands mammifères).
. sous-phase 4c (couche Ib)
Retour du froid et des espèces typiquement froides.
. sous-phase 4d (couche Ia)
Marquée par un léger réchauffement.

Il faut remarquer que la totalité des sédiments et des faunes fossilisées évoquent un environnement général constamment froid. Les périodes tempérées, absentes du remplissage, n'ont probablement pas donné lieu à une sédimentation.

On constate, d'autre part, qu'une différenciation de plus en plus grande des niveaux stratigraphiques s'installe vers le haut de la coupe. Ceci est peut-être dû au recul du porche, qui supprime peu à peu l'effet tampon de la grotte, en imprimant de manière plus nette les fluctuations climatiques dans le remplissage.

C) Evolution du porche de la Grotte de la Baume au cours de la genèse du remplissage (Fig. 58)

Il est possible de reconstituer l'évolution du porche de la grotte en se basant sur les données du remplissage. Schématiquement, on peut distinguer six phases successives, disproportionnées dans leur durée et d'autant plus imprécises qu'elles sont lointaines. Nous discuterons au cours de la présentation de ces phases des certitudes et des incertitudes que leur histoire présente.

* Première phase : dépôt de la couche IX

Ces argiles puissantes (plus de 5 m localement) comblent un canyon étroit entaillé dans les calcaires encaissants. Elles représentent un faciès de karst profond, aveugle, peu ou pas ouvert sur l'extérieur. Leur accumulation n'a pu se faire qu'en période interglaciaire (perméabilité du karst) après transport par l'eau dans les fissures du karst à partir d'une part des résidus de décalcification souterrains, mais aussi et surtout, des formations pédologiques superficielles. Il est probable que, pendant cette période, une importante activité concrétionnaire de type calcitique ait eu lieu : les nombreux fragments de calcite que l'on retrouve dans le niveau VIII, immédiatement supérieur, en témoignent. Cette fissure karstique (hauteur plus de 5 m, largeur 1,5 m) communiquait avec l'extérieur par un faible orifice ne permettant pas aux agents atmosphériques, ni aux faunes d'y pénétrer. Il est probable que le remplissage contemporain formé au débouché du système, était différent du remplissage profond qui est le seul à s'être conservé : le précédent fut complètement détruit lors du recul de la falaise. Si l'on attribue au Riss la couche VIII à *Ursus deningeri*, immédiatement superposée, nous pouvons attribuer à cette phase un âge interglaciaire pré-rissien.

* Deuxième phase : dépôt de la couche VIII

Au cours de cette phase, la falaise accuse un important recul, ouvre largement le porche de la grotte, permettant ainsi aux agents atmosphériques, par les gels et dégels successifs, de détruire les enduits stalagmitiques formés lors de la phase précédente, et même d'attaquer les calcaires du porche. Celui-ci était situé avant le mètre 20 de l'échelle longitudinale, comme en témoigne l'augmentation vers l'avant de la puissance de la couche VIII. Nous l'avons placé arbitrairement au niveau du mètre 18, mais il est possible qu'il fût encore plus avant. Ce recul important de la falaise provoque une instabilité des dépôts du porche qui subissent alors des phases d'instabilité climatique, une destruction partielle par éboulement gravitaire et solifluxion. Les ursidés contemporains utilisent abondamment la cavité comme lieu d'hibernation et c'est leur appartenance spécifique au type *Ursus deningeri* qui permet d'attribuer à cette phase une date rissienne.

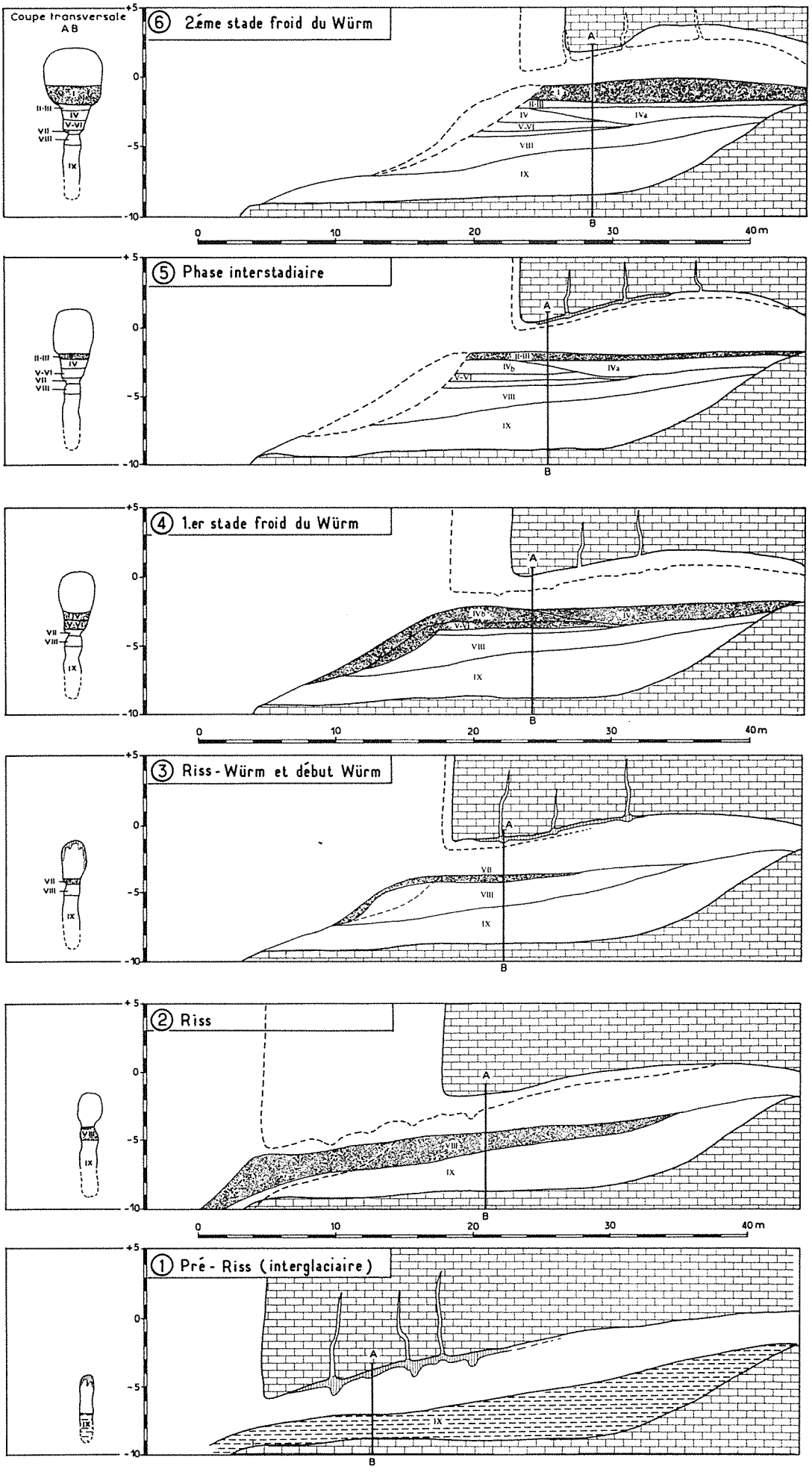


Fig. 58 Evolution du porche de la grotte de la Baume au cours de la genèse du remplissage.

* Troisième phase : dépôt de la couche VII

Une amélioration climatique stabilise sensiblement l'évolution du porche, provoquant cependant en fin de phase, un dépôt réduit (0,40 m), seulement présent vers le porche et cessant aux environs du mètre 28. Un concrétionnement calcitique léger recouvre les parois de la grotte et vers la fin de la phase, une destabilisation climatique tronque le remplissage vers l'avant.

Une importante lacune de sédimentation existe entre les couches VIII et VII, cette dernière datant probablement du tout début du refroidissement würmien, comme l'attestent les faunes de mammifères. Aucune édification sédimentaire ne concrétise cette période probablement longue séparant deux espèces d'ursidés nettement distinctes. Les niveaux VIII (rissien) et VII (würmien) qui encadrent cette discordance, permettent d'attribuer un âge interglaciaire Riss-Würm à cette période non génératrice de dépôts.

* Quatrième phase : dépôt des couches IV-V-VI

Un retour relatif du froid provoque une sédimentation cryoclastique d'abord importante à l'aplomb du porche (couches IVb-V-VI) puis, celui-ci s'ouvrant plus largement vers l'extérieur, les effets cryoclastiques peuvent sévir vers l'intérieur de la grotte, permettant à la première salle d'accuser sa voûte (couche IVa). On peut estimer à 4 ou 5 m le recul de la falaise pendant cette phase froide. Les faunes découvertes dans cet ensemble lithologique permettent de lui attribuer un âge würmien ancien.

* Cinquième phase : dépôt des couches II et III

Une amélioration climatique stabilise l'évolution du porche et provoque le développement d'un enduit calcitique sur les parois. Vers la fin de cette phase, la dégradation climatique confère une instabilité aux dépôts situés au niveau du porche et ceux-ci sont partiellement détruits par solifluxion.

* Sixième phase : dépôt de la couche I

Le retour d'un froid probablement intense provoque une cryoclastie abondante qui se développe d'abord au niveau du porche, puis vers l'intérieur de la cavité, accusant la voûte de la première salle. Le début de cette cryoclastie intense est marqué par des blocs importants dont la présence est constante au toit de la couche II. Le paroxysme cryoclastique se manifeste au moment du dépôt de la couche Id, tandis que des remaniements sur place affectent les couches Ic et surtout Ib. C'est pendant cette période que les parois de la grotte s'évasent largement pour atteindre le profil caractéristique que possède actuellement la grotte, profil bien visible sur les coupes transversales.

Il est probable qu'au Würm récent, le porche de la grotte a subi de nouvelles modifications morphologiques. Mais l'absence de dépots contemporains empêche toute reconstitution morphogénétique lors de cette période. Nous avons de bonnes raisons de penser que, avant la période historique, le remplissage fut plus important. Cependant, il ne combla jamais totalement le porche puisque les hommes de la protohistoire pénétrèrent dans la grotte.

Conclusion

Bien qu'hypothétique, cette reconstitution de l'évolution du porche de la Grotte de la Baume soulève plusieurs remarques :

1) Le porche, c'est-à-dire la falaise, *a reculé de manière importante depuis le dépôt des premiers niveaux du remplissage*. Nous estimons qu'il était à plus de 20 m en avant au début du Riss, à plus de 10 m en avant au début du Würm. Ces valeurs hypothétiques sont sans doute évaluées par défaut.

2) Les faciès successifs, l'horizontalité relative des niveaux, nous prouvent que les couches fouillées se sont déposées, non pas directement sous les porches successifs, mais dans l'intérieur de la grotte, là où la différenciation lithologique est la moins accentuée. Les dépôts de porche et d'extérieur ont tous été détruits lors du recul de la falaise par éboulement gravitaire et solifluxion.

3) Ces remarques expliquent, à notre avis, la faible importance des microfaunes de rongeurs ; les rapaces responsables de l'existence de cette faune par l'intermédiaire de leur pelote de rejection, nichent plus volontiers au niveau du porche, près de la falaise. Ce n'est qu'exceptionnellement, qu'une pelote est lachée ou parvient à l'intérieur de la grotte. La rareté de l'industrie peut s'expliquer également par cette érosion régressive des falaises. Le seul niveau " riche " (couche V) a montré que la quantité des matériaux lithiques décroissait très rapidement vers l'intérieur : les hommes vivaient ou s'activaient plus volontiers aux alentours du porche et les témoignages de leur activité décroissent vers l'intérieur. Les couches les plus riches en industrie lithique ont probablement été victimes du recul de la falaise et des éboulements gravitaires destructeurs.

L A B A U M E D E G I G N Y / S / S U R A N

(J U R A)

HISTORIQUE DES RECHERCHES

La Baume de Gigny est connue depuis longtemps en tant que gisement préhistorique. C'est en effet dès 1835, que des travaux d'extraction de guano de chauves-souris, dans les galeries profondes, y permirent la découverte de restes humains dans les niveaux superficiels. Mention en est faite dans les Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences (Paris, 1835, vol. I, p. 110). En pleine période de controverse sur l'existence de l'homme fossile, ces découvertes firent grand bruit dans le monde scientifique et les débats portèrent surtout sur le degré de fossilisation de ces ossements et le type d'encroûtement qui les recouvrait.

En 1885, E. CHANTRE fait procéder à des fouilles dans le remplissage de la grotte. Très vite, les fouilleurs constatent la présence de sépultures néolithiques dans les niveaux superficiels sur lesquels se porte l'essentiel de l'activité des recherches.

De 1966 à 1977, M. VUILLEMEY procède à un vaste sondage entre les parois de la grotte, légèrement en retrait par rapport à l'aplomb du porche. Ces travaux méthodiquement et patiemment conduits, bénéficiant d'une aide minime du service des fouilles, ont révélé l'ampleur et la qualité de ce gisement. Sur plus de 12 mètres de stratigraphie, de nombreux niveaux archéologiques ont été reconnus de l'Acheuléen aux civilisations protohistoriques. Ce qui fait cependant l'originalité et la qualité de ce gisement demeure l'importante séquence du Würm ancien (environ 6 m) ayant fourni une industrie moustérienne exceptionnelle pour la région.

I. - LE SITE

A) Situation géographique

La Baume de Gigny s'ouvre sur le flanc est de la vallée du Suran, à 1 km à l'Est du village de Graye-et-Charnay, sur la commune de Gigny/s/Suran, à 490 m d'altitude (coordonnées Lambert x = 168,00 ; y = 841,10). Le Suran, qui prend sa source à 1,5 km d'ici, près du village de Loisia, n'est qu'un maigre ruisseau drainant une large vallée à fond plat. Les dimensions disproportionnées de cette vallée par rapport au ruisseau qui la draine sont héritées de la forte érosion pro-glaciaire rissienne (moraines externes). La limite externe du glacier rissien se situait dans cette région, comme l'atteste un placage de moraine ancienne au Sud de Gigny. A une plus large échelle, la vallée du Suran est une dépression d'orientation Nord-Sud, dont le fond est à environ 370 m d'altitude et dont les sommets latéraux culminent à 550 m : c'est la zone de la " petite montagne jurassienne " se poursuivant vers le Nord par les premier et deuxième plateaux jurassiens. A 10 km vers l'Ouest, la petite montagne plonge vers la Bresse par l'intermédiaire du Revermont.

B) Situation géologique

La petite montagne possède une structure géologique bien particulière : c'est une région complexe, compartimentée par des failles de direction subméridienne. Entre chacune de ces failles, existent des " lanières " de largeur inégale, mais dépassant rarement 2 à 3 km. Ces " lanières " ont une structure monoclinale ou plus rarement plissée et les terrains qui les constituent sont, dans l'ensemble, de plus en plus récents d'Ouest en Est, allant du Trias à l'Oxfordien ou à l'Argovien vers Beaufort - St Amour, et du Jurassique moyen au Crétacé à Lains (à quelques kilomètres au Sud du gisement). Dans ces dépressions d'orientation Nord-Sud, affleurent en général les formations calcaréo-marneuses de l'Oxfordien et de l'Argovien, tandis que les crêtes qui les séparent sont constituées des calcaires du Jurassique moyen ou supérieur.

La vallée du Suran est creusée dans l'une de ces " lanières " à structure monoclinale à sub-horizontale. Sur le flanc ouest de la vallée, affleurent les calcaires du Jurassique moyen, tandis que la vallée elle-même est creusée dans les marnes et marno-calcaires de l'Oxfordien et de l'Argovien inférieur. Le flanc E de la vallée est constitué par les niveaux supérieurs de la série : calcaires marneux et calcaires de l'Argovien supérieur, puis vers le sommet, les calcaires bioclastiques du Rauracien (Fig. 59).

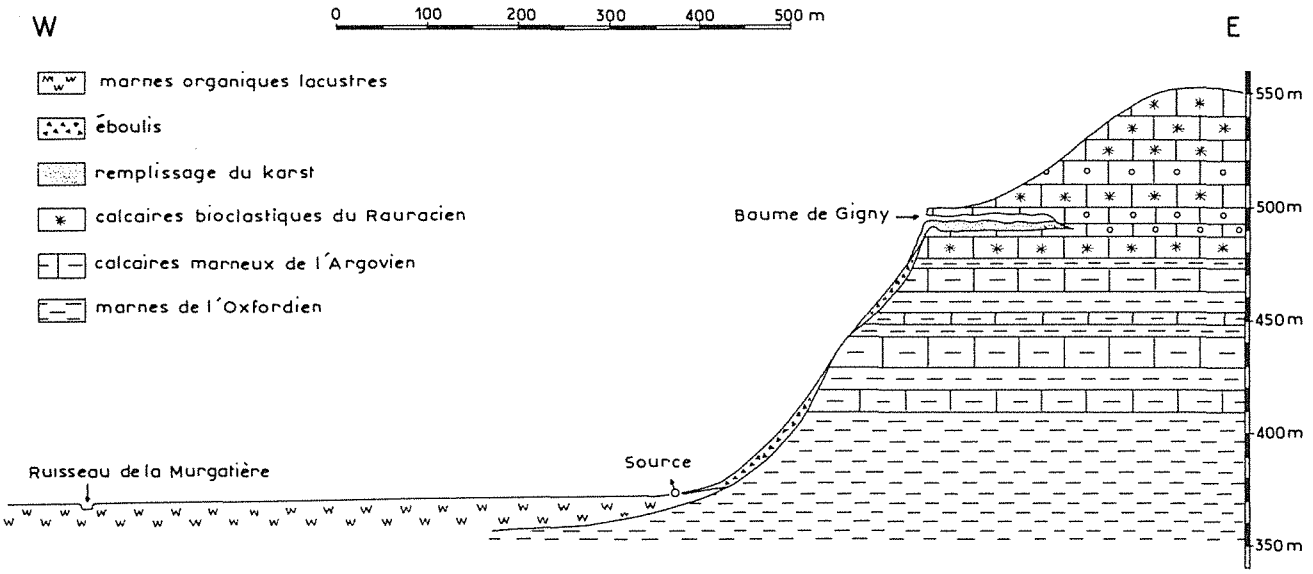


Fig.59 Coupe transversale passant par le porche de la Baume de GIGNY

C'est dans ces calcaires que se développe le réseau karstique dans lequel s'est déposé le remplissage fossilifère de la Baume de Gigny. La partie actuellement visible de ce réseau karstique se présente comme une galerie rectiligne d'environ 100 m de profondeur, d'orientation NW-SE. Le plafond de la grotte est à environ 2,5 m à 3 m du sommet du remplissage et la largeur de la galerie n'excède pas 4 m. Vers le fond, une salle un peu plus large marque la fin de la grotte pénétrable, le reste du réseau karstique apparaissant comme complètement colmaté par le remplissage.

Le fond de la vallée est colmaté par un dépôt de marnes organiques mal drainées. Il s'agit, à notre avis, d'un dépôt de type lacustre, pro ou périglaciaire. Un placage d'éboulis masque les affleurements du substrat rocheux du porche de la grotte jusqu'au pied de la falaise.

II. - STRATIGRAPHIE : ETUDE DESCRIPTIVE DU REMPLISSAGE

La fouille de la Baume de Gigny se présente comme un vaste sondage entre les deux parois de la grotte légèrement en retrait par rapport au porche. Au niveau de celui-ci, les parois ne sont distantes que de 3,5 m, tandis qu'à la limite intérieure du sondage, la grotte s'élargit pour atteindre plus de 6 m. La puissance du remplissage est de l'ordre de 12 m, si bien qu'une fois débarrassée de celui-ci, la grotte apparaît comme une vaste fissure verticale de 16 m de haut sur 2 à 4 m de large, s'évasant légèrement vers le haut.

Pour systématiser ce remplissage puissant et complexe, nous l'avons divisé en quatre ensembles bien distincts géologiquement : (Fig. 60 et 61)

- les niveaux historiques et protohistoriques (couches I à III)
- l'ensemble supérieur (couches IV à VI)
- l'ensemble moyen à industries moustériennes (couches VII à XX)
- l'ensemble inférieur débutant par un niveau calcitique (couche XXI) et se terminant au niveau du plancher rocheux (couche XXVIII).

A) Les niveaux historiques et protohistoriques

→ Couche I : 10 cm. Niveau superficiel de terre humique et de déblais.

→ Couche II : 50 cm. Couche du Moyen Age avec alternances de petits foyers et lits de chaux. Présence d'un mur cimenté orienté N-S, servant à défendre l'entrée (des mortaises très visibles de chaque côté du porche devaient recevoir les éléments d'une palissade en bois). Lors de la construction de ce mur, la partie supérieure des niveaux protohistoriques sous-jacents a été détruite.

→ Couche III : 50 à 80 cm. Couche protohistorique constituée par une succession de foyers alternant avec des lits de cendre blanchâtre très compacts. Au sommet de ce niveau, présence d'un tesson de céramique décoré datant de la Tène. Tout le reste du matériel recueilli appartient au Bronze ancien. Ce niveau III s'articule sur la couche IV par l'intermédiaire de deux fosses d'une vingtaine de centimètres de hauteur et de 40 cm de largeur. Cet épais niveau semble avoir été maintes fois remanié à l'âge du Bronze. Dans le carré I 6, une coupure verticale très nette semble correspondre à une fosse peu profonde, creusée à l'époque du Bronze, comme le prouve le mobilier recueilli.

B) L'ensemble supérieur

→ Couche IV : 40 cm à l'avant du porche, se réduisant progressivement vers l'intérieur. Sa partie supérieure est remaniée par des aménagements artificiels des époques protohistoriques.

Sa partie inférieure a un léger pendage (15°) allant en s'accentuant vers l'extérieur. (Fig. 62)

Une matrice pulvérulente, tufacée, calcaréo-argileuse, de couleur claire (B 61), finement litée localement, englobe des éléments grossiers, blanchâtres, constitués de calcaires et de fragments concrétionnés, disposés en lits parallèles et se raréfiant vers l'avant où ce niveau devient moins grossier.

Il repose directement sur le niveau sous-jacent par une zone de transition peu nette, sauf vers l'intérieur de la grotte où existe entre les deux un mince plancher stalagmitique feuilleté, peu cohérent.

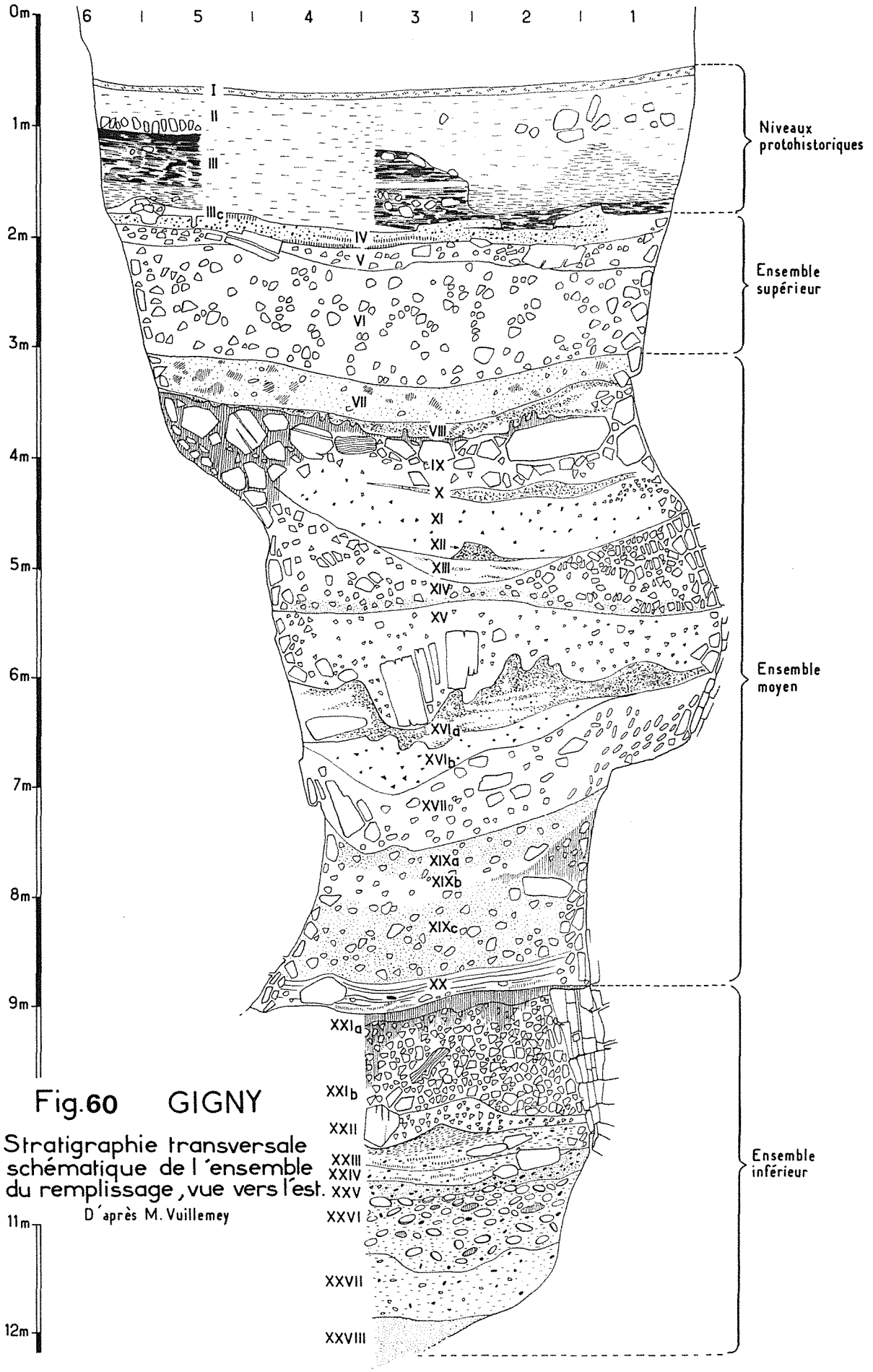


Fig.60 GIGNY

Stratigraphie transversale schématique de l'ensemble du remplissage, vue vers l'est.

D'après M. Vuillemey

→ *Couche V : 20 cm se réduisant très légèrement vers l'extérieur où elle se dilue progressivement comme les niveaux sus et sous-jacents. Léger pendage (15°) vers l'extérieur.*

Cailloutis abondants, quelques blocs disséminés (blocaille), assez émoussés, englobés dans une matrice argileuse de couleur gris-brunâtre (C 81).

→ *Couche VI : 1,20 m. Léger pendage vers l'extérieur.*

La structure de cet épais niveau est très homogène de haut en bas. C'est une blocaille calcaire formée de cailloux aux angles nettement émoussés, de dimensions rarement supérieures à 7 ou 8 cm, disposés sans orientation particulière (ceci est spécialement visible pour les cailloux allongés) et englobés par une matrice argileuse brun-rouge, aérée et granuleuse.

Aucune différence constitutive n'est visible ni en coupe longitudinale, ni en coupe transversale dans tout le volume fouillé. Et le remplissage ne semble pas particulièrement plus grossier au niveau des parois.

C) L'ensemble moyen à industries moustériennes (Fig. 60 à 63)

→ *Couche VII : 40 cm de puissance au flanc de la coupe profonde, se réduisant progressivement au niveau des carrés F pour disparaître et se diluer vers l'avant.*

Structure grumeleuse grossière, discontinue : l'essentiel des éléments fins de cette couche est induré en blocs de forme arrondie pouvant parfois dépasser 5 cm de diamètre. Couleur brune.

De rares fragments calcaires très altérés sont inclus dans les indurations argileuses ou libres, surtout à la partie supérieure de la couche.

Localement, et en particulier au niveau des carrés H 5, H 4 et G 5, un plancher stalagmitique discontinu scelle la partie supérieure de cette couche.

→ *Couche VIII : 10 à 20 cm de puissance, elle est absente contre la paroi nord. Léger pendage vers l'extérieur, comme d'ailleurs toutes les couches sus-jacentes. Couleur foncée brun-rouge (E 72).*

Nature essentiellement argileuse, structure compacte non aérée, très " tassée ". Quelques éléments calcaires et calcitiques très altérés sont présents.

→ *Couche IX : puissance très variable : de 10 cm à 70 cm.*

Elle est constituée par une épaisse zone calcifiée extrêmement dure, scellant de très gros blocs et un cailloutis anguleux.

Quelques zones plus meubles sont riches en ossements de microfaune et en esquilles osseuses.

→ *Couche X : 10 cm. C'est une mince lentille argileuse présente seulement vers l'intérieur de la grotte (carrés H) et dans la zone centrale (carrés 2, 3 et 4).*

De couleur brun-foncé, elle est essentiellement argileuse, mais englobe cependant quelques rares fragments calcaires altérés.

→ *Couche XI : 30 cm de puissance vers l'intérieur de la grotte, se réduisant progressivement jusqu'à disparaître vers l'extérieur, où elle se mêle à la couche IX qui vient s'appuyer sur elle. Les couches IX, XI, XII et XIII se diluent vers l'avant en s'amincissant en un niveau confus où il est difficile de distinguer chacune d'elles, cette homogénéisation de structure étant renforcée par la bréchification de la couche IX.*

Elle est composée d'un cailloutis cryoclastique assez abondant englobé dans une matrice argileuse de couleur relativement claire.

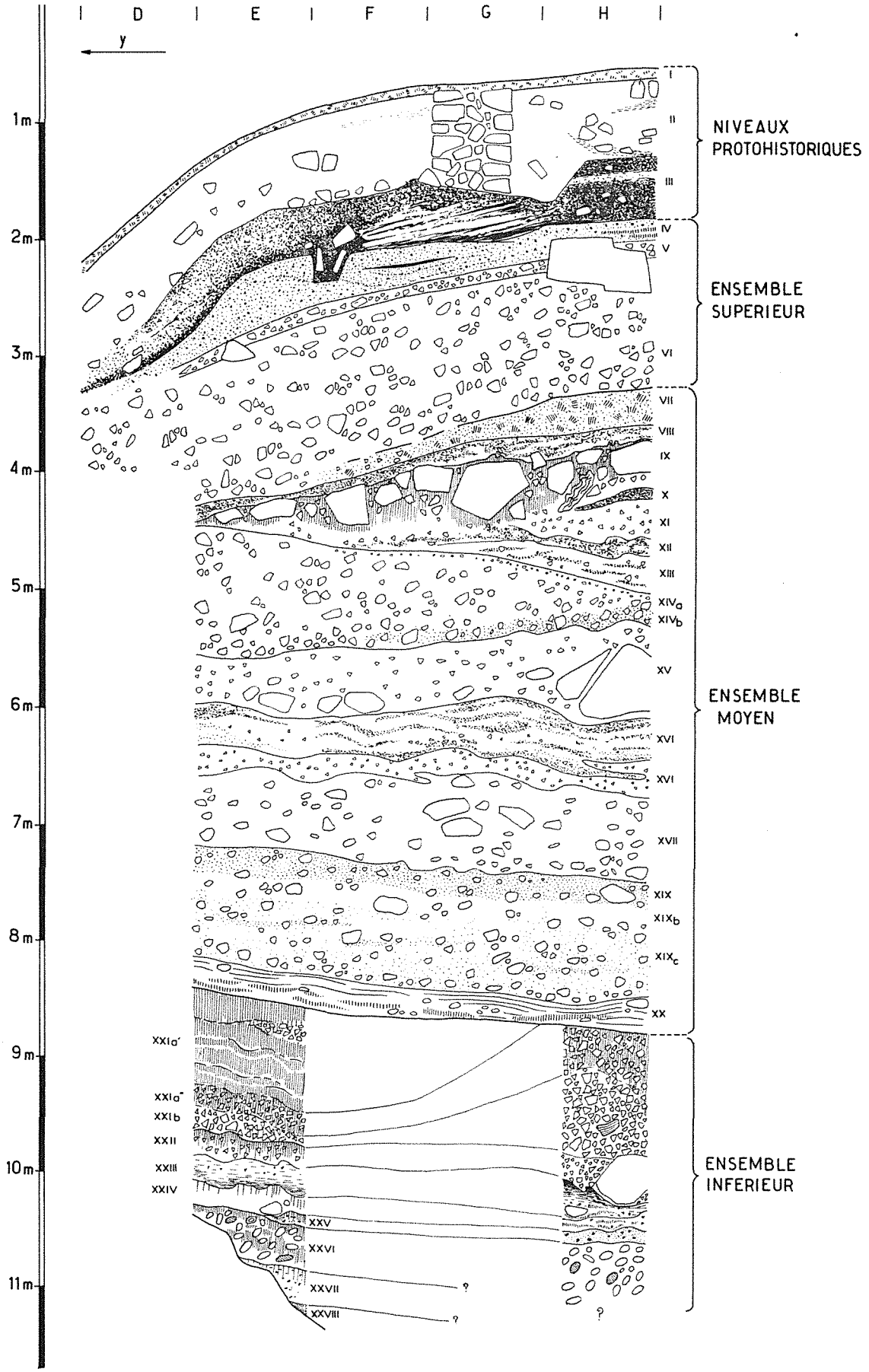


Fig.**61** GIGNY : Stratigraphie longitudinale schématique de l'ensemble du remplissage, vue vers le nord. (D'après M.VUILLEMEY)

→ *Couche XII : 15 cm de puissance. Elle apparaît comme un reliquat de couche initialement mieux représentée. Elle occupe une zone longitudinale centrale (carrés F 3, G 3, H 3) de 50 cm de large sur 2 à 3 cm de long.*

Elle se dilue progressivement vers l'avant du porche avec les couches XI et XIII qui l'encadrent.

De nature essentiellement argileuse, de couleur brun-rouge, elle contient cependant quelques fragments calcaires altérés.

→ *Couche XIII : 20 cm de puissance maximum, elle semble occuper, comma la couche précédente, un fond de ravinement longitudinal. Elle est mieux représentée vers l'intérieur que vers l'extérieur et son pendage faible, incliné vers l'intérieur, semble lui être imposé par la couche sous-jacente XIV.*

De couleur plus claire (D 64) elle contient une proportion notoire d'éléments calcaires anguleux dans une matrice argileuse meuble.

→ *Couche XIV : Puissante de 1 m contre les parois et vers l'extérieur, elle a tendance à s'amincir dans la partie centrale et vers l'intérieur, formant un talus important au niveau des carrés externes (E 1 → E 5).*

Un mince niveau graveleux de 15° de pendage intérieur et pouvant constituer le reliquat de son troncage la délimite nettement de la couche supérieure.

Il peut sensiblement se diviser en deux horizons : l'un supérieur (XIVa) à éléments calcaires cryoclastiques abondants surtout contre les parois où la limite entre remplissage et roche encaissante est progressive sur 30 à 40 cm et matrice argileuse réduite de couleur claire, et un horizon inférieur plus riche en matrice argileuse et de teinte plus foncée.

La forme déprimée du toit de cette couche peut être la résultante d'une alimentation en éléments gélifs plus abondante des parois qu'au centre, mais aussi d'un ravinement central et vers l'intérieur, postérieurement à son dépôt.

L'enrichissement plus grand vers la profondeur en particules fines peut provenir d'une migration de celles-ci vers le bas au travers du remplissage grossier et lacuneux qui caractérise cette couche.

→ *Couche XV : Puissance avoisinant 1 m vers le centre de la cavité et vers le fond et se réduisant progressivement vers l'extérieur et contre les parois.*

La base de cette couche est constituée par de très gros blocs d'effondrement situés verticalement dans la partie centrale de la grotte, plus près de la paroi nord que de la paroi sud.

Escepté ces blocs, la texture d'ensemble de cette couche est assez homogène, formée d'un cailloutis anguleux englobé dans une matrice argileuse claire (C 63). Son aspect global rappelle les groizes périglaciaires des bases de corniches franc-comtoises.

→ *Couche XVI : Couche de puissance transversale très irrégulière, allant de 30 à 50 cm. Sa base et le sommet de l'horizon supérieur (XVIa) présentent des figures de festons rappelant des phénomènes d'injection de sol mou dans un contexte périglaciaire (mollisol) ou de ravinement profond entaillant ce niveau dans le sens de l'axe de la grotte.*

La fouille a reconnu deux horizons différents. L'un supérieur (XVIa) composé de lentilles d'argile grasse, cohérente, allongées dans le sens extérieur -intérieur, intercalées dans des niveaux plus clairs, plus riches en éléments calcaires. Le niveau inférieur est plus homogène (XVIb), plus riche et plus constant en éléments calcaires de faible taille (aspect de groize périglaciaire).

→ *Couche XVII : D'une puissance moyenne de 60 cm, cette couche présente un léger pendage vers l'intérieur de la grotte (5°). Sa forme typique " en berceau " visible en coupe transversale traduit l'alimentation dominante à partir des parois. Cette hypothèse est confirmée par la prédominance des blocs au contact des parois et l'orientation générale des plaquettes de gel depuis le bord du remplissage jusqu'à son centre.*

Du point de vue textural, cette couche apparaît comme une blocaille à gros éléments calcaires englobée dans une argile de couleur brune (E 62). Des éléments de calcaires oolithiques très altérés, friables, sont caractéristiques de cette coupe.

→ Couche XVIII : C'est un reliquat de plancher stalagmitique ou une induration locale, contre la paroi sud englobant plusieurs niveaux appartenant probablement aux couches XVII et XIX. Dans la première hypothèse, il s'intercalerait chronologiquement entre les horizons b et c de la couche XIX. Dans la deuxième hypothèse, l'induration calcitique localisée intéresserait les horizons a, b et c de la couche XIX et la base de la couche XVII.

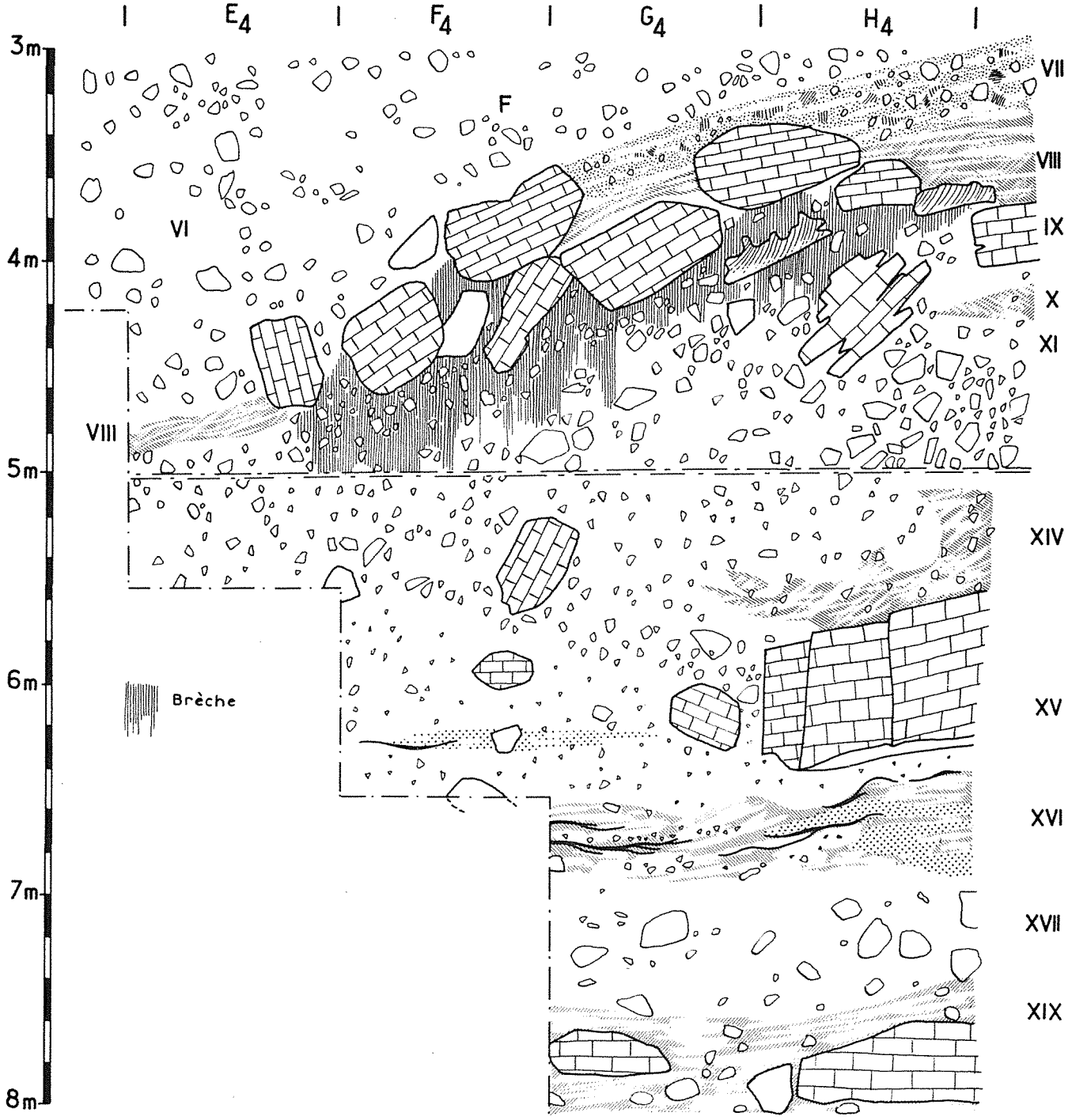


Fig.62 GIGNY : Stratigraphie longitudinale réelle de l'ensemble moyen, vue vers le nord, (entre les zones 3 et 4).

D'après M. Vuillemey

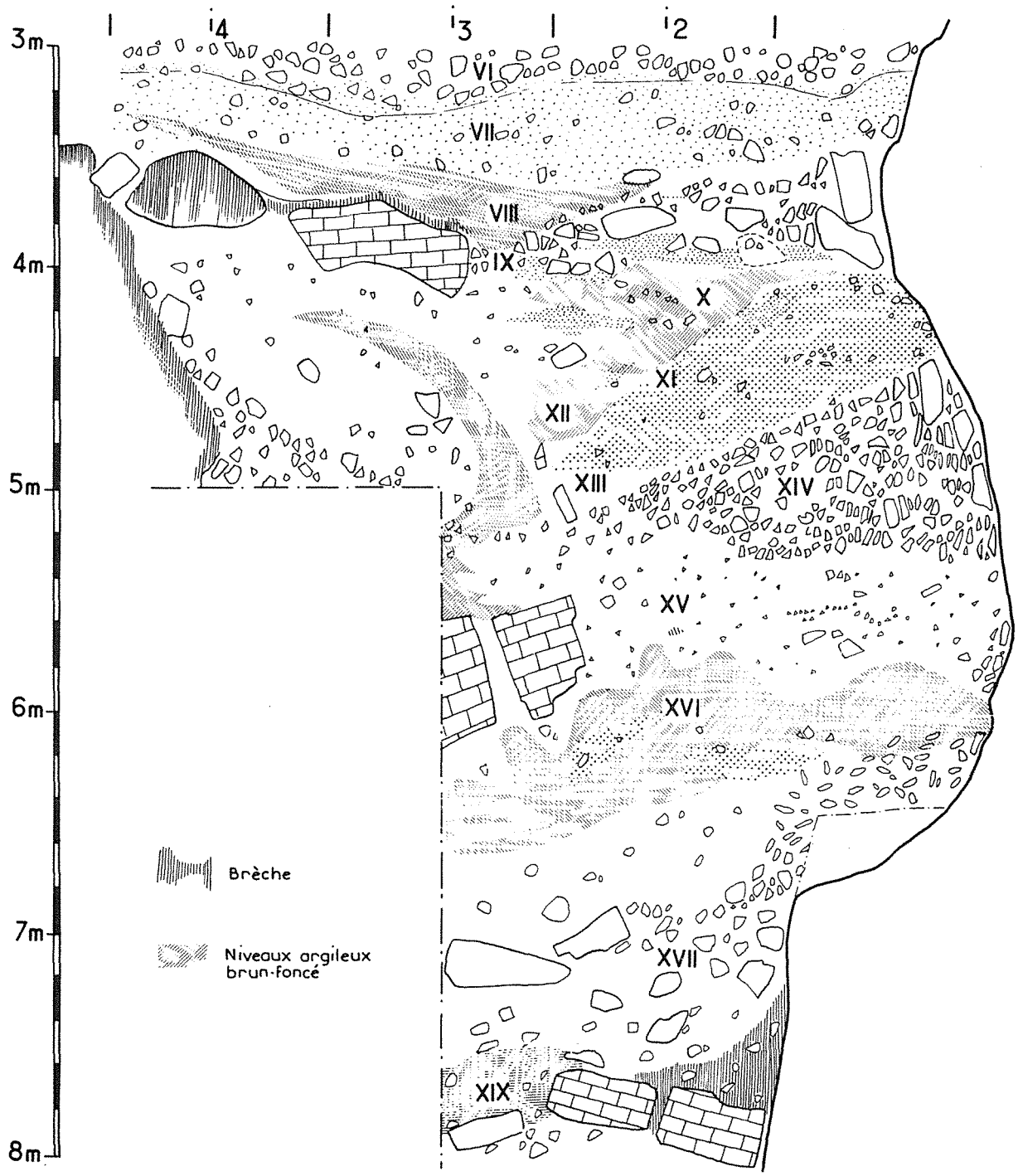


Fig.63 GIGNY : Stratigraphie transversale réelle de l'ensemble moyen, vue vers l'est, (entre les zones H et I).

D'après M. Vuillemey

→ *Couche XIX : C'est une couche puissante (1,20 m) présentant un léger pendage longitudinal vers l'intérieur de la grotte, et une disposition transversale " en berceau " peu accentuée. Il est assez remarquable de constater que son dépôt s'est effectué alors que le porche de la grotte était passablement rétréci comparativement aux zones inférieures et supérieures. C'est en effet à partir des niveaux supérieurs à cette couche que les parois du porche s'écartent sensiblement, surtout au niveau de la paroi sud.*

Trois niveaux sensiblement différents ont été reconnus : le niveau supérieur (XIXa - 25 cm) apparaît comme une blocaille calcaire aux éléments émoussés enrobés dans une matrice argileuse brun-rouge (F 46) dont la surface supérieure est légèrement ondulée transversalement (visible en coupe longitudinale) ; le niveau moyen (XIXb - 20 cm) de couleur sensiblement plus claire que le précédent, à éléments calcaires plus grossiers ; le niveau inférieur (XIXc), le plus puissant (80 cm) ressemble au niveau supérieur : blocaille calcaire à matrice argileuse de couleur brune (H 62).

D'une manière générale, la couleur globale de cette couche XIX est plus foncée que tous les niveaux sus-jacents. Elle est d'autre part riche en éléments allochtones (galets de quartz, billes de limonite) ainsi qu'en fragments de calcite.

→ Couche XX : Puissance 25 cm. C'est une couche bien individualisée par son aspect général et par ses limites nettes avec les niveaux sus et sous-jacents. Sa base repose en effet sur un plancher stalagmitique cohérent et discontinu, légèrement incliné vers l'intérieur et la paroi nord de la grotte. Sa partie supérieure est soulignée par une pellicule d'argile brun-foncé d'un demi-centimètre d'épaisseur. Un litage pseudo-varvé affecte localement sa structure, parallèlement à ses limites inférieure et supérieure. Cette couche est indurée localement et son débit se fait par plaques cohérentes, mais friables parallèlement à la structure visible.

Malgré quelques gros blocs épars très altérés, cette couche est essentiellement représentée par une fraction fine (argilo-limoneuse).

La partie supérieure de la couche est plus claire, ocre-jaune (C 63) que la partie inférieure plus brune (D 63).

D) L'ensemble inférieur (Fig. 64 à 69)

→ Couche XXI : Elle englobe deux niveaux très différents :

. Niveau XXIa : plancher stalagmitique très dur, formé de calcite cristalline très cohérente, disposé en strates massives séparées par des discontinuités visibles où se glissent des lentilles de cailloutis cryoclastiques plus ou moins soudés.

Très épais vers l'avant du sondage (80 cm), il se réduit vers l'arrière et n'existe pas au niveau des carrés H.

. Niveau XXIb : c'est un cailloutis cryoclastique libre, sans matrice argileuse interstitielle (open-work), légèrement bréchifié au contact du plancher sus-jacent et s'enrichissant progressivement en éléments fins vers le bas.

De 80 cm de puissance au niveau des carrés H, il diminue vers l'avant, c'est-à-dire à l'inverse de la calcite sus-jacente.

Les rapports entre ces deux niveaux sont singuliers : localement, le plancher calcitique semble reposer de manière discontinue sur le cailloutis inférieur, faisant penser à un affaissement postérieur à la cristallisation de cette masse calcitique. Ailleurs, il y a passage progressif entre calcite pure, cailloutis bréchifié et cailloutis libre, évoquant une cristallisation calcitique directement sur le cailloutis. A l'appui de cette thèse, il faut remarquer que la masse cristallisée adhère fortement aux parois calcaires et ne s'en est pas détachée après sa formation. La discontinuité brusque entre ces deux niveaux peut, à notre avis, mieux s'expliquer par une modification structurale du niveau inférieur : originellement plus cohérent et moins lacuneux, c'est-à-dire se prêtant bien à supporter la formation d'un plancher, il a été postérieurement lessivé et dépossédé de ses éléments plus fins que l'on retrouve vers le bas de la couche.

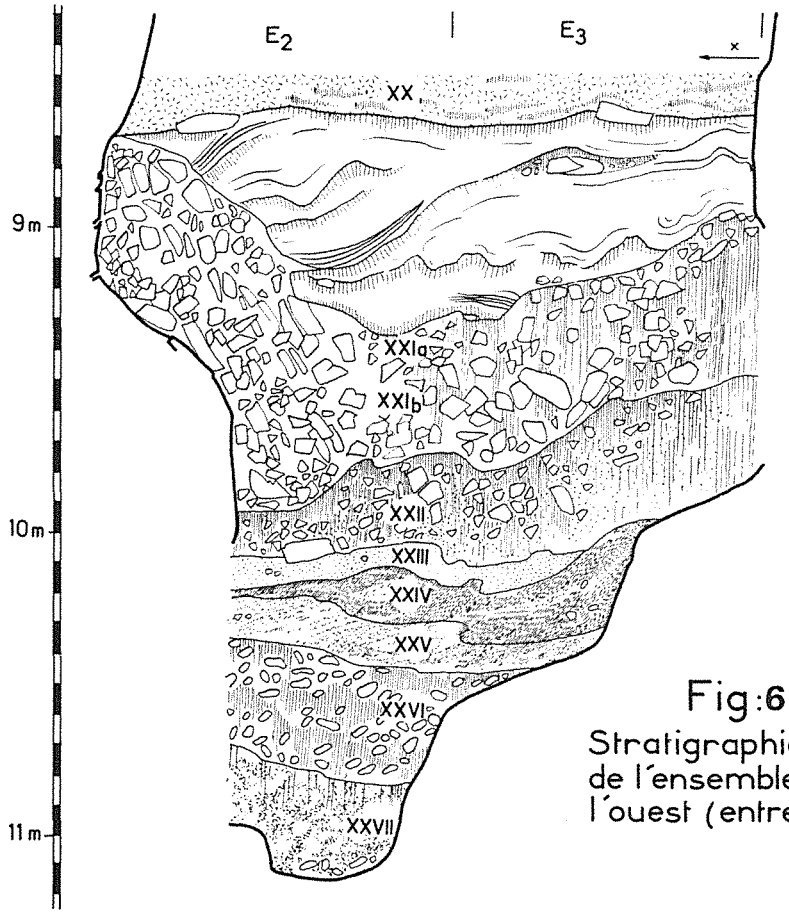


Fig:64 GIGNY
Stratigraphie transversale réelle de l'ensemble inférieur , vue vers l'ouest (entre les zones E et F).
D'après M. VUILLEMEY

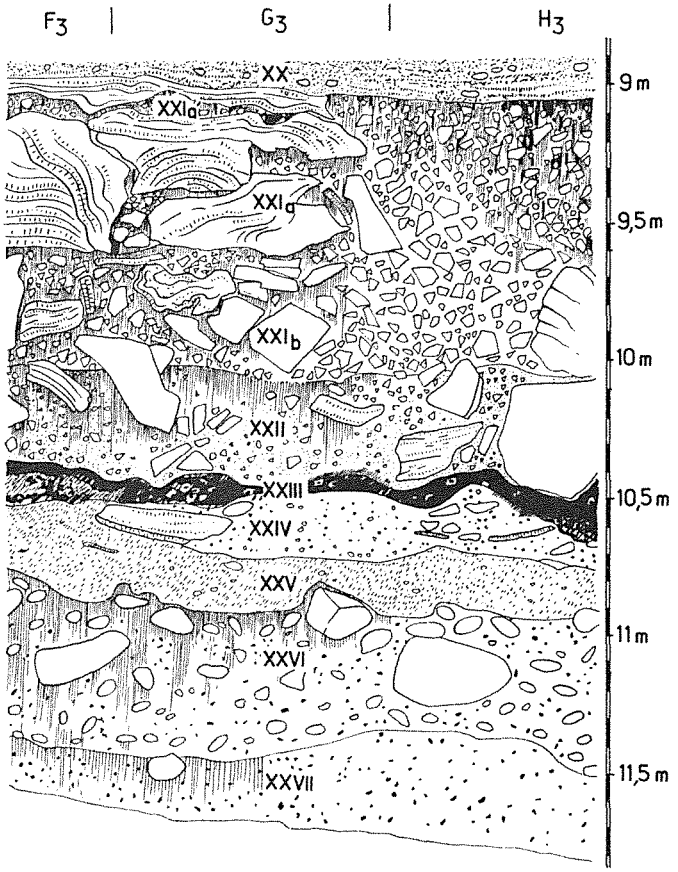


Fig.65 GIGNY : Stratigraphie longitudinale réelle de l'ensemble inférieur, vue vers le nord, (entre les zones 3 et 4). D'après M. Vuillemey

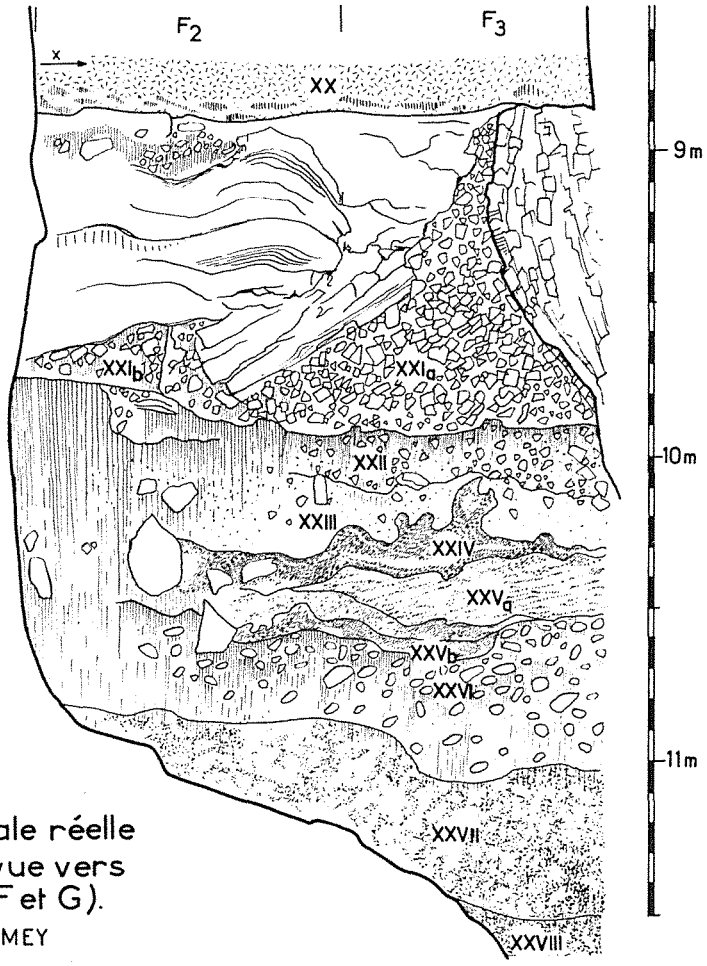


Fig:66 GIGNY
Stratigraphie transversale réelle de l'ensemble inférieur, vue vers l'ouest (entre les zones F et G).
D'après M. VUILLEMEY

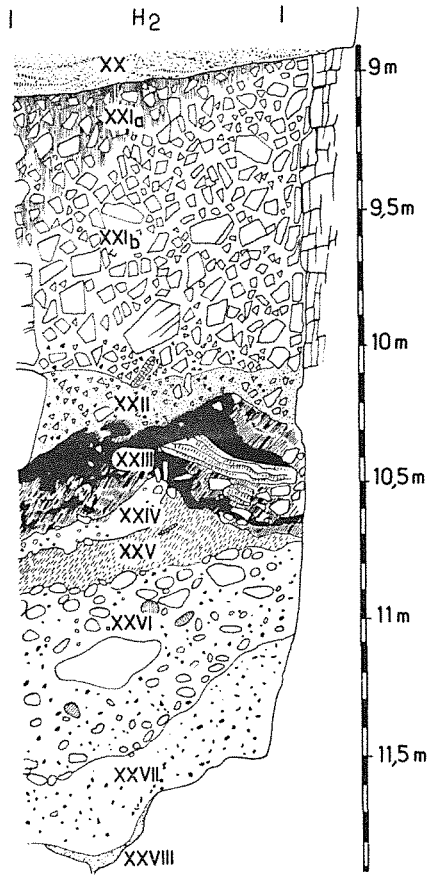


Fig.67 GIGNY : Stratigraphie transversale réelle de l'ensemble inférieur, vue vers l'est, (entre les zones G et H). D'après M. Vuillemey

→ Couche XXII : De puissance irrégulière (10 cm contre les parois, 30 cm au centre) la couche XXII pourrait être une variante de la couche XXIb. Cependant, les blocs y sont présents malgré une absence de fractions grossières comprises entre 6 et 10 cm, donnant une allure mieux classée à l'ensemble. Ainsi, cette couche apparaît comme une blocaille calcaire cryoclastique, mais fortement corrodée, cupulée, localement bréchifiée, englobée dans une matrice sablo-argileuse de couleur sombre.

Il est peu probable que les processus diagénisant (essentiellement par cristallisation calcitique) soient les mêmes que ceux ayant affecté la couche XXI. En effet, il y a lacune de cristallisation calcitique entre ces deux couches d'une part, et d'autre part les éléments calcaires de la couche XXII sont recouverts d'un encroûtement ferro-manganifère important. Ils représentent donc, à notre avis, deux périodes bien distinctes chronologiquement comportant chacune le couple [dépôt-diagénèse] individualisé.

→ Couche XXIII : D'une puissance variant entre 15 et 30 cm, cette couche est très particulière. Sa couleur est nettement plus foncée que celle des autres couches (F 23). Quelques rares blocs sont accompagnés de fragments calcaires et calcitiques très colorés superficiellement par la matrice fine qui les englobe. Celle-ci est argileuse, mais contient également un fort pourcentage de fragments colorés de calcite disloqués. L'ensemble est meuble, plus teinté vers le haut que vers le bas.

→ Couche XXIV : Puissance 15 cm. Elle est très comparable à la couche sus-jacente, mais de teinte générale plus claire. Les éléments calcaires qu'elle contient sont d'autre part plus nombreux, plus anguleux et les fragments de calcite plus abondants.

→ Couche XXV : Puissance de 10 à 15 cm. Elle est également comparable aux deux couches sus-jacentes, surtout à la couche XXIII par sa couleur et sa texture, bien qu'elle soit plus homogène.

→ Couche XXVI : D'une puissance importante et régulière (60 cm) cette couche est remarquable par bien des aspects :

Elle est riche en blocs très émoussés ("pseudo-galets") de calcaire et de calcite cristalline non lités, recouverts le plus souvent d'une épaisse croûte noirâtre ayant parfois (surtout en ce qui concerne les petits éléments) mieux résisté à une dissolution postérieure. Il ne reste, en effet, chez certains uniquement l'enveloppe autour d'un vide.

La matrice argileuse, de couleur foncée, moins bien représentée que dans les trois couches supérieures, est indurée localement, soudant les éléments calcaires et calcitiques en un poudingue hétérométrique. Cette matrice contient de nombreux fragments de croûtes noirâtres, disloqués.

→ Couche XXVII : Puissance de 20 à 30 cm. Elle est comparable à la couche XXV et diffère de la couche XXVI intercalée par la nature moins grossière des éléments calcaires et leur forme générale moins arrondie, leurs arêtes plus émoussées qui les rapprochent d'éléments cryoclastiques classiques. Cette couche est par contre, comme la précédente, consolidée en brèche.

→ Couche XXVIII : Reconnue tout au fond du sondage dans un secteur très limité, sa puissance et sa disposition n'ont pu être estimées avec précision.

Texturalement, elle apparaît composée d'éléments fins d'allure sableuse, englobés dans une matrice argileuse de couleur claire (C 63). Elle repose sur le socle rocheux très nettement incliné vers l'intérieur de la grotte.

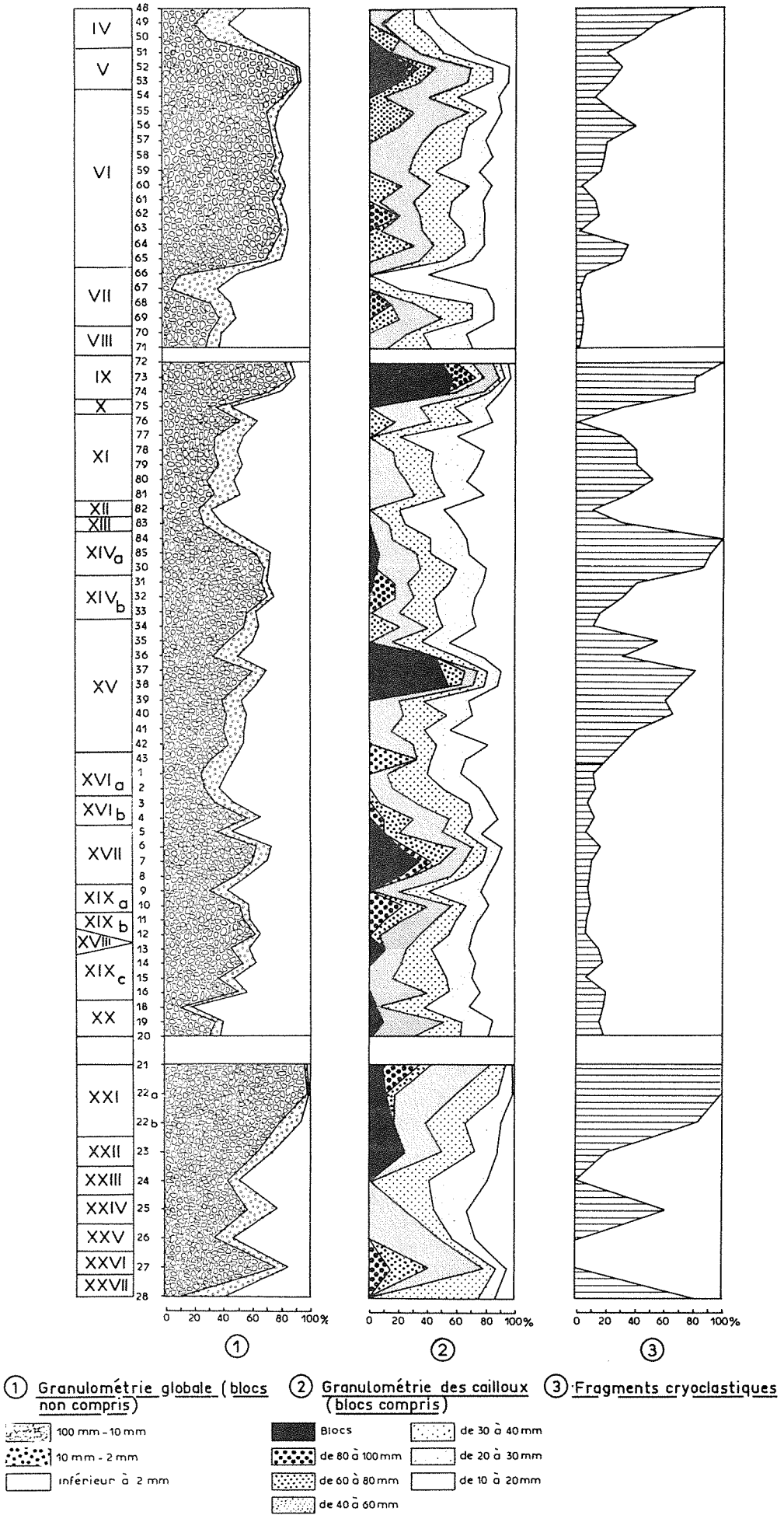


Fig. 68 GIGNY - Fractions grossières

III. - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

Les niveaux historiques et protohistoriques, trop perturbés artificiellement, n'ont pas fait l'objet d'étude sédimentologique particulière. Leur nature essentiellement cendreuse traduit un apport important par l'homme et, de ce fait, il est impossible de tirer de leur étude les renseignements paléoclimatiques et chronologiques, but premier des études sédimentologiques des remplissages karstiques. Celles-ci concerneront donc les trois ensembles définis précédemment, constitués tous de blocs calcaires et calcitiques entourés d'une matrice argileuse.

A) La fraction grossière (Fig. 68 et 69)

1) L'ensemble supérieur : couches IV à VI

L'ensemble supérieur, d'une puissance de 1,5 m environ, présente des caractéristiques générales propres :

. un pendage général de 12 à 15 degrés vers l'extérieur,
. une disposition transversale horizontale ne manifestant aucun apport prédominant des parois en particulier,
. une prédominance nette du pourcentage de la fraction grossière sur la fraction fine (sauf pour la couche IV),
. parmi cette fraction grossière, les pourcentages des cailloux de diamètre inférieur à 6 cm sont largement dominants, voire exclusifs,
. à vrai dire, les deux couches V et VI sont très comparables à quelques nuances près, et très différentes par contre de la couche IV.

Examinons en détail chaque couche de ce sous-ensemble.

→ Couche IV : Elle est très différente de toutes les autres et rappelle, par ailleurs, des niveaux reconnus dans d'autres gisements de Franche-Comté (couche III du remplissage du Trou du Diable à Prétin (Jura) - couche de l'abri de Gigot (Doubs)) et précédemment décrits. La fraction grossière, relativement réduite, est constituée d'une majorité de plaquettes de calcite friables et lacuneuses, à porosité élevée. Les fragments de calcaire sont relativement émoussés. La fraction fine est constituée essentiellement d'un tuf argileux pulvérulent blanchâtre. Les fragments concrétionnés, agglomérant des particules plus petites, y sont nombreux.

→ Couche V : Elle est très comparable à la couche suivante, avec cependant des nuances :

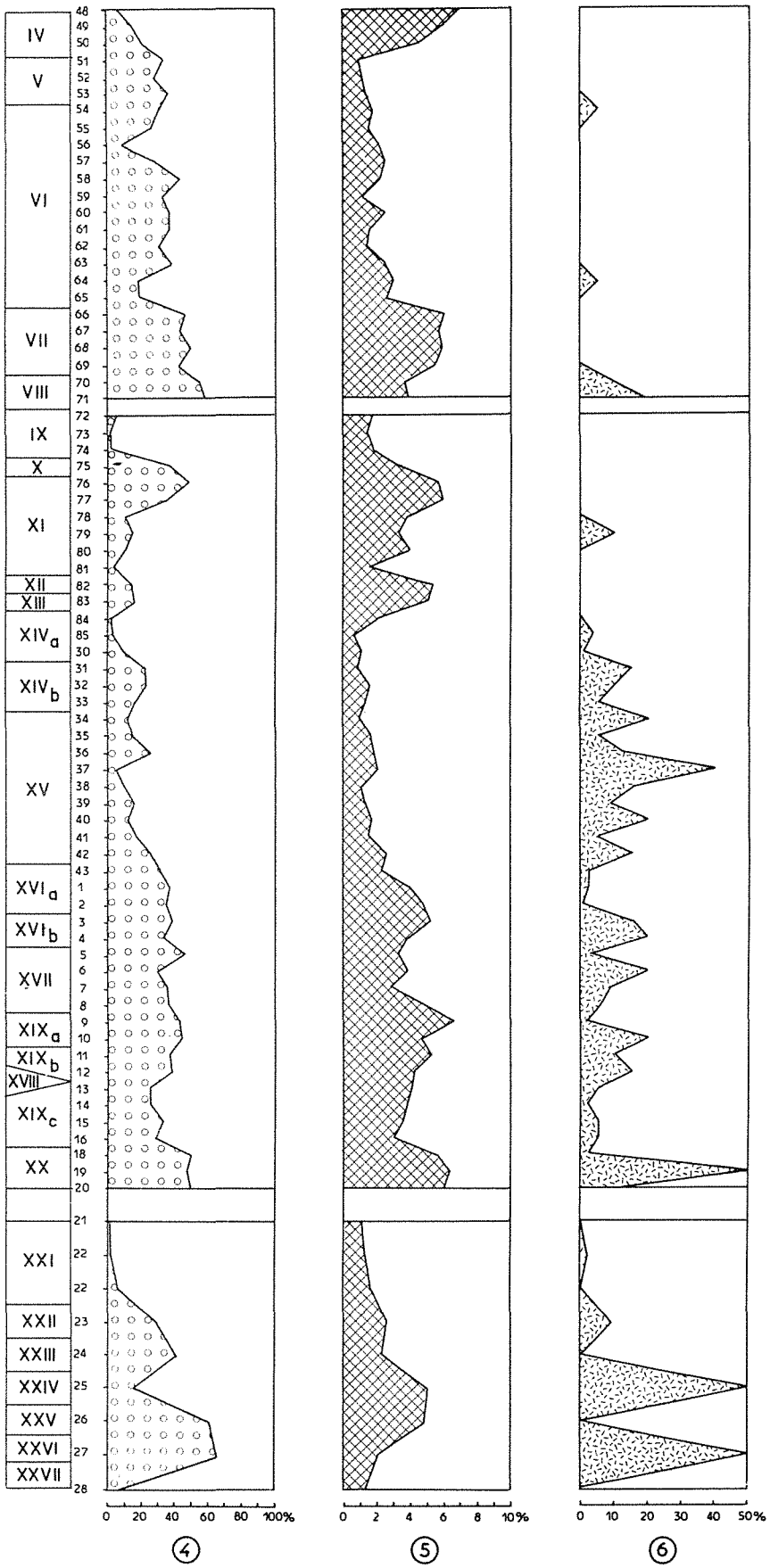
Le pourcentage d'éléments grossiers y est encore plus important.

Toutes les fractions granulométriques sont représentées dans la fraction grossière, y compris des blocs.

L'indice d'émoussé y est sensiblement plus élevé.

L'ensemble des cailloux présente surtout au niveau des échantillons supérieurs un encroûtement calcaire gris très remarquable.

→ Couche VI : Elle est, et de loin, la couche la plus puissante de ce remplissage. Les éléments grossiers, de diamètre inférieur à 6 cm, y sont largement prédominants (de 70 à 80 % de l'ensemble). On y trouve, par contre, peu d'éléments cryoclastiques francs et l'indice d'émoussé de tous les échantillons (exception faite de l'échantillon 56) y est important. Elle ne présente aucune différenciation sédimentologique latérale. D'avant en arrière du porche, comme d'une paroi à l'autre de la cavité, le remplissage est comparable à quelques détails près. Les cailloux les plus hétérométriques dans leurs dimensions (lon-



(4) Indice d'émoussé
(5) Porosité
(6) Pourcentage de concrètions P (calcite)

Fig.**69** GIGNY . Fractions grossières

gueur, largeur) ne sont pas systématiquement orientés selon leur plus grande face. Quelques blocs de calcite épars (échantillons 64 et 54) présentent les mêmes caractéristiques morphologiques que les cailloux calcaires. De plus, les fractions moyennes (de 10 à 2 mm) contiennent très peu d'os de microfaune, ce qui contraste avec les autres couches du remplissage.

En résumé, cette couche présente les caractéristiques nettes d'une vaste coulée de solifluxion qu'une discontinuité sédimentologique au niveau des échantillons 55 et 56, interrompt peut-être transitoirement.

2) L'ensemble moyen : couches VII à XX

L'ensemble moyen présente une grande variété stratigraphique de bas en haut, puisque 14 couches différentes y ont été reconnues lors de la fouille sur une puissance totale de l'ordre de 5 mètres dans la zone la plus externe du sondage et de 6 mètres le long de la stratigraphie la plus interne (limite des carrés H et I).

Ce vaste ensemble peut assez nettement se décomposer en deux sous-ensembles à caractéristiques sédimentologiques assez différentes.

a) Sous-ensemble supérieur : couches VII à XV

D'une manière générale, cet ensemble présente de haut en bas des caractéristiques sensibles.

La coupe longitudinale fait apparaître une grande disparité dans la puissance des couches de cet ensemble : elles s'amincissent alternativement vers l'intérieur (couche XIV) puis vers l'extérieur (à partir de la couche XIII).

La coupe transversale traduit une sédimentation discontinue avec des lacunes de sédimentation ou d'érosion importantes.

L'irrégularité de puissance et de disposition se double d'une grande disparité de texture et de contenu : une granulométrie globale très variable de bas en haut, un pourcentage d'éléments cryoclastiques allant de 2 % à 100 %, un indice d'émoussé et une porosité très variables d'une couche à l'autre, le pourcentage de calcite, abondant dans les couches inférieures, diminue, voire même s'annule à partir du sommet de la couche XI.

En résumé, *ce sous-ensemble présente des niveaux très contrastés sédimentologiquement, dans un contexte à cryoclastie vigoureuse. C'est d'ailleurs au niveau de cet ensemble que la roche encaissante est la moins stabilisée, la limite entre le remplissage et la paroi étant parfois difficile à placer avec précision.* C'est également à ce niveau que les parois se creusent nettement, du moins pour celles exposées au Nord.

Examinons en détail chaque couche de ce sous-ensemble.

→ *La couche VII présente une structure originale grumeleuse. Elle est fortement compactée et indurée par une précipitation calcaire qui lui donne l'apparence d'un horizon pédologique d'accumulation calcique.*

→ *La couche VIII : Comme la couche VII qui la surmonte, mais de manière différente, en relation probable avec un environnement climatique légèrement différent, la couche VIII traduit un ralentissement des agents cryogènes et une altération chimique prononcée : faible pourcentage des éléments grossiers représentés surtout par leurs fractions les plus fines, peu ou pas d'éléments cryoclastiques, fort indice d'émoussé et porosité importante. Les fragments de calcite y sont importants.*

→ *La couche IX donne une bonne image de la couche cryoclastique par excellence : fort pourcentage de fractions grossières (atteignant 85 % dans l'échantillon 73) représentées par toutes les classes granulométriques, avec prédominance de blocs, pourcentage croissant avant d'arriver au maximum absolu dans la partie supérieure, faible indice d'émoussé et faible porosité. La chute brusque de certains pourcentages peut cependant nous amener à penser que la partie supérieure de la couche a pu être tronquée antérieurement à l'induration calcitique qu'elle a subie.*

→ *La couche X : Ses caractéristiques sédimentologiques la rapprocheraient des couches XII et XIII avec des nuances sensibles : granulométrie plus grossière, éléments cryoclastiques plus abondants, indice d'émoussé plus important. ELle traduit cependant un ralentissement des agents cryogènes et une importance des phénomènes d'altération.*

→ *La couche XI peut globalement représenter, comme la couche XIV, un cycle cryoclastique complet, bien que les différentes caractéristiques sédimentologiques nous inclinent à plus de nuances. La granulométrie globale traduit une croissance régulière du pourcentage des fractions grossières et ne passe pas par un maximum dans sa partie moyenne. La granulométrie des cailloux montre une absence des fractions supérieures à 4 cm vers la partie supérieure de la couche (échantillon 77). Le pourcentage des éléments cryoclastiques croît rapidement, passe par un maximum important (50 % - échantillon 80) puis décroît sensiblement pour être nul au sommet (échantillon 76). L'indice d'émoussé et la valeur de la porosité croissent régulièrement depuis la base jusqu'au sommet. Les fragments de calcite ne sont présents que dans l'échantillon 79.*
Il semble que nous ayons affaire ici à un cycle cryoclastique incomplet, parce que tronqué en sa partie supérieure, cette ablation précédant une altération poussée.

→ *La couche XII : Seules les fractions granulométriques inférieures à 4 cm sont représentées, le pourcentage des éléments cryoclastiques atteint un minimum de 6 %, et la porosité est très importante.*

→ *La couche XIII : Elle est caractéristique d'un ralentissement net des agents cryogènes et d'une reprise de l'altération chimique : faible pourcentage des éléments grossiers uniquement représentés par les fractions granulométriques inférieures à 6 cm, diminution sensible du pourcentage d'éléments cryoclastiques (25 %), indice d'émoussé et porosité en augmentation, pas de fragments de calcite.*

→ *La couche XIV : La granulométrie globale traduit un cycle cryoclastique complet, par une importance croissante puis décroissante (passant par un maximum voisin de 70 % au niveau des échantillons 30, 31 et 32) du pourcentage de la fraction grossière. La granulométrie des cailloux confirme cet aspect, nuancé par contre par les autres caractéristiques : le niveau supérieur (XIVa, échantillons 84, 85 et 30) est riche en éléments cryoclastiques (de 90 % à 100 %), présente un très faible indice d'émoussé, une porosité faible et contient peu de fragments de calcite (moins de 5 %). Le niveau inférieur, par contre, présente une légère tendance à l'inversion de ces caractères complémentaires : un plus faible pourcentage d'éléments cryoclastiques tendant cependant à s'accroître, une valeur plus importante de l'indice d'émoussé et de la porosité et une plus grande quantité de fragments calcitiques avec un pic à 20 % dans l'échantillon 31.*

→ *La couche XV : La granulométrie globale, ainsi que la granulométrie des cailloux, traduisent une discontinuité sédimentologique au niveau de l'échantillon 36. Les niveaux situés en dessous (échantillons 37-38) et au-dessus (échantillons 34 et surtout 35) présentent un fort pourcentage de fractions grossières (50 à 60 %), un équilibre de toutes les fractions granulométriques des cailloux (quoique plus riche en blocs dans le niveau inférieur), un pourcentage d'éléments cryoclastiques important (plus de 50 %), un indice d'émoussé et une porosité faibles, ainsi qu'une importante présence de calcite. L'échantillon 36 présente des caractéristiques nettement inversées, encore sensibles dans l'échantillon 35.*

b) Sous-ensemble inférieur : couches XVI à XX

D'une manière générale, cet ensemble présente de haut en bas des constantes assez remarquables :

. une régularité d'épaisseur longitudinale des niveaux reconnus à la fouille, présentant un léger pendage vers l'intérieur, traduisant une tendance à l'alimentation de l'extérieur vers l'intérieur.

. une disposition transversale " en berceau " de chaque niveau, disposition allant en s'accentuant progressivement de bas en haut, traduisant une alimentation pariétale importante et prédominante en tout cas sur l'alimentation à l'aplomb du porche.

. un rapport globalement constant,de 1/3 à 1/5, entre le poids de la fraction moyenne par rapport à la fraction grossière.

. un pourcentage faible des éléments cryoclastiques (de 10 à 20 %).

. un indice d'émoussé important et constant (entre 30 et 50), ayant tendance à diminuer dans les niveaux supérieurs.

. une porosité importante (de 4 à 8 %).

. une présence constante, mais très irrégulière du pourcentage de calcite dans la fraction grossière avec un maximum dans la couche XX (50 %) et une alternance cyclique d'abondance (20 %) et de rareté (5 %).

. un fort pourcentage constant et régulier d'agrégat argileux dans la fraction 5 mm - 10 mm (de 40 à 70 %).

. une présence constante, mais en régression sensible, du bas vers le haut, de petits galets karstiques dans cette même fraction (30 pour 100 grammes dans la couche XX, se réduisant progressivement par une courbe en " dent de scie " régressive à 2 pour 100 grammes dans la couche XVI).

Malgré les caractéristiques générales assez remarquables de ce sous-ensemble inférieur, chaque niveau reconnu à la fouille et même chaque prélèvement successif à l'intérieur de chaque niveau présentent des différences sensibles.

→ *Couche XVI : Le tableau comparatif des caractéristiques de la fraction grossière de la couche XVI peut paraître surprenant. Les prélèvements 39-40 et 41 semblent, en effet, annoncer les caractéristiques de la couche XV, très différente par son contenu. Ceci vient du fait qu'il y a décalage entre les deux colonnes de prélèvements, l'une (de 39 à 43) située plus près de la paroi que l'autre (de 1 à 4) et subissant, de ce fait, des conditions d'homogénéisation au contact de celle-ci. Aussi, les caractéristiques de premier ordre (sédimentation) sont assez générales dans tous les prélèvements, alors que les caractéristiques de second ordre (diagénèse) présentent des différences sensibles. La granulométrie globale traduit un maximum des éléments grossiers dans le niveau XVIb (55 %) diminuant progressivement dans le niveau supérieurXVIa (25 %). Les*

échantillons 39 à 43 représentant le niveau XVIa sont les équivalents latéraux proches de la paroi des échantillons 1 et 2 situés dans la partie centrale du remplissage. La granulométrie des cailloux montre l'exclusivité des fractions réduites (de 1 cm à 6 cm) sauf à la base de la couche XVIa au contact de la paroi (échantillon 43). Le pourcentage des éléments cryoclastiques va en croissant vers le sommet de la couche, alors que l'indice d'émoussé et la porosité diminuent. Les fragments de calcite sont toujours présents en quantité moyenne (de 10 à 25 %). Les échantillons 1 et 2 contiennent d'importantes boules d'argile indurée et concrétionnée.

→ Couche XVII : Comme pour la couche sous-jacente, la granulométrie globale traduit un cycle cryoclastique complet, apparemment plus court, à en juger par la puissance, mais plus nettement marqué. Toutes les fractions granulométriques sont en effet présentes et les blocs sont en particulier bien représentés dans la partie moyenne (échantillons 6 et 7). Les éléments cryoclastiques sont encore faiblement présents (moins de 20 %) et l'indice d'émoussé est important, comme la porosité. Le pourcentage de calcite passe par un maximum (25 %) dans la partie moyenne de la couche.

→ Couche XIX : La granulométrie globale traduit un cycle cryoclastique complet : croissance du pourcentage des fractions grossières dans la base de la couche (horizon XIXc) atteignant un maximum vers le milieu (horizon XIXb - prélèvement 12) pour décroître progressivement dans l'horizon XIXa, pour atteindre un minimum dans l'échantillon 9 (35 %). Seules les fractions granulométriques 1 cm - 6 cm sont représentées à la base, les fractions plus grossières apparaissant au sommet après une chute limitée de blocs lors du passage de l'horizon XIXc à l'horizon XIXb. Cette fraction grossière est représentée par un faible pourcentage d'éléments cryoclastiques (moins de 20 %) et témoigne au contraire d'un indice d'émoussé important, croissant vers le haut, comme d'ailleurs la porosité. Les éléments calcitiques sont présents dans tous les échantillons en quantité croissante vers un maximum de 20 % par rapport à l'ensemble dans l'horizon XIXa (échantillon 10) pour retomber à un minimum (moins de 5 %) dans le prélèvement sommital.

→ Couche XX : Outre son aspect varvé remarquable signalé dans la partie descriptive des différentes couches du remplissage, l'analyse granulométrique des trois prélèvements (18, 19 et 20) de cette couche traduit son originalité : faible pourcentage des éléments grossiers (30 %), absence des fractions granulométriques supérieures à 6 cm (excepté la présence de quelques blocs), peu d'éléments cryoclastiques, indice d'émoussé élevé (de 50 à 60), forte porosité et surtout près de la moitié des cailloux est représentée par de la calcite (échantillon 19).

3) L'ensemble inférieur : couches XXI à XXVII

Très hétérogène d'une couche à l'autre, l'ensemble inférieur est très différent du remplissage sus-jacent. On ne peut le caractériser globalement ; aussi, examinerons-nous ses couches constitutives une à une.

→ Couche XXIb : Les trois échantillons successifs prélevés dans cette couche traduisent un enrichissement vers le haut en fractions grossières qui représentent près de 100 % des échantillons supérieurs (21 et 22a). Cet enrichissement s'accompagne d'une meilleure répartition des éléments dans toutes les classes granulométriques des cailloux représentés essentiellement et même exclusivement par des fragments cryoclastiques calcaires à faible indice d'émoussé et faible porosité.

→ *Couche XXII : La granulométrie globale traduit une hausse sensible du pourcentage des éléments grossiers par rapport aux couches sous-jacentes et ceux-ci ont une distribution plus large que précédemment : présence en particulier de blocs d'effondrement. Les éléments cryoclastiques y sont nombreux, quoique représentés par des éléments cupulés aux formes de type déchiqueté, plus que par des fragments aux arêtes vives et faces planes. L'indice d'émoussé, ainsi que la porosité, sont de valeur moyenne, tandis que 10 % de l'ensemble grossier sont représentés par des éléments calcitiques.*

→ *Couche XXIII : Les éléments grossiers représentent la moitié de l'ensemble de l'échantillon et ne dépasent pas 4 cm de diamètre. Ils sont très émoussés (absence d'éléments cryoclastiques) et ont une porosité moyenne.*

→ *Couche XXIV : La fraction grossière, bien représentée (près de 60 %) est constituée d'éléments de diamètre inférieur à 6 cm, à caractère cryoclastique net, indice d'émoussé faible et par contre, à porosité élevée. La moitié des fragments grossiers est composée de calcite.*

→ *Couche XXV : Moins de la moitié de l'ensemble de l'échantillonnage (40 %) est représentée par des éléments grossiers uniquement calcaires, de diamètre inférieur à 6 cm, non cryoclastiques, à indice d'émoussé et porosité élevés.*

→ *Couche XXVI : La granulométrie globale est représentative d'un fort pourcentage des éléments grossiers (70 %) distribués dans toutes les classes granulométriques (de 1 cm à 10 cm). Aucun élément cryoclastique n'y est présent et l'indice d'émoussé est élevé. La moitié de l'ensemble considéré est représentée par des fragments de calcite modelés en pseudo-galets à forts encroûtements ferro-magnésiens.*

→ *Couche XXVII : La granulométrie globale traduit un pourcentage très faible des éléments grossiers (10 %), surtout représentés par des cailloux calcaires de diamètre inférieur à 4 cm, de type cryoclastique à faible indice d'émoussé. La porosité est faible et aucun fragment de calcite n'y a été reconnu.*

B) La fraction moyenne (de 2 à 10 mm)

1) Composition

Les différentes composantes de la fraction moyenne peuvent se réunir en deux types : les composantes minérales et les composantes organiques.

* Les composantes minérales sont essentiellement représentées par les fragments de calcaire qui en constituent souvent la totalité. A ceux-ci, s'ajoutent localement et dans des niveaux bien définis :

- des fragments de calcite, dont la présence et l'importance correspondent schématiquement aux rapports établis lors de l'étude de la fraction grossière,
- des agglomérats calcitiques de précipitation (surtout dès les couches IV (échantillon 48) et VII (échantillons 66, 67, 68),
- des fragments d'encroûtements phosphatés (couche XXVI) probablement décollés lors des manipulations de tamisage,
- quelques fragments et éclats de chailles et silex,
- des petits galets considérés dans la littérature comme galets karstiques, mais que nous préférons appeler galets allochtones et sur la répartition desquels nous reviendrons plus tard.

* Les composantes organiques sont seulement représentées par les esquilles osseuses, dents et fragments de dents de grands et moyens mammifères, os entiers (de membres, vertèbres, ceintures), mâchoires, fragments de mâchoires et dents isolées de microfaunes (rongeurs, insectivores, batraciens).

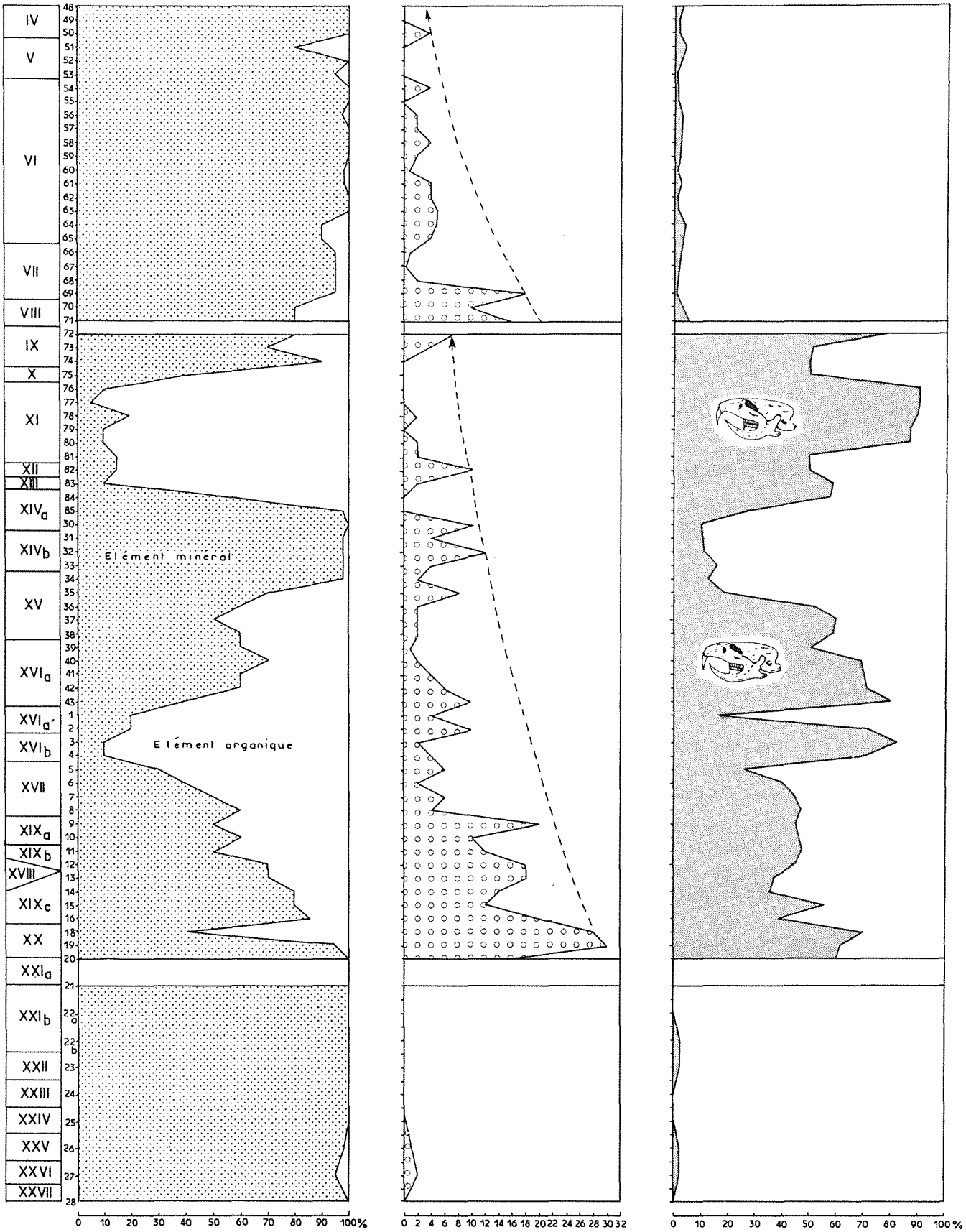
2) Répartition des différentes composantes dans la stratigraphie (Fig. 70)

a) Rapport pondéral entre élément minéral et élément organique dans la fraction 5-10 mm (Fig. 70-1)

L'examen des pourcentages comparés entre ces deux composantes nous amène à formuler les remarques suivantes :

- chacune peut constituer la totalité ou presque (pour la composante organique) de l'ensemble de la fraction comprise entre 5 et 10 mm,
- les pourcentages respectifs peuvent varier brusquement d'une couche à l'autre ou même d'un échantillon à l'autre à l'intérieur d'une même couche. Ainsi, apparaissent des pics de composante minérale ou des pics de composante organique,
- une certaine expression de la *loi du tout ou rien* apparaît sur le diagramme comparatif : lorsque la composante minérale domine, elle le fait par un pourcentage égal ou supérieur à 90. De même, lorsque la composante organique domine (ce qui est moins fréquent) elle s'exprime également par 90 % de l'ensemble.

Trois ensembles assez distincts apparaissent sur le diagramme comparatif, ceux-ci ne se superposant pas exactement d'ailleurs aux trois ensembles précédemment définis par la fraction grossière :



① Rapport pondéral entre élément minéral (calcaire - calcite ....) et élément organique (esquilles - microfaune ....) dans la fraction 5 - 10 mm.

② Nombre de galets allochtones (pour 100g de la fraction 5-10 mm).

③ Pourcentage pondéral de microfaune dans la fraction lavée (2 - 10 mm).

Fig. 70 Gigny. La fraction moyenne (2 - 10 mm).
Evolution verticale des principales composantes.

* L'ensemble supérieur (couches IV à VIII, échantillons 48 à 71)

La composante minérale domine, sous forme de cailloux calcaires. Elle est exclusive pour la couche IV et pour certains niveaux de la couche VI (échantillons 54, 55, 57, 58, 59, 62, 63). Plusieurs pics de composante organique marquent le sommet de la couche V, la base de la couche VI et la couche VIII. Ailleurs, la composante minérale représente 95 % et plus de l'ensemble.

Il est remarquable de constater que la composante minérale est dominante, voire exclusive dans les couches dont l'analyse sédimentologique et l'examen stratigraphique avaient révélé le caractère soliflué. L'indice d'émoussé, les rapports faciologiques nous ont amenés à considérer ces couches comme non en place : la faible représentation des résidus osseux et de la microfaune dans les fractions moyennes confirme cette hypothèse.

* L'ensemble moyen (couches IX à XX, échantillons 72 à 85, 30 à 43 et 1 à 20)

La représentation des deux composantes principales est beaucoup plus contrastée : trois sous-ensembles à dominante minérale apparaissent, séparés par trois sous-ensembles à dominante organique :

- Le sous-ensemble des couches IX et X : la fraction organique représente 10 à 30 % de la fraction granulométrique, puis croît assez brutalement vers le bas.

- Le sous-ensemble des couches XI à XIII : la fraction organique dépasse 80 % de la fraction granulométrique.

- Le sous-ensemble des couches XVIa - XVIb et sommet de XV : la faible représentation de la fraction organique s'explique par la grande vitesse de sédimentation de ces niveaux stratigraphiques avec un intense approvisionnement en cryoclastes à partir des parois.

- Le sous-ensemble des couches XV (base) et XVI : bonne représentation de la fraction organique (de 30 à 50 %) dans la partie supérieure atteignant 90 % de la fraction granulométrique dans la couche XVIb.

- Le sous-ensemble XVII à XX : la fraction minérale croît régulièrement de haut en bas pour représenter la totalité de la fraction granulométrique à la base de la couche XX. Un pic (60 %) de fraction organique marque le sommet de la couche XX (échantillon 18).

D'une manière générale, la bonne représentation des restes organiques, parmi lesquels des mâchoires complètes de rongeurs, traduit le caractère " en place " de tout cet ensemble moyen. Les poussées de fragments calcaires s'expliquent toujours par une plus grande vitesse de sédimentation dans les niveaux correspondants. Il n'est pas exclu, bien entendu, que tout cet ensemble, malgré son caractère " en place ", ne présente pas des lacunes sédimentaires.

* L'ensemble inférieur (couches XXI à XXVII)

Exclusivité de la fraction minérale, sauf dans la couche XXVI où les esquilles d'ours et quelques restes de microfaune parviennent à représenter 5 % de l'ensemble.

b) Fréquence et répartition des galets allochtones (Fig. 70-2)

Ils apparaissent au tamisage dans la fraction 5-10 mm. Ce sont surtout des petits galets ovoïdes de quartz et quartzites clairs, de roches vertes cristallines ou à pâte fine, de calcaires auxquels s'ajoutent, en petite quantité, des grains de limonite et d'oxyde métallique.

Surtout abondants dans l'ensemble moyen, leur fréquence diminue régulièrement de bas en haut, de la couche XX à la couche IX, avec quelques absences (échantillons 84, 85 et 74, 75, 76, 77). Dans l'ensemble supérieur, on constate le même phénomène de diminution progressive de la couche VIII à la couche IV.

Nous sommes donc en présence de deux cycles générateurs de galets allochtones, chacun de ces cycles s'épuisant petit à petit dans le temps. Du point de vue faciès, chaque cycle débute par un niveau calcitique important (couche XXI pour le cycle inférieur, couche IX pour le cycle supérieur).

Il semble logique de penser que ces deux périodes génératrices de dépôts calcitiques correspondent à deux périodes de réchauffement sensible du climat. Dans l'environnement immédiat de la grotte et en particulier sur le plateau calcaire, ces phases de réchauffement ont provoqué une pédogénèse active. Cette pédogénèse s'est développée sur la couverture probablement morainique et fluviatile héritée de l'extension glaciaire précédente, complètement disparue actuellement (un lambeau de glaciaire affleure dans la vallée du Suran en aval de Gigny). La pédogénèse a ameubli superficiellement ces formations et a permis leur solufluxion lors des phases de refroidissement würmiennes. Ainsi, nous pensons qu'une bonne part de ces galets autochtones ont pénétré de cette manière dans le réceptacle offert par le porche de la Baume de Gigny, entraînés par la masse mouvante des coulées de solifluxion. Aucun indice de reprise d'activité karstique avec existence de ruisseau ou ruissellement issu du fond du karst ne permet de faire venir ces galets de l'intérieur de la grotte, comme le fait est couramment admis pour expliquer leur existence.

c) Evolution du pourcentage pondéral de la microfaune (Fig. 70-3)

Faiblement représentée dans les ensembles inférieurs et moyens, la microfaune peut correspondre à près de 90 % de la fraction 2-10 mm dans l'ensemble moyen. Sa présence constante ici témoigne une nouvelle fois du caractère " en place " des couches de cet ensemble. Sa moins bonne représentation relative dans certains niveaux (couche XIV) peut s'expliquer par une vitesse de sédimentation plus importante diluant les apports microfaunistiques des pelotes de rapaces.

C) La fraction fine

La fraction fine est relativement abondante dans le remplissage de la Baume de Gigny, comparativement à la Baume d'Echenoz par exemple. Nous avons déjà dit que, à notre avis, ce remplissage avait des caractères (relations stratigraphiques, pendages, phénomènes de reprises ...) de remplissages de porche, très proches de l'extérieur. Cette abondance relative de la fraction fine peut être une conséquence de cette position dans le karst : ceci prouverait, une fois de plus, l'importance des apports externes (dégradation des sols du plateau par solifluxion) dans les matériaux fins des remplissages de porche.

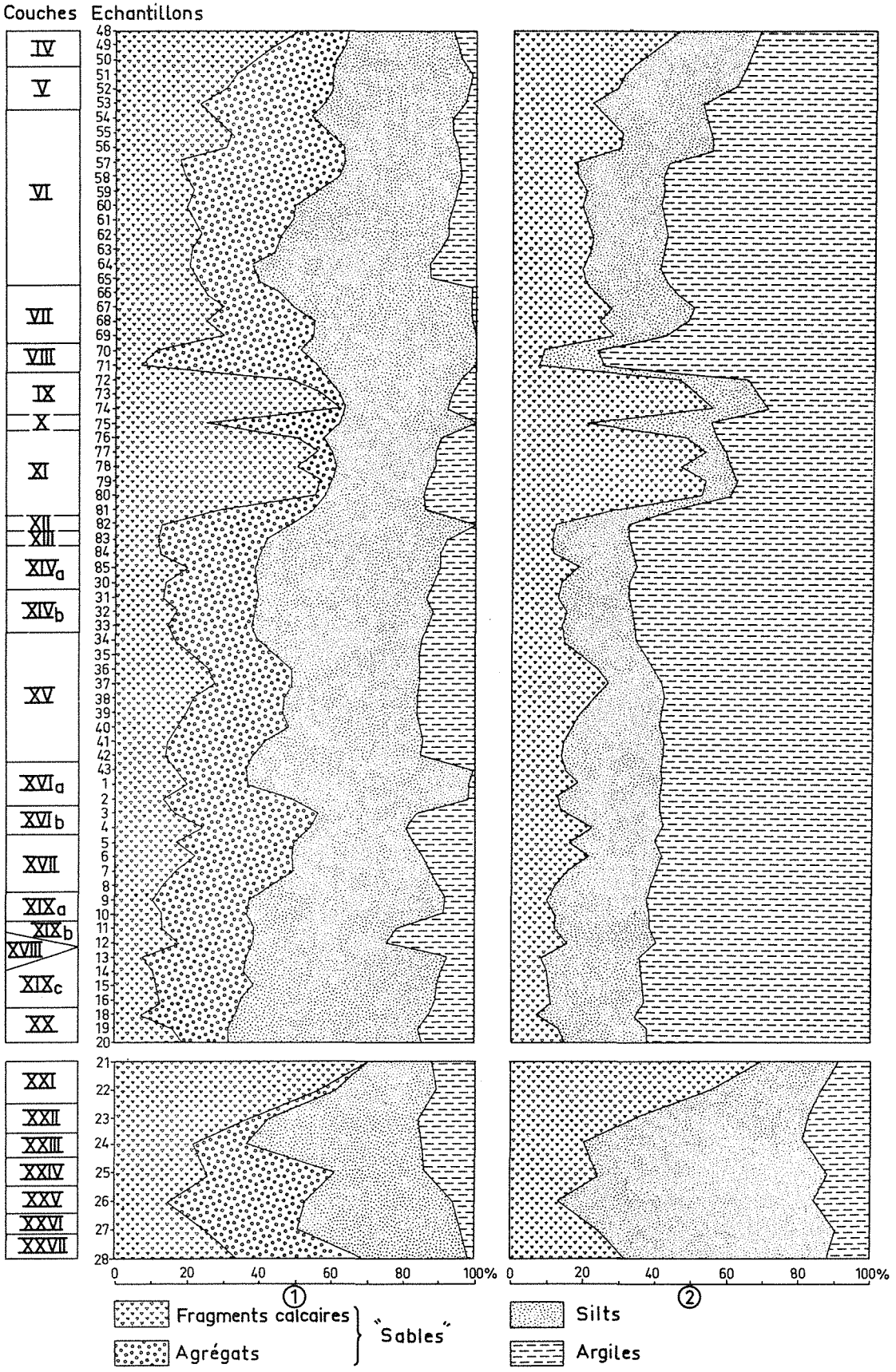


Fig. 71 GIGNY : Granulométrie globale de la fraction fine
① Sédiment brut, ② Sédiment après décarbonatation ménagée

1) Granulométrie

La granulométrie globale de la fraction fine (Fig. 71) rend compte de l'évolution verticale des trois composantes texturales : " sables ", silts et argiles.

Le sédiment brut (étudié après une simple agitation) montre une dominance des " sables " sur les autres classes texturales. En fait, nous pouvons faire la même constatation que dans le remplissage d'Echenoz : les sables sont constitués de fragments calcaires de texture sableuse et d'une forte, mais variable proportion d'agrégat dont le ciment cohérent est constitué par un " liant " carbonaté. Le taux d'argile (au sens textural du terme) est faible dans le sédiment brut et, par contre, les silts sont bien représentés dans toute la séquence stratigraphique.

Le sédiment ayant subi une décarbonatation ménagée (Fig.71-2) présente une composition texturale nettement différente : le taux d'argile devient supérieur à 50 % de l'ensemble (sauf dans les couches IX à XI), le taux de silt décroît fortement, tandis que ne demeurent dans la fraction sableuse que les fragments calcaires que la décarbonatation ménagée n'a pas sensiblement modifiés.

Deux coefficients s'affrontent et se complètent dans la fraction fine : *un coefficient de détritisme* proportionnel à la quantité de fragments calcaires issus de gélivation initiale ou plus probablement de gélivation de reprise et *un coefficient d'agrégation* proportionnel à la quantité d'agrégats ou de granules. Cette agrégation peut être initiale, c'est-à-dire héritée des sols et formations superficielles dont la fraction fine est issue, ou secondaire c'est-à-dire diagénétique et correspondre, dans ce cas, à un taux d'illuviation, comme de nombreux chercheurs l'ont interprétée.

2) Calcimétrie et ΔpH (Fig. 72)

Le pourcentage de carbonates dans la fraction fine est très variable. Il peut aller de 1 à 87 % de l'ensemble de cette fraction. L'interprétation de cette variabilité présente les mêmes problèmes que l'interprétation du taux d'agrégation précédemment évoqué : le taux de carbonates présents dans chaque niveau reconnu est-il directement hérité ou secondaire (reprécipitation, diagénèse) ?

L'évolution du taux de carbonates dans la fraction fine de la séquence stratigraphique de Gigny fait apparaître des variations sensibles :

- Les couches IV et XXI présentent les deux maximums remarquables puisque le taux de carbonates dépasse 80 % de la fraction fine.

- Les couches VIII, X, XII, XIII, XXV et XXVI présentent les six minimums remarquables puisque le taux de carbonates est voisin ou inférieur à 2 % de la fraction fine.

- Entre ces zones de valeurs extrêmes, le taux de carbonates se situe entre des valeurs s'échelonnant entre 4 et 48 %). Plusieurs ensembles peuvent être distingués :

  . De la couche V à la couche VII, le taux de carbonates présente des valeurs moyennes situées entre 20 et 38 %. Deux minimums à 20 % au sommet de la couche V (échantillon 51) et à la base de la couche VII (échantillon 68).

  . Deux pics à maximum de carbonates séparent les minimums déjà entrevus des couches VIII? X et XII.

  . De la couche XIVa à la couche XV, une certaine régularité du taux de carbonates apparaît : sa valeur se situe entre 17 et 31 %.

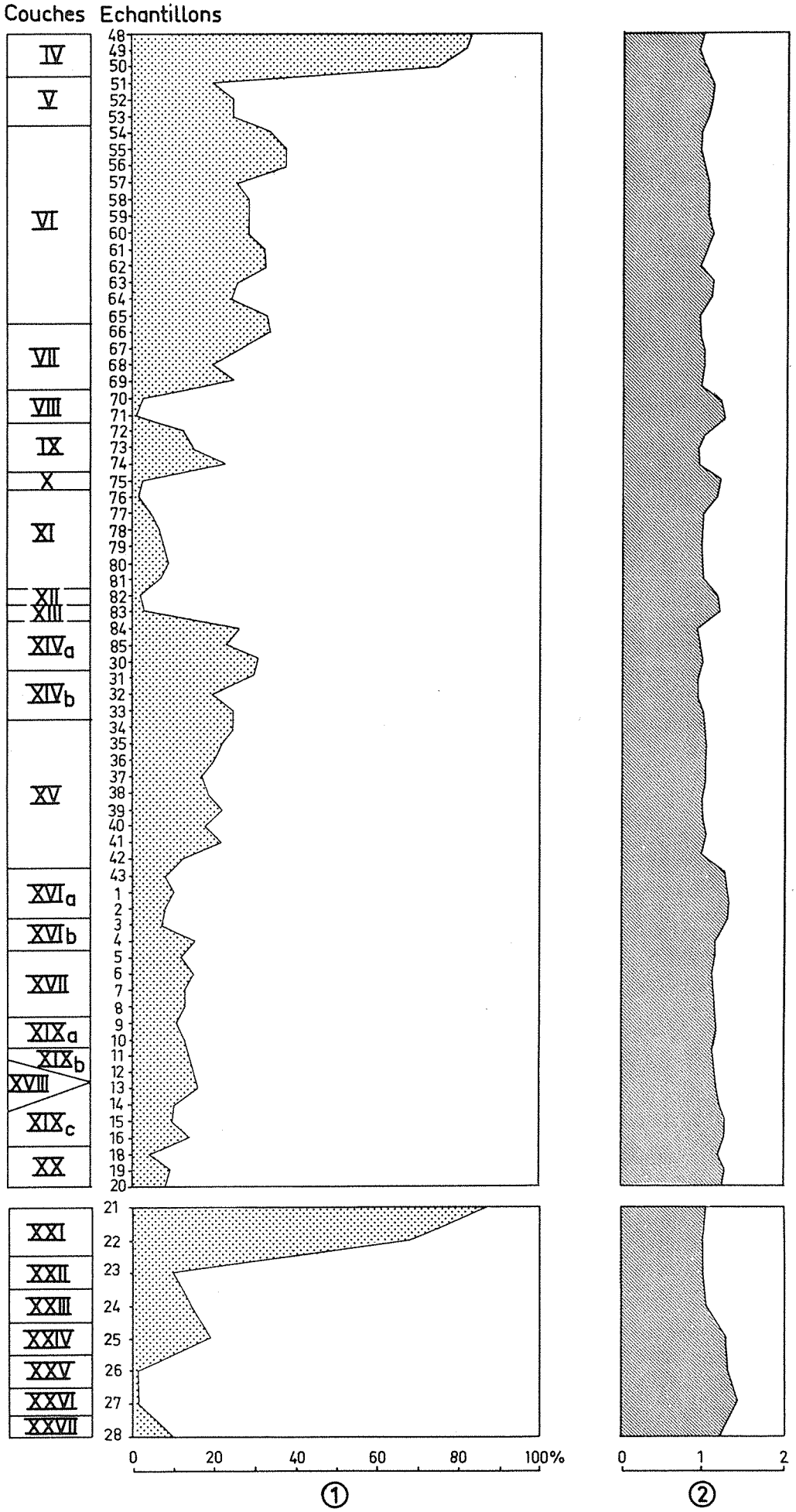


Fig.72 GIGNY : Evolution de la calcimétrie ① et de la valeur du ΔpH ② dans la fraction fine

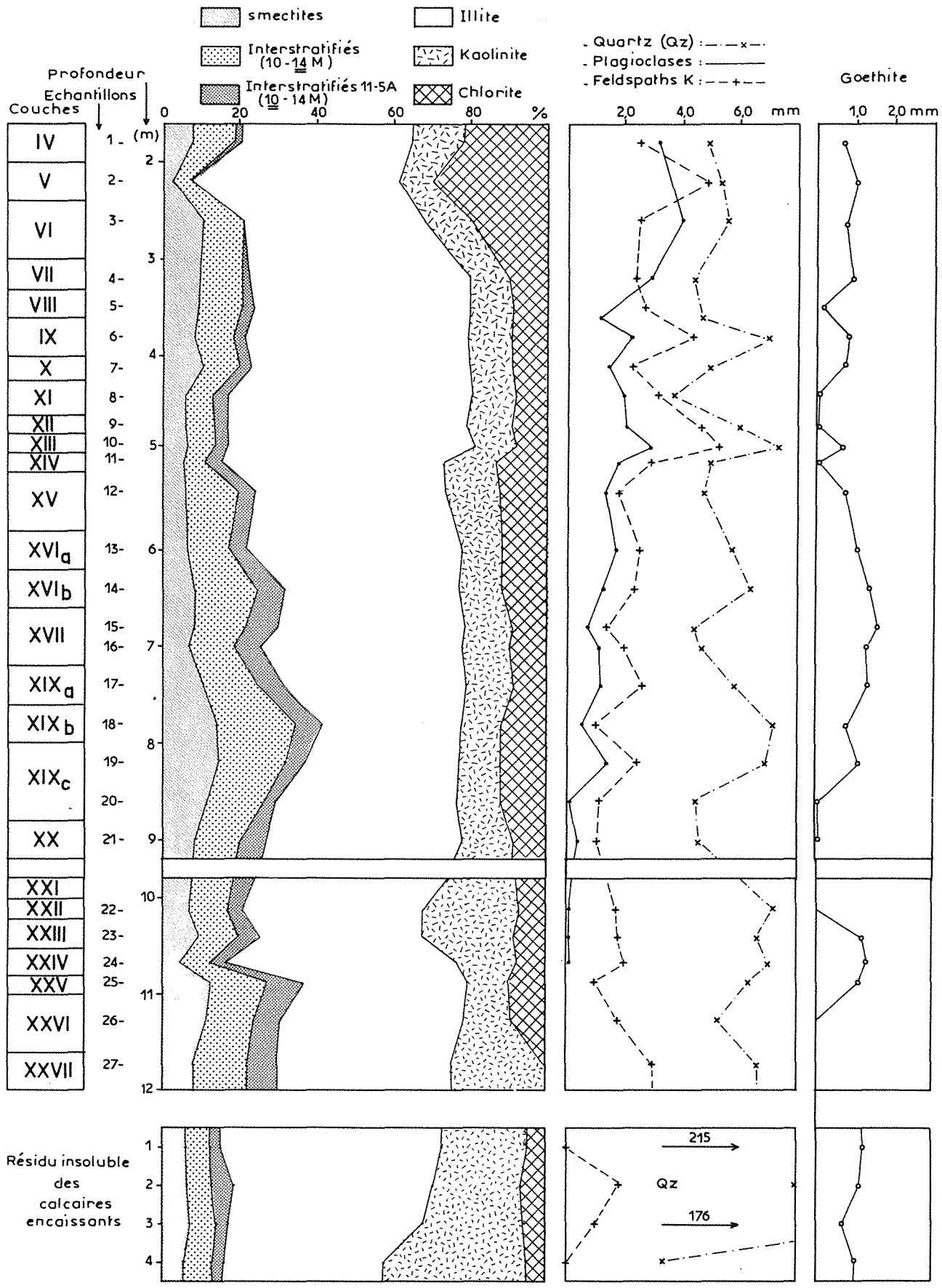


Fig. 73 Gigny. Minéralogie de la fraction < 16 µ

- Les minéraux argileux sont exprimés en % relatifs des minéraux présents.
- Quartz, plagioclases, feldspaths K et goethite sont exprimés en hauteur de pic de diffraction (mm)

(Analyses M. POCHON)

. Après un minimum relatif du taux au niveau de la couche XVI (moins de 10 %), celui-ci présente une certaine régularité de la couche XVIII à la couche XIX et chute au niveau de la couche XX.

. La valeur du ΔpH est très voisine de 1, mais ses valeurs maximums (1,3 à 1,4) correspondent aux zones les plus décarbonatées : la valeur du ΔpH est inversement proportionnelle au taux de carbonates et confirme le caractère plus ou moins évolué dans un sens pédogénétique des éléments fins du remplissage.

3) Etude minéralogique

Les différentes analyses minéralogiques et géochimiques ont été réalisées par M. POCHON au Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie de l'Université de Neuchâtel. Elles ont porté sur les fractions <16μ et <2μ de la fraction fine de chaque niveau du remplissage (échantillons de 1 à 27) et du résidu insoluble des calcaires encaissants. Quatre échantillons de ceux-ci, prélevés à différents niveaux du porche de la grotte et correspondant aux principaux faciès représentés servent ainsi d'analyse de référence par rapport au remplissage.

a) Etude de la fraction inférieure à 16 microns (Fig. 73)

On peut constater les principaux résultats exprimés sur la figure.

- Le résidu insoluble des calcaires encaissants est riche en illite et kaolinite ; les minéraux gonflants et la chlorite ne représentent chacun que quelques pour cents. Parmi les minéraux accessoires, les plagioclases sont totalement absents et les feldspaths K sporadiquement présents.

- Relativement à celle du résidu insoluble des calcaires encaissants, la composition minéralogique du remplissage karstique présente des différences sensibles : haute teneur en chlorites, présence de plagioclases, abondance de feldspaths K et pauvreté en kaolinite.

- La différence de composition minéralogique entre résidu insoluble des calcaires encaissants et fraction fine du remplissage est maximale dans les niveaux récents (échantillon 2), puis diminue régulièrement dans les niveaux sous-jacents (échantillons 5 à 21). Cette différence s'atténue au niveau du plancher stalagmitique qui a totalement colmaté le remplissage entre 9 et 10 m de profondeur, et elle est insensible dans les couches sous-jacentes (échantillons 22 à 27).

- La cristallinité de la chlorite demeure excellente dans les niveaux supérieurs où ses pics de diffraction sont bien individualisés (Fig. 75).

- On notera la présence très soutenue de la goethite, indicatrice d'un milieu peu agressif, à drainage modéré et à humidité constante.

b) Etude de la fraction inférieure à 2 microns (Fig. 74)

Conformément aux résultats généralement obtenus, la kaolinite et les minéraux gonflants sont mieux représentés ; en revanche, la chlorite n'atteint plus que quelques pour cents ; les plagioclases ont disparu. On notera encore l'abondance de la goethite dans tous les niveaux du remplissage comme des calcaires encaissants.

Même légende que la figure précédente

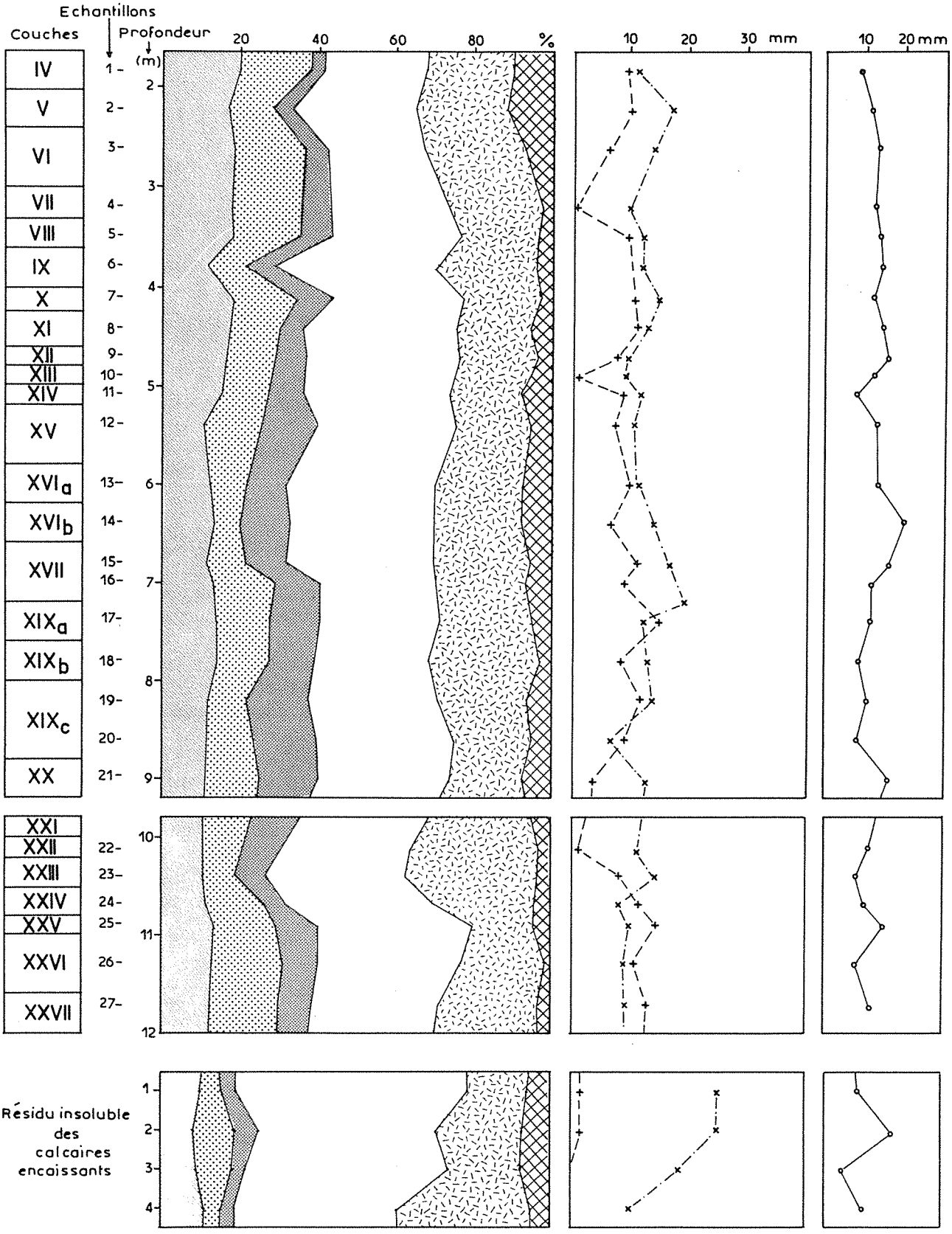


Fig. 74 Gigny. Minéralogie de la fraction < 2 µ

- Les minéraux argileux sont exprimés en % relatifs des minéraux présents.
- Quartz, plagioclases, feldspaths K et goethite sont exprimés en hauteur de pic de diffraction (mm).

(Analyses M. POCHON)

c) Interprétation

* Préambule - Données antérieures

M. POCHON, dans des travaux récents (1971-73-74-76) a fait des remarques identiques lors de l'étude de sols du haut Jura. La composition minéralogique de ces sols diffère de celle du résidu insoluble des calcaires du substrat par plusieurs caractères :

- présence de plagioclases (ils sont totalement absents dans le substratum),
- abondance relative des feldspaths K, du quartz et de la chlorite,
- déficit relatif en kaolinite.

Cet auteur a, par ailleurs, mis en évidence les caractères éoliens de ce matériel :

- distribution granulométrique typique des loess fins,
- traces de chocs en croissant qui burinent la surface des grains de quartz.

Ces différents traits ont permis à M. POCHON de mettre en évidence une bonne part de formations allochtones dans les sols du haut Jura. Ces venues étrangères sont probablement d'origine éolienne.

La composition minéralogique de cet éolien jurassien diffère de celle des grandes formations loessiques européennes décrites dans la littérature (GUNTHER, 1961 ; KALLENBACH, 1965 ; SWINEFORD et FRYE, 1955 ; FUCHTBAUER and MULLER, 1970). Or, la similitude de composition minéralogique des fractions granulométriques comparables des moraines rhodanienne et sarinienne du Plateau Suisse, qui présentent les mêmes caractéristiques, ont incité M. POCHON à penser que ces deux formations glaciaires ont pu largement nourrir ce loess et oblitérer régionalement l'apport plus ténu d'autres formations nourricières beaucoup plus importantes, comme par exemple les glaciers scandinaves plus lointains.

L'étude minéralogique des moraines de fond de la vallée de Joux (haut Jura vaudois) et de leur couverture pédologique montre que cet apport allochtone existe de manière diffuse dans la moraine profonde, augmente fortement au voisinage immédiat de la surface et passe par un maximum dans les sols de couverture. Ceci semble prouver que l'apport allochtone existait avant la fin de l'activité glaciaire würmienne et s'est poursuivi après la disparition des glaciers, c'est-à-dire pendant les périodes tardi et post-würmiennes.

* Les données du remplissage de Gigny

- Présence de matériaux allochtones

La fraction fine du remplissage de Gigny possède une composition minéralogique différente de celle des calcaires encaissants. Il est donc logique de penser que ces différences sont dues à un apport allochtone (de type éolien) au cours de la genèse du remplissage. De plus, l'identité minéralogique de cet allochtone et de celui des sols du haut Jura nous incline à penser qu'il s'agit du même. A Gigny cependant, le pourcentage relatif du matériel allochtone ne dépasse pas 20 % des minéraux argileux présents (minéral de référence : la chlorite), alors que dans les sols du haut Jura, au voisinage des moraines rhodaniennes, ce pourcentage atteint 35 %. Cette différence quantitative peut s'expliquer par le confinement du dépôt et par l'éloignement des formations meubles nourricières.

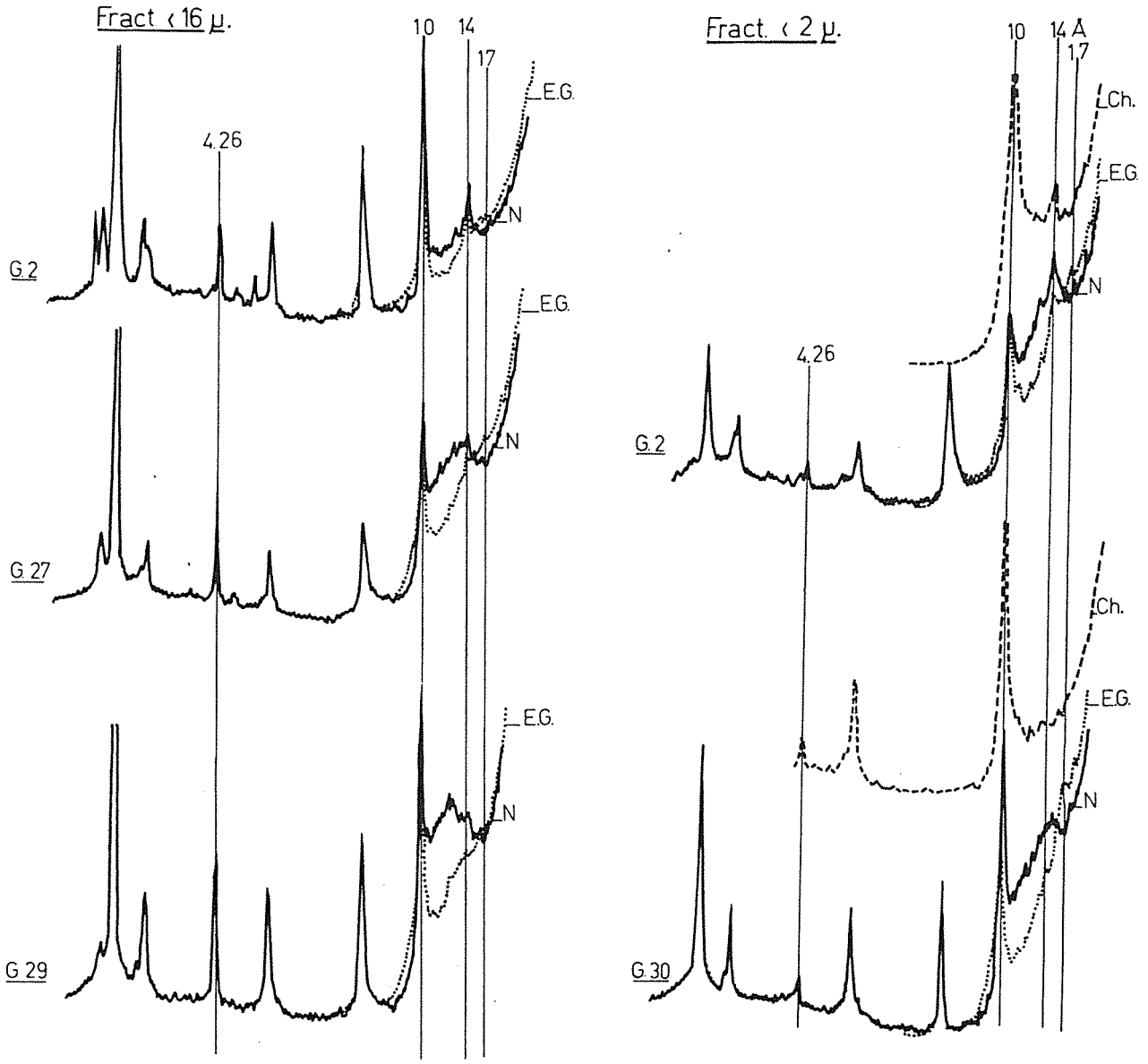


Fig.75 GIGNY : Diffractogrammes X des fractions < 16 µ et < 2 µ

G.2 : échantillon 2 (ensemble supérieur)
G.27 : échantillon 27 (ensemble inférieur)
G.29 : calcaire encaissant (d'après M. POCHON 1977)

- Date de mise en place

On constate (Fig. 73 et 74) que les matériaux considérés comme allochtones ont une concentration maximale dans les niveaux supérieurs (échantillon 2) que leur présence est plus ténue dans l'ensemble moyen (échantillons 3 à 21) et qu'ils sont absents de l'ensemble inférieur (échantillons 22 à 27). On peut interpréter ces faits de deux manières :

. Les données quantitatives des matériaux allochtones dépendent de l'intensité des phénomènes éoliens.

. L'apport du matériel allochtone serait quantitativement et qualitativement constant à travers tout le Quaternaire. Sa diminution progressive, puis sa disparition en profondeur seraient alors dues aux mécanismes de l'altération.

M. POCHON (1977) a montré que cette dernière éventualité n'était guère plausible. D'une manière générale, les conditions physico-chimiques de ce remplissage riche en calcaire sont peu agressives. La concentration maximale de la chlorite dans les horizons supérieurs du remplissage atteste de cette faible agressivité du dépôt ; contrairement au cas habituel, sa cristallinité y paraît excellente, ses pics de diffraction présentent le plus faible indice d'aigu. De plus, si l'altération avait fait disparaître le matériel allochtone ancien, le plancher stalagmitique inférieur aurait préservé les couches sous-jacentes et leur contenu éventuel allochtone devrait s'y retrouver. Il est plus logique de penser qu'il n'a jamais existé.

Ainsi, la quantité de matériel allochtone présent dans le remplissage semble être sous la dépendance directe de l'importance des phénomènes éoliens : inexistant au cours du dépôt de l'ensemble inférieur, faible au cours du dépôt de l'ensemble moyen et devenant de plus en plus important dans l'ensemble supérieur.

D) Les cortex d'altération et encroûtements phosphatés des cailloux du remplissage

1) Nature lithique des cryoclastes

Deux études systématiques de faciès et microfaciès ont été réalisées : l'une sur la roche encaissante (parois latérales du porche), l'autre sur un échantillonnage des fragments cryoclastiques présents dans chaque niveau individualisé du remplissage.

Au niveau de la roche encaissante (Oxfordien supérieur de faciès rauracien), les prélèvements successifs ont révélé une grande homogénéité du faciès : les micrites dominent avec, localement, des petits bancs de biomicrites parcourues de veines finement sparitiques. Au niveau de la niche de la paroi droite (entre 5 et 6 m) un banc oolithique à ciment microsparitique semble présenter une gélivité plus grande que les calcaires micritiques supérieurs et inférieurs. A l'intérieur de ce banc, les oolithes sont micritisées et sur leur pourtour, apparaissent de minuscules cristaux dolomitisés.

Au niveau des cryoclastes, on retrouve les faciès de la paroi et les faciès microsparitiques à oolithes micritisées n'apparaissent qu'à partir de la couche XVI et deviennent de plus en plus abondants vers le bas. Ils se remarquent très bien dans la stratigraphie par leur aspect blanchâtre traduisant une altération plus intense que les cryoclastes issus de bancs micritiques. Ils représentent de 15 à 20 % du remplissage cryoclastique de la couche XIX.

Ces quelques analyses lithologiques nous amènent à deux conclusions sur la genèse du remplissage :

- Les cryoclastes du remplissage sont directement issus des parois du porche. Il ne s'agit donc, en aucun cas, d'éléments allochtones apportés par solifluxion, Leur altération s'est donc bien faite *in situ* et n'est pas héritée.

- L'empilement stratigraphique des niveaux du remplissage s'est opéré au fur et à mesure de l'excavation vers le haut du porche de la Baume. En effet,

on ne retrouve pas dans les niveaux inférieurs (couches XXI à XXVIII) les faciès repérés représentés par les faciès microsparitiques à oolithes micritisées. Ceux-ci n'apparaissent qu'à partir de la couche XX et ne sont plus présents lorsque le niveau nourricier (entre 5 et 6 m) fut noyé par le remplissage et ainsi préservé. On peut ainsi penser que, lors de la formation du plancher stalagmitique XXI, la voûte du porche était beaucoup plus basse qu'actuellement et n'affectait pas encore ce niveau lithologique repère.

2) Les cortex d'altération

Ils sont représentés par plusieurs types distincts dont nous tenterons d'établir la typologie (du plus faible au plus fort). Nous verrons, dans un deuxième temps, comment ces types sont représentés dans les différents niveaux du remplissage.

Typologie des cortex (Fig. 76)

* Type 1 (ex. Gi-VI-62)

. A l'oeil nu : sur une surface sciée, le cortex apparaît comme un liseré blanchâtre à la périphérie de la roche saine (dans ce cas, il s'agit d'une biomicrite). Le cortex pénètre la roche saine au niveau des fissures du bloc et en particulier au niveau des joints stylolithiques. Son épaisseur varie de 0,5 mm à 2 mm. Dans ce dernier cas, des foliations plus sombres peuvent apparaître parallèlement à la surface du bloc.

. Au microscope optique : le ciment micritique apparaît comme légèrement désorganisé et plus aéré vers l'extérieur, ce qui lui donne une teinte plus claire que la biomicrite saine. Les éléments clastiques biologiques ou sparitiques inclus ne semblent, par contre, non affectés dans la zone corticale. A la base de celle-ci, un épaississement plus sombre souligne une limite nette à la base du cortex. Il s'atténue, par contre, de manière diffuse vers l'intérieur du bloc et passe progressivement à la biomicrite saine.

* Type 2 (ex. Gi-IX-72)

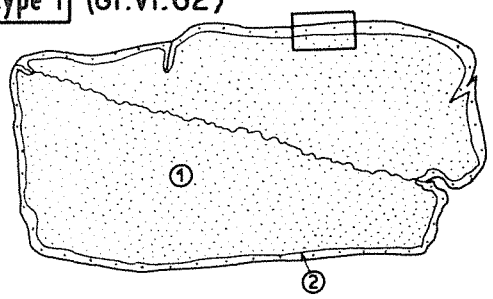
. A l'oeil nu : présence d'un cortex blanchâtre comparable à celui du type 1, mais plus épais (2 à 3 mm). Entre le noyau sain de calcaire à pâte fine et le cortex, une zone de desquamation beige-brun, peu épaisse (0,2 à 0,5 mm), parallèle à la périphérie, délimite nettement ces deux unités.

. Au microscope optique : le noyau sain biomicritique présente à sa périphérie une opacité plus grande, interrompue brusquement au contact de la zone de desquamation. Cette opacité s'atténue progressivement vers l'intérieur. La zone corticale présente une désorganisation du ciment micritique comparable à ce qui est observé dans le type 1. La zone intermédiaire marque une discontinuité nette entre cortex et noyau biomicritique, provoquant un isolement du cortex altéré. L'essentiel de l'espace est occupé par un ciment micritique vacuolaire vers l'extérieur. Les clastes minéraux ou organiques ne semblent pas affectés par l'altération. Certains d'entre eux enjambent la zone intermédiaire sans en paraître affectés.

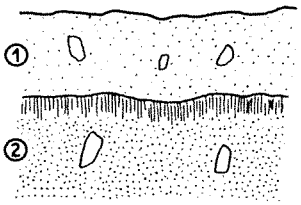
OEIL NU

MICROSCOPE X 12

Cortex type 1 (Gi.VI.62)

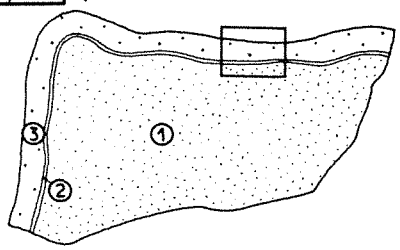


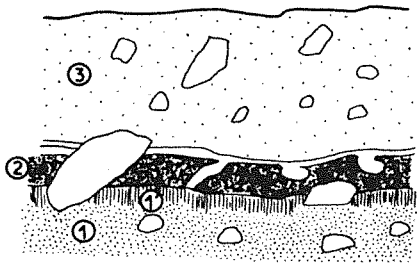
1cm
0



① Biomicrite gris-clair
② Cortex blanchâtre

Cortex type 2 (Gi.VI.62)

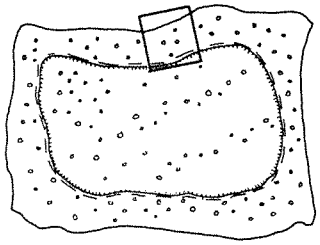


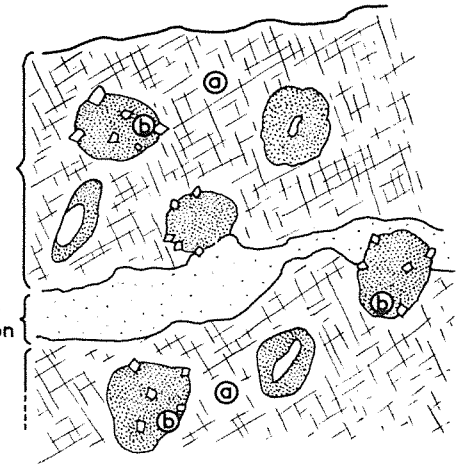


1cm
0

① Biomicrite gris clair
② Liseré intersticiel brun gris vacuolaire (zone de desquamation)
③ Cortex blanchâtre

Cortex type 3 (Gi.XIXc-16)



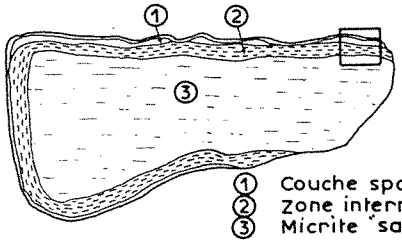


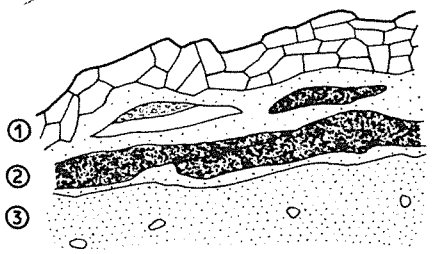
① Cortex
② Zone de desquammation
③ Noyau

1cm
0

ⓐ Ciment microsparitique
ⓑ Clastes divers micritisées (oolites ?)

Cortex type 4 (Gi-XVIa-43 1)

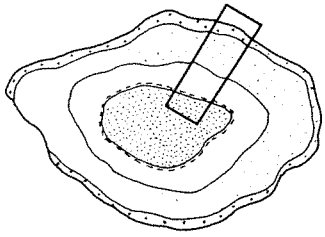


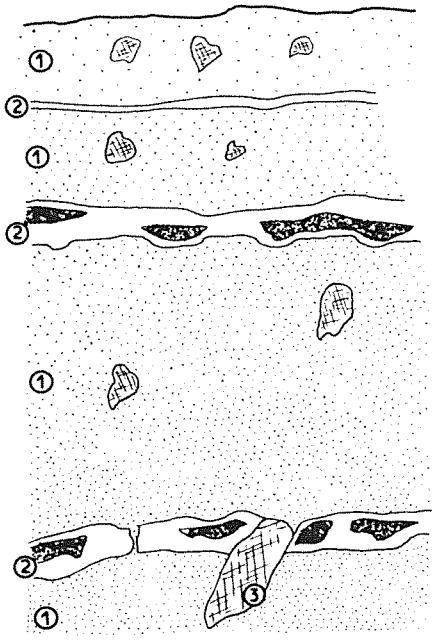


1cm
0

① Couche sparitique externe
② Zone intermédiaire
③ Micrite "saine"

Cortex type 5 (Gi.XIXc-15)





1cm
0

① Micrites à clastes disséminés
② Zone de desquammation concentrique
③ Clastes

* Type 3 (ex. Gi-XIXc-16)

Sensiblement différent du précédent, ce type de cortex affecte surtout des oosparites à ciment microsparitique.

. A l'oeil nu : sur plan de sciage, une zone de discontinuité sensiblement parallèle au contour du caillou sépare un noyau interne d'une zone corticale apparemment saine et peu différente du centre. Cette zone corticale est épaisse et peut atteindre localement 10 mm.

. Au microscope optique : une zone de discontinuité (exagérée probablement lors de la préparation de la lame mince) se voit très nettement et apparaît comme une " digestion " du ciment microsparitique, celui-ci devenant de part et d'autre de plus en plus clair et vacuolaire, pour disparaître totalement, séparant nettement " cortex " et noyau central. Ces deux derniers ne présentent pas de différences de structure ni d'altération. Le ciment microsparitique entoure des bioclastes et clastes divers (oolithes, microgravelles, fragments d'entroques) profondément micritisés. Certains d'entre eux présentent des recristallisations périphériques, ou plus rarement internes, de rhomboèdres clairs (calcitiques ou dolomitiques).

* Type 4 (ex. Gi-XVIa-431)

. A l'oeil nu : la zone corticale apparaît comme déjà complexe, bien qu'elle dépasse rarement 5 mm. Au contact du noyau lithique apparemment " sain ", se développe une couche blanchâtre à beige (elle-même formée de plusieurs " couches ") isolant vers l'extérieur un placage mince, discontinu, d'apparence comparable au noyau.

. Au microscope optique : la zone externe apparaît constituée de gros cristaux calcitiques lui conférant une structure macrosparitique typique, mais discontinue. Vers l'intérieur, entre le noyau micritique " sain " et la couche macrosparitique, se développent de petites couches grumeleuses, jaunâtres, plus ou moins continues (phosphates ?) et localement veinées de traits sombres.

Une variante de faciès 4 est présente seulement dans la couche VII (Gi-VII-68), mais montre une exagération des caractéristiques du faciès précédent : le placage externe, d'apparence " saine ", est beaucoup plus épais que précédemment et s'ajoute vers l'extérieur un encroûtement discontinu. La zone de desquamation de fond blanchâtre est colorée de trainées foncées, parallèles au noyau sain, comparables à ce qui avait été observé précédemment, mais leur expression est nettement plus prononcée.

* Type 5 (ex. Gi-XIXc-15)

C'est le type le plus complexe, que nous baptiserons de polycortical, par le fait que les surfaces sciées présentent une série d'auréoles concentriques de calcaire originel considéré comme sain (clastes sparitiques ou bioclastes noyés dans un ciment micritique) séparées par des zones de desquamation pouvant atteindre le centre du caillou.

. Au microscope optique : chaque zone de desquamation est la réplique des types 2 ou 3. L'importance de la zone " vide ", occasionnellement comblée d'un réseau granulaire discontinu, semble croître vers l'intérieur.

Fig. 76 : La Baume de Gigny : typologie des cortex d'altération des fragments calcaires.

3) Les encroûtements phosphatés zonés

Absents des trois quarts supérieurs du remplissage (couches I à XX), ils se développent surtout sous le plancher stalagmitique inférieur (couche XXI) et ils sont particulièrement bien développés dans la couche XXVI.

Ces encroûtements peuvent atteindre 5 mm ; ils sont brun-foncé, plus ou moins cohérents, et rappellent les dépôts zonaires des phosphates du Quercy. Leur réaction positive au molybolate d'ammonium met en évidence leur nature phosphatée.

Au microscope, on ne reconnaît plus à leur niveau la nature initiale biomicritique de la roche saine, et on peut voir des couches superposées granuleuses, séparées par des lits plus sombres.

4) Répartition des différents types de cortex et encroûtements phosphatés dans les couches du remplissage de Gigny (Fig. 77)

Une étude statistique portant sur une cinquantaine de cryoclastes par échantillon granulométrique a été réalisée dans le remplissage de Gigny. Les cailloux sciés ont été classés à partir de l'aspect de leur cortex dans les divers types précédemment décrits, auxquels s'ajoute le type sans cortex ni encroûtement phosphaté. Les résultats globaux en pourcentages sont donnés dans la figure 77.

Les observations d'ordre général que l'on peut tirer de l'examen de cette courbe sont les suivantes :

a) Les encroûtements phosphatés ne sont présents que dans la partie basse du remplissage (couches XXII à XXVI). Lorsqu'ils existent, ils recouvrent la totalité (couche XXVI) ou 80 % de l'ensemble des cryoclastes (couches XXII-XXIII). Notons que ces couches ont livré une grande quantité de restes osseux. Entre ces deux grandes sources de phosphate, les couches XXIV et XXV, à peu près dépourvues d'ossements, semblent avoir bénéficié des migrations de phosphate qui encroûte 20 à 25 % des cryoclastes. On peut imaginer que ces migrations n'ont pas eu lieu dans tout le remplissage, mais seulement au niveau de voies privilégiées favorisant la percolation.

b) En ce qui concerne la répartition des types de cortex dans le remplissage, on peut noter des zones caractéristiques et bien différentes :

- La zone supérieure (couches IX à XV) où dominent les cryoclastes sans cortex ou avec un léger cortex du premier type. Certaines sous-zones (sommet et base de la couche VI, couches IX, X, XI, XII) présentent un pourcentage relativement important de cryoclastes à cortex moyen (type 2). Il faut noter que ces couches correspondent au niveau sédimentologique à des zones considérées comme peu cryoclastiques avec fort pourcentage de fraction fine par rapport à la fraction grossière.

Un cas spécial nous est offert par la couche VII décrite comme une argile indurée très calcique, que nous interprétons pédologiquement comme un horizon B calcique de paléosol.

- La zone moyenne (couches XVI à XX) où dominent les cryoclastes à cortex développé. Deux maxima sont nets au niveau des couches XVIa et XIX, séparés par une zone moins altérée (couche XVII). Comparativement, ces deux maxima d'altération ne sont pas identiques : le second présente un stade plus évolué que le premier, avec dominance des cortex de type 5 et absence de cryoclastes sans cortex ou même de cryoclastes à cortex léger de type 1. Comme nous l'avions évoqué pour la zone supérieure, le

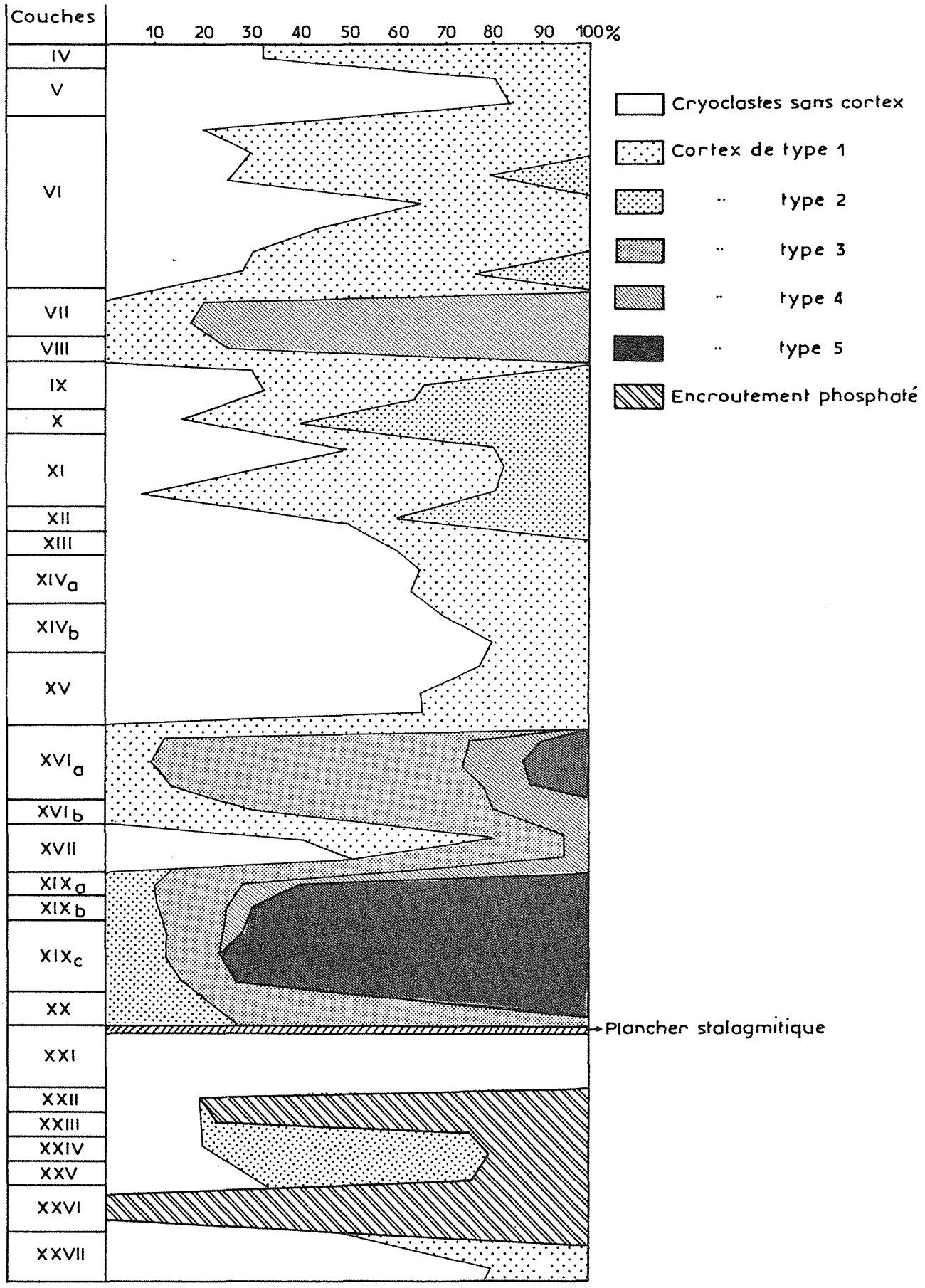


Fig.77 : Répartition des différents types de cortex et encroutements phosphatés dans les couches du remplissage de Gigny.

développement plus ou moins grand des cortex est proportionnel au taux de fraction fine dans le remplissage encaissant (Fig.68).

- La zone inférieure (couches XXI à XXVII) apparaît comme une entité nettement différente des deux premières : d'abord, par la présence d'encroûtements évoquée plus haut, ensuite par l'absence de développement cortical important à la surface des cryoclastes. Cet ensemble inférieur semble avoir eu une évolution diagénétique propre, indépendante des trois quarts supérieurs du remplissage. On peut attribuer cet isolement à la présence d'un plancher stalagmitique épais scellant et en quelque sorte " fossilisant " le remplissage le plus ancien de la Baume de Gigny.

5) Conclusions, réflexions et interrogations après cette approche de type naturaliste

Nous sommes bien en présence d'une altération corticale des cryoclastes de type différenciée. Il existe des cortex plus ou moins importants, répartis de manière différente dans l'ensemble du remplissage. Cortex et encroûtements sont là l'expression d'un même phénomène issu probablement des phosphates primaires des ossements présents dans le remplissage, mais s'exprimant de manière différente : d'une part (zone inférieure) par dépôt d'encroûtement de précipitation à la surface des cailloux, d'autre part par migration de la périphérie vers le centre des cailloux. S'il s'agit bien d'un même type de phénomène, pourquoi s'exprime-t-il différemment ?

La nature lithologique des cryoclastes ne semble pas influencer l'importance du cortex. Celle-ci est-elle conditionnée par

- l'importance des percolations
- l'ancienneté du remplissage (et sa maturité)
- les influences climatiques
- la vitesse du remplissage ?

Le développement du cortex, comme la formation des encroûtements, peut être considéré comme une manifestation de la diagénèse du remplissage karstique. Ce sont des superstructures qui affectent les cryoclastes après leur détachement de la paroi. Mais intervient-il de manière pénécontemporaine ou se poursuit-il encore actuellement, s'exprimant sous forme de paragénèses successives et progressives illustrées par les différents types de cortex ? Il semble que la première éventualité soit plus probable que la deuxième, comme le montre l'influence du plancher stalagmitique sur la zone inférieure.

Nous avons constaté, sinon une influence, du moins une concordance entre :

- l'importance des développements corticaux et
- le contenu granulométrique (importance en sédiments fins).

En effet, les couches considérées par l'analyse granulométrique comme cryoclastiques (grande ric hesse en cailloux, faible indice d'émoussé, faible porosité) présentent, en général, des développements corticaux faibles ou nuls. Au contraire, les couches considérées comme résultat d'altération (autochtone ou allochtone) présentent des développements corticaux importants et variés. S'ajoutant à cette distinction " primaire ", une polarité nette dans le sens d'un développement cortical croissant, se fait sentir vers les couches inférieures plus anciennes certes, mais déposées également sous un climat considéré comme plus humide et à caractère moins périglaciaire que les couches supérieures.

Une étude géochimique de ces cortex d'altération est en cours au Laboratoire de Pédologie de l'Ecole Polytechnique de Lausanne. L'accident mortel dont fut victime Michel POCHON, son Directeur, le 27 mai 1980, a stoppé provisoirement ces travaux. Ils doivent être repris par son Assistant, M. DUBOIS.

IV. - LA FAUNE DE GIGNY

Abondante à Gigny, elle est présente dans tous les niveaux stratigraphiques reconnus. Nous examinerons successivement la microfaune (étudiée par J. CHALINE), la grande faune (F. PRAT et F. DELPECH) et l'avifaune (C. MOURER-CHAUVIRE).

A) La microfaune

1) Généralités

Les os et dents de rongeurs sont abondants dans le remplissage. Une évaluation quantitative pondérale des restes de microfaune est faite dans la fraction moyenne (Fig. 70). On peut constater que :

- la microfaune est présente dans toutes les couches du remplissage ;
- dans la fraction 5-10 mm, elle est relativement peu abondante et ne dépasse jamais 25 % de cette fraction. Le plus souvent, elle ne représente que quelques pour cents de la fraction moyenne ;
- dans la fraction 2-5 mm, l'évaluation quantitative traduit une variabilité très forte du taux de microfaune : dans l'ensemble supérieur (couches IV à VIII), elle représente moins de 10 % de l'ensemble; dans l'ensemble moyen, elle est très représentée, dépassant 90 % dans la couche XI, et se situant rarement en dessous de 50 % (couche XIVb et sommet de la couche XV). Elle n'est, par contre, pas représentée dans l'ensemble inférieur.

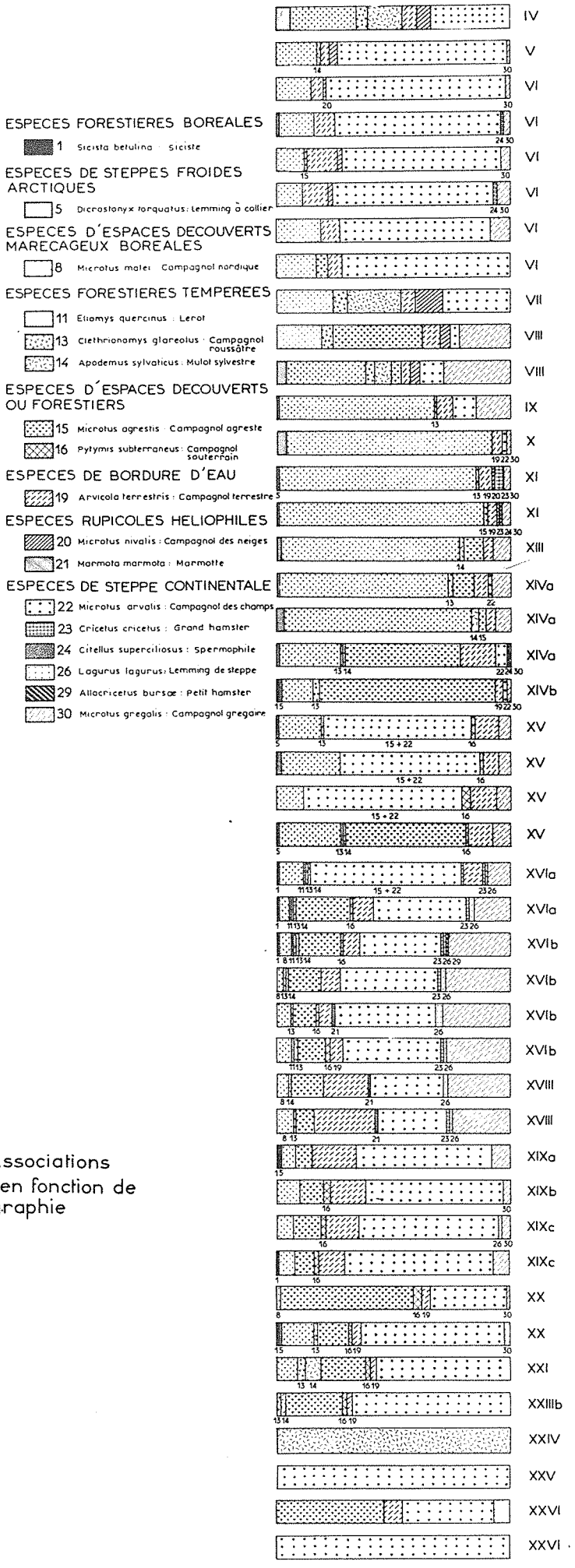
Compte tenu que tous ces restes de microfaune proviennent des débris des pelotes de rejection des rapaces, on peut penser que ces derniers ont niché abondamment aux environs du porche de la Baume de Gigny pendant l'édification du remplissage. La faible quantité de microfaune présente dans l'ensemble inférieur s'explique, à notre avis, par l'éloigneemnt du porche à cet instant du dépôt : nous sommes en présence d'un dépôt de karst profond où les débris des pelotes n'ont pu parvenir (ou seulement exceptionnellement). Quant à l'ensemble supérieur, sa pauvreté en microfaune peut s'expliquer par le type de dépôts : ce sont des couches altérées (couches VII et VIII) ou colluvionnées (couches V et VI) où le matériel osseux a été détruit ou n'a jamais existé.

L'abondance exceptionnelle de microfaune dans l'ensemble moyen (couches IX à XX) est une nouvelle preuve du caractère " en place " de ces couches. Il existe probablement des lacunes de sédimentation dans cet ensemble moyen et plus certainement des lacunes d'érosion, mais les couches actuellement présentes dans le remplissage peuvent être considérées comme globalement non remaniées.

2) Le climatogramme de la Baume de Gigny (Fig. 78)

a) Description

La couche XX marque dans la stratigraphie le début d'un cycle, et d'après la présence d'une industrie moustérienne typique, elle a été mise en corrélation avec le début du Würm. D'après les autres sites connus, le début du Würm correspond à une phase fraîche. Ici, la couche XX correspond bien à ce type de climat, mais dès la couche XIXc, on constate l'apparition des Lemmings à collier (arctiques : *Dicrostonyx*) qui, jusqu'ici, sont connus uniquement dans le Mésowürm. Au sommet de la couche XIXc, apparaît également le Lemming des steppes d'Ukraine



78 Gigny : Les Associations de Rongeurs en fonction de la stratigraphie

Lagurus, espèce qui a fait une brève incursion en France (Abri Vaufrey, Mont Dol, Régourdou) au niveau des oscillations interstadiaires de Brörup-Odderade. La conclusion vraisemblable, c'est que la couche XX du remplissage de Gigny ne correspond pas au début du Würm proprement dit, mais se situe quelque part à la transition Eowürm-Mésowürm. Nous verrons plus loin l'hypothèse que l'on peut retenir après l'analyse de tout le climatogramme.

Dans la couche XIXa, *Dicrostonyx* et la Siciste (*Sicista*) sont présents et indiquent un climat froid à cachet arctique (froid humide) mais de la couche XVIII (base) à XVIb (supérieure) les espèces à cachet steppique sec (*Lagurus, Microtus gregalis*) prennent de l'extension.

A partir de la couche XVIb (supérieure) on observe une réduction de ces espèces avec la présence maintenant continue des éléments arctiques (*Dicrostonyx, Sicista*). Cette phase de transition qui s'accompagne de l'expansion momentanée des *Microtus agrestis* (le campagnol agreste) marque un changement climatique. Depuis la couche XVIII (inférieure) on observe constamment la présence de quelques éléments forestiers, sans doute localisés près de la grotte.

De la couche XVIb à VIII le diagramme climatique montre le développement d'une phase froide très humide (extension de *Microtus malei*). Cette extension de l'humidité passe par un maximum dans la couche X. Parallèlement, les espèces de steppe sèche décroissent (*M. gregalis*) et *Lagurus* disparaît dans la couche XIVa (inférieure) au début du maximum d'humidité. A partir de la couche IX, les espèces de zones humides froides diminuent, les espèces steppiques se développent à nouveau en compagnie d'espèces forestières, ce qui correspond à un changement climatique.

La couche VII marque un nouveau changement. Désormais, le campagnol des champs devient dominant (espaces découverts secs sur les plateaux) tandis que les espèces marécageuses (au fond de la vallée) se maintiennent. Ce type de paysage et de climat persiste jusque dans la couche V. La couche IV indique un rafraîchissement du climat qui, plus humide, favorise l'extension des forêts.

2) Interprétation de J. CHALINE

On peut distinguer dans la séquence plusieurs phases indiquant soit des stades, des interstades, des phases de transition, synthétisées dans le tableau ci-dessous où sont encore indiquées les corrélations possibles avec la chronologie climatique würmienne.

Couches	Climat	Paysages	Phases climatiques	Corrélations possibles
IV	Frais, humide	Plateaux : espaces découverts et forêt Vallée : marécages		
V VI VII	Continental	Plateaux : espaces découverts Vallée : marécages	stade steppique	La Rochefoucault (Charente)
VIII	Très continental	Plateaux : steppe boisée Vallée : marécages Eboulis : boisés	interstade	d'Arcy ? (Yonne)
IX X XI XIII XIVa sup.	Très froid Très humide à cachet arctique	Plateaux : steppe froide Vallée : marécages généralisés Eboulis : boisés	stade arctique de Gigny	La Quina ? (Charente)
XIVa inf. XV XV XVIb sup. XVIII XIXc XIXc XX	Très continental sec	Plateaux : steppe Vallée : quelques zones marécageuses Eboulis : quelques bosquets	transition interstade ? stade steppique de Gigny	odderade ? Brörup ? (Danemark)

B) La grande faune de mammifères (Fig. 79)

(déterminations F. PRAT et F. DELPECH)

La figure 79 montre la répartition de cette faune en fonction de la stratigraphie.

1) Aspect chronologique

Comme à la Baume d'Echenoz, les ursidés permettent de préciser d'emblée les grandes coupures chronologiques du remplissage : de la couche XXVII (premier niveau fossilifère) à la couche XXI (dernier niveau fossilifère sous le plancher stalagmitique) les seuls ursidés présents sont représentés par *Ursus deningeri*, espèce anté-würmienne. *Tout ce que nous avons appelé ensemble inférieur peut être donc considéré comme anté-würmien, position chronologique que l'industrie acheuléenne pouvait déjà laisser présager.* Les espèces mammaliennes accompagnant *Ursus deningeri* sont *Cervus elaphus* (couches XXI et XXVII), *Bos* ou *Bison* (couches XXVI et XXVII), *Equus caballus* (couches XXI et XXVII) et *Panthera spelaea* (couches XXI et XXVI).

Le cortège faunistique présent dans les ensembles moyens et supérieurs du remplissage est typiquement représentatif des faunes würmiennes de l'Est de la France. Les différents niveaux sont plus ou moins riches en ossements, mais aucun n'est stérile.

D'une manière générale, la composition de la faune ne reflète pas les résultats habituels des grottes à ours typiques de Franche-Comté où les ursidés représentent 95 ou 98 % de l'ensemble.

2) Aspect paléoclimatique

Il y a cohabitation tout au long du remplissage de Gigny d'espèces réputées froides (le renne par exemple) et d'espèces réputées tempérées (le cerf, le chevreuil). Aucun niveau du remplissage würmien n'accuse nettement par son contenu faunistique une originalité climatique nette. On peut cependant noter une légère domination dans la couche VI des espèces froides (*Rangifer tarandus, Coelodonta antiquitatis, Ovibos moschatus, Alopex lagopus*), mais d'une manière générale, les différences ne sont pas suffisamment accusées pour tenter une interprétation paléoclimatique, à partir de la grande faune de mammifères.

C) L'avifaune (Fig. 80)

Parmi les nombreux ossements récoltés lors de la fouille ou au tamisage figuraient de nombreux restes d'oiseaux. Ceux-ci ont été déterminés et étudiés par C. MOURER-CHAUVIRE (1975) qui, sur 248 restes, a reconnu 42 espèces différentes.

Toutes les couches stratigraphiques reconnues à la fouille en ont fourni, sauf les couches V, VII, XI, XIII, XVI et l'ensemble inférieur. L'abondance en restes d'oiseaux suit les fluctuations des restes de microfaune et c'est dans l'ensemble moyen (couches VII à XX) que l'avifaune est la mieux représentée.

Nous ne reviendrons pas sur le détail des déterminations et nous retiendrons seulement la présence d'espèces tout à fait inattendues comme *Plantus alle* (le mergule nain) représenté par un humérus entier.

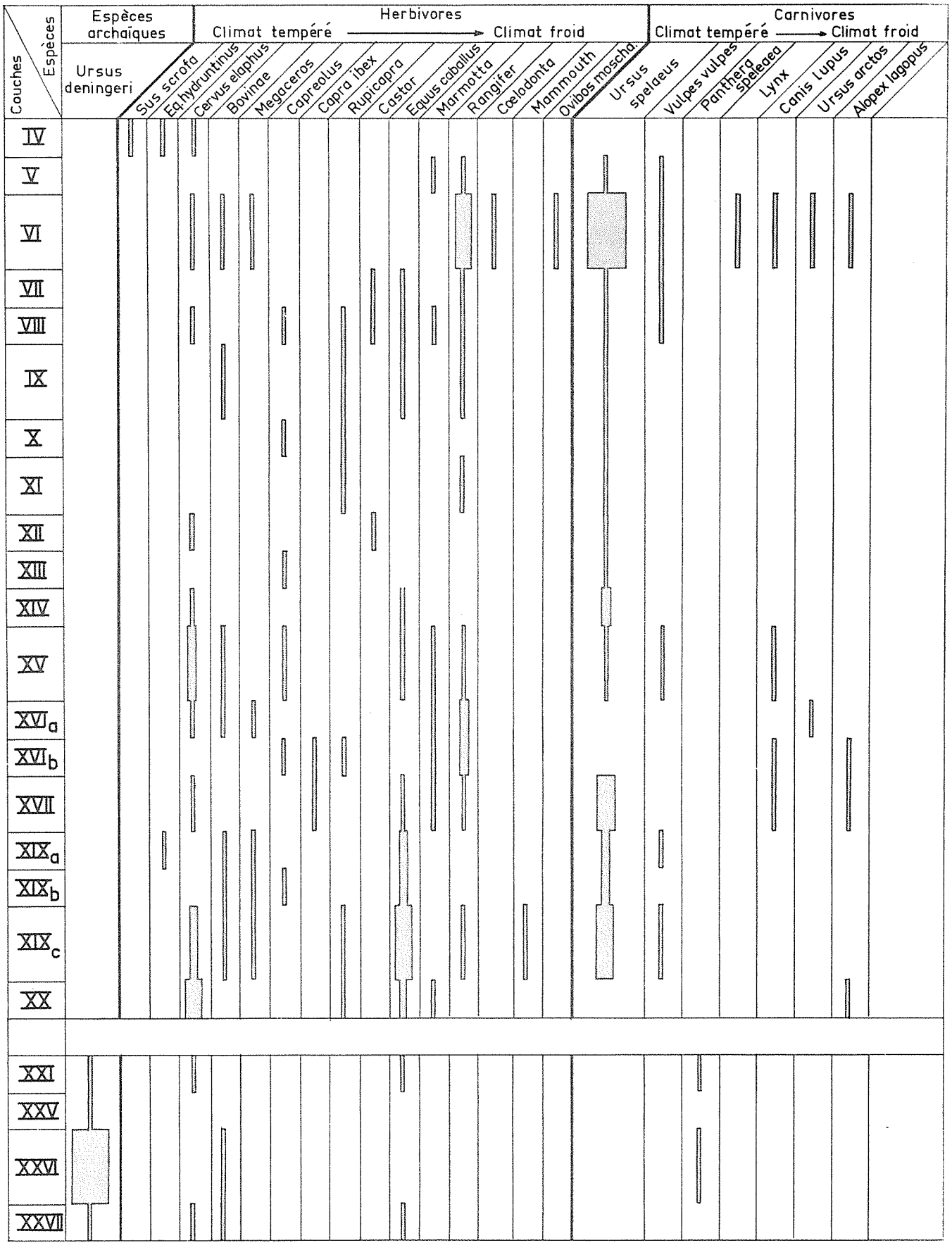


Fig. 79 : LA GROTTE de la BAUME : Répartition stratigraphique de la grande faune

" Cette espèce, typiquement marine, n'a été signalée à l'intérieur des terres qu'à la Fage, qui est relativement beaucoup plus proche des océans. Elle niche sur les côtes dans les régions circumpolaires et hiverne en pleine mer. Cependant, c'est une espèce qui est capable de voler. On peut admettre que des tempêtes très violentes l'aient entraînée aussi loin des côtes que l'est le Jura, ou encore elle a pu être introduite dans le gisement par des hommes préhistoriques ".

D'une manière générale, la plupart des espèces sont présentes, surtout par des tarso métatarsiens et métacarpiens, ce qui fait dire à C. MOURER-CHAUVIRE que les restes d'oiseaux ne constituent pas des restes de chasses humaines, mais qu'ils ont été apportés dans la grotte par des prédateurs. Deux indices cependant peuvent être interprétés comme liés à la présence humaine : c'est d'une part la présence de nombreux os coracoïdes de grands tetras (*Tetrao urogallus*) dans les couches à industries préhistoriques et l'aspect manifestement décoré de la seule phalange postérieure de cygne sauvage (*Cygnus cygnus*) ayant probablement été utilisée comme pendeloque.

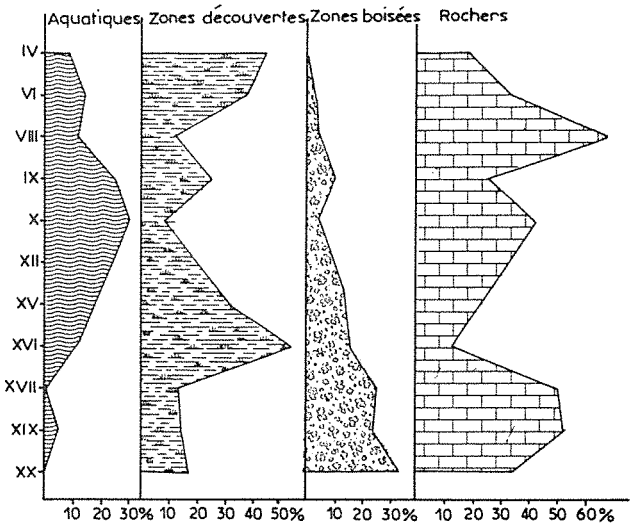
C. MOURER-CHAUVIRE propose une interprétation paléoclimatique à partir des différentes associations de l'avifaune en fonction de la stratigraphie (Fig. 80). Les données principales de cette interprétation sont les suivantes :

" Les espèces aquatiques, très peu abondantes dans les couches inférieures, passent par un maximum dans la couche X, puis diminuent de nouveau dans les couches supérieures. Les espèces qui vivent dans les régions découvertes, peu abondantes également dans les couches inférieures, passent par un maximum dans la couche XVI, puis subissent des fluctuations et augmentent de nouveau dans les couches supérieures. Celles qui vivent dans les forêts sont au contraire relativement nombreuses dans les couches inférieures, puis diminuent progressivement et deviennent très peu abondantes dans les couches VIII, VI et IV. Enfin les espèces vivant dans les rochers, sans doute à proximité de la grotte, sont toujours relativement abondantes et passent par trois maximums, un dans la couche XIX, un dans la couche X et un dans la couche VIII.

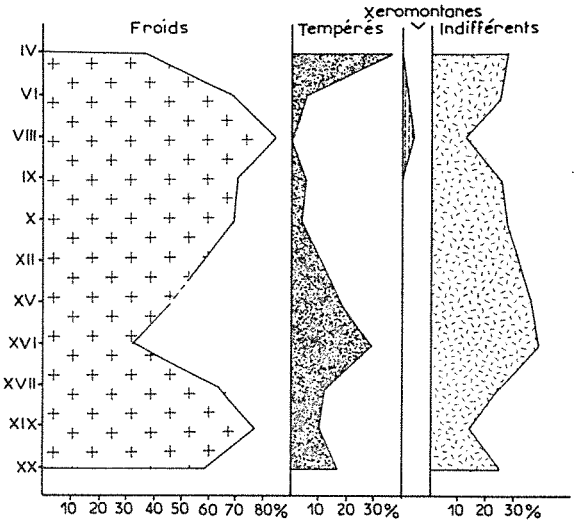
Au point de vue climatique, aucune espèce n'indique un climat plus chaud que le climat actuel et les éléments xéromontanes, *H. daurica* et *P. pyrrhocorax*, sont très peu abondants. La courbe des espèces tempérées et celle des espèces froides présentent des formes absolument opposées tandis que la courbe des espèces indifférentes est relativement parallèle à celle des espèces tempérées. On peut voir très nettement deux périodes de froid maximum, l'une dans les couches XX, XIX et XVII, l'autre dans les couches X, IX, VIII et VI, séparées par une période beaucoup plus tempérée durant le dépôt de la couche XV et surtout de la couche XVI. Ceci montre que pendant tout l'épisode correspondant au dépôt des couches XX à X, le réchauffement se fait sentir uniquement durant le dépôt des couches XVI et XV. Ce réchauffement n'a pas dû être très important,car il subsiste à proximité de la grotte des lagopèdes, des tétras lyres, des grands tétras, des chocards et aussi peut-être des niverolles. Cependant, ces espèces froides sont nettement moins abondantes que dans les autres couches.C'est à la fin de cette période d'amélioration climatique, dans la couche XV, qu'apparaît le mergule, ce qui montre que sa présence est probablement accidentelle ou liée à l'occupation humaine. C'est également dans la couche XV que se trouve la phalange de cygne utilisée comme pendeloque. Dans la couche XVI, on trouve peu de restes de chocard, celui-ci semble remplacé par la pie qui a laissé de nombreux ossements. La grue cendrée, qui semble liée au réchauffement postglaciaire dans les autres gisements, apparaît également dans la couche XVI.

L'amélioration climatique des couches XV et XVI ne s'accompagne pas d'une extension des formes arboricoles, comme cela se produit généralement dans les temps holocènes, mais d'une extension des espèces qui fréquentent les régions découvertes comme le faucon kobez, la perdrix grise, la caille, l'alouette lulu, le traquet motteux, la pie, le choucas. Cela semble traduire un climat peut-être un peu moins froid, mais surtout nettement plus sec ".

Ⓐ Répartition des différents groupes écologiques



Ⓑ Répartition des différents groupes climatiques



Ⓒ Répartition des galliformes

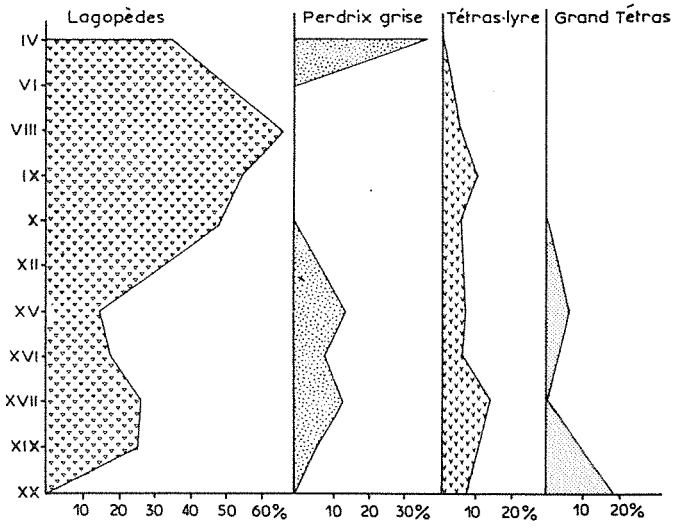


Fig.80 GIGNY : Répartition des différentes associations de l'avifaune en fonction de la stratigraphie. (D'après C.MOURER-CHAUVIRE)

L'avifaune des couches XX, XIX et XVII correspond donc à un climat très froid. Puis celle des couches XVI et XV semble correspondre à un réchauffement contemporain d'une moins grande humidité. A partir de la couche XII, une période de froid s'intensifie progressivement, provoquant la disparition complète des espèces arboricoles. Pendant cette période, les éléments les plus importants sont les lagopèdes. Enfin, durant le dépôt de la couche IV, le climat est nettement moins froid, mais les espèces de régions découvertes sont prédominantes et les espèces arboricoles totalement absentes.

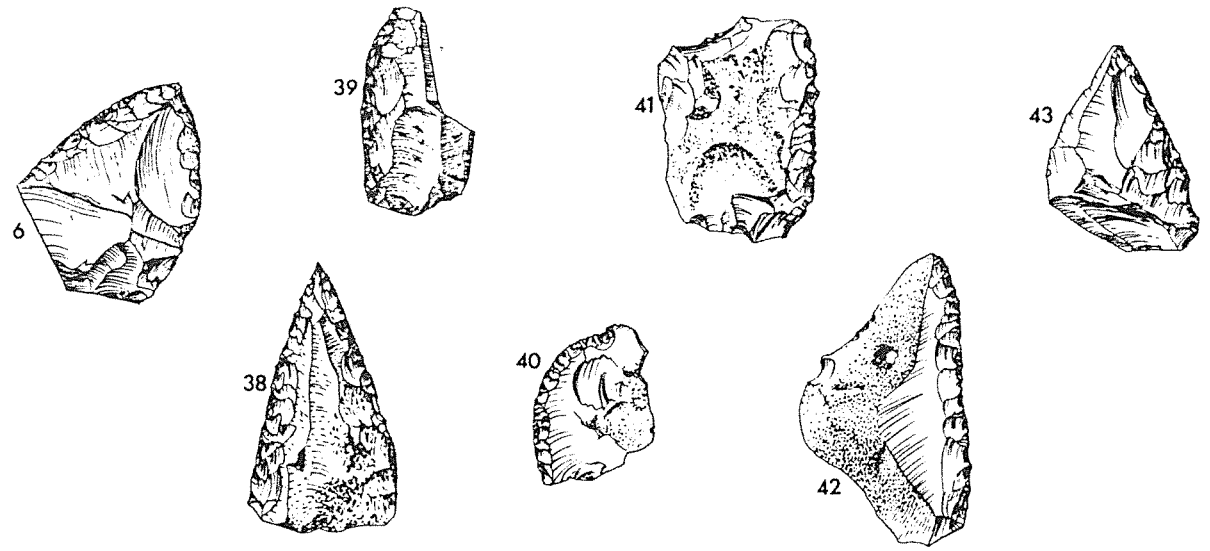
" La figure 80 montre l'évolution de la répartition des galliformes au cours du remplissage. Les courbes sont tracées d'après le pourcentage des individus de chaque espèce par rapport au nombre total d'individus identifiés dans chaque couche. Les lagopèdes passent par un maximum pendant le dépôt des couches X, IX, VIII et VI, époque durant laquelle la perdrix grise, qui était abondante dans les niveaux inférieurs,disparaît complètement, mais elle réapparaît dans la couche IV, alors que les lagopèdes diminuent. Les deux tétras sont surtout abondants dans les couches inférieures. Ces deux espèces indiquent un milieu boisé, le tétras lyre qui vit plutôt dans les boisements clairsemés ou à la lisière des forêts reste présent durant tout le remplissage, tandis que le grand tétras qui vit dans les grandes forêts de conifères, disparaît après la couche XV ".

V. - L'INDUSTRIE LITHIQUE (Fig. 81 et 82)

Le gisement préhistorique de la Baume de Gigny constitue un cas à part parmi les sites moustériens francs-comtois. L'abondance du matériel lithique et la fraîcheur des éclats font de ce gisement un site comparable aux plus beaux exemples du Sud-Ouest de la France. Il constitue, en tout cas, une preuve de l'occupation importante de la Franche-Comté par les hommes du Moustérien à l'époque du Würm ancien.L'originalité archéologique du gisement de Gigny par rapport aux autres gisements moustériens vient probablement du fait que le site a subi moins que d'autres les effets dévastateurs du recul de la falaise : cela n'est donc pas une originalité *initiale*. Les gisements moustériens de Casamène, Echenoz ou Rurey ont sans doute possédé des stratigraphies aussi complètes et des ensembles industriels aussi riches que la Baume de Gigny. Mais les niveaux moustériens actuellement présents dans ces gisements ne sont que le reliquat de remplissages profonds dont les équivalents stratigraphiques plus externes par rapport au réseau karstique ont été détruits par le recul de la falaise.

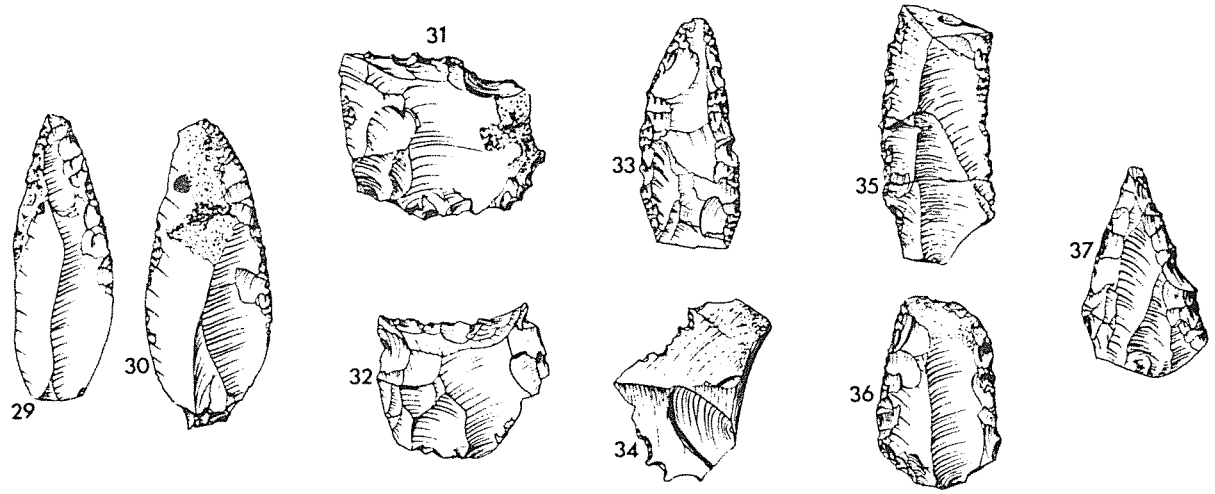
L'étude typologique de cette industrie a été faite par M. VUILLEMEY, fouilleur du gisement. Nous reprendrons sommairement son étude (J.F. PININGRE et M. VUILLEMEY, 1976) :

" Six périodes distinctes d'occupation y ont été mises en évidence. Les différentes industries ont en commun un certain nombre de caractères leur donnant un incontestable air de famille qu'accentue l'emploi des mêmes matières (silex et chaille) dans les mêmes proportions. Elles ne sont pas de faciès levallois (sauf dans le niveau XX) bien que les éclats levallois soient de belle venue et le plus souvent laminaires, conservés tels quels, sans retouches d'aménagement. Les indices laminaires compris entre 7 et 13 ne traduisent pas l'impression élancée des séries XX, XIX, XV et VIII dont le module d'allongement des éclats est souvent voisin de 2. Le facettage des talons est largement utilisé, principalement dans les niveaux XX et XIX où il est voisin de 60. Dans l'ensemble, les éclats sont minces et la valeur basse des indices clactoniens voisine de 10, confirme bien le caractère assez particulier qui originalise quelque peu les industries des niveaux VIII, XV, XIX et XX. Dans le niveau XVI, l'-

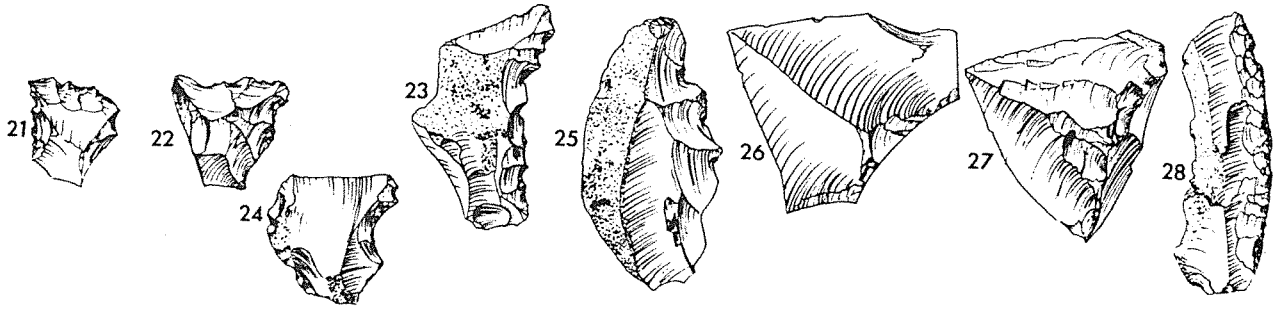


niveaux VIII et XII

5cm

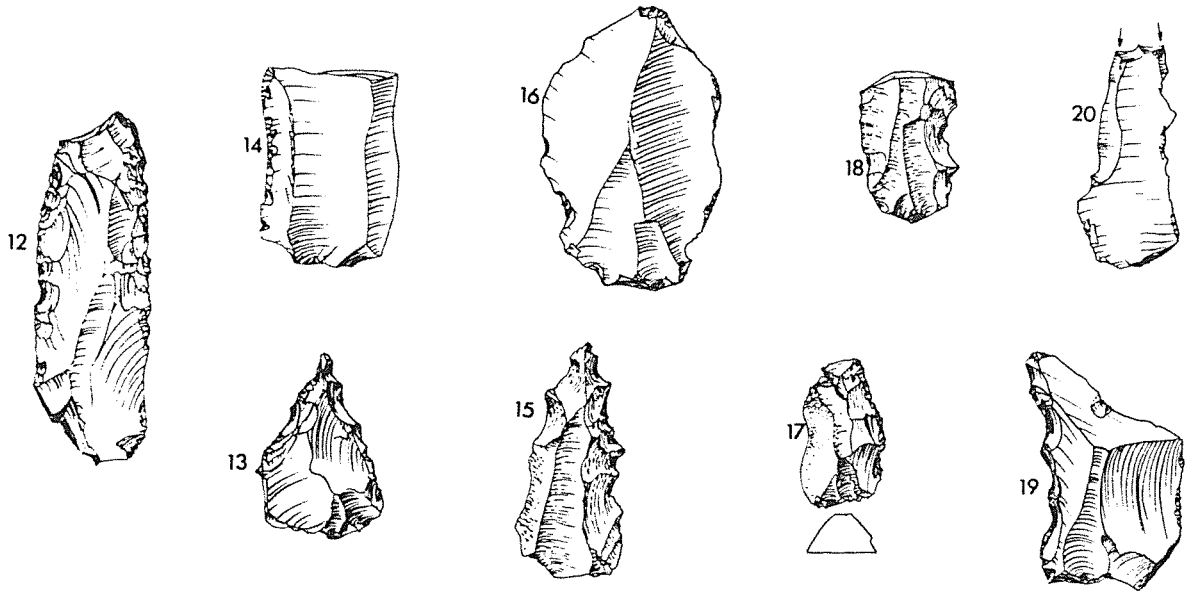


niveau XVII

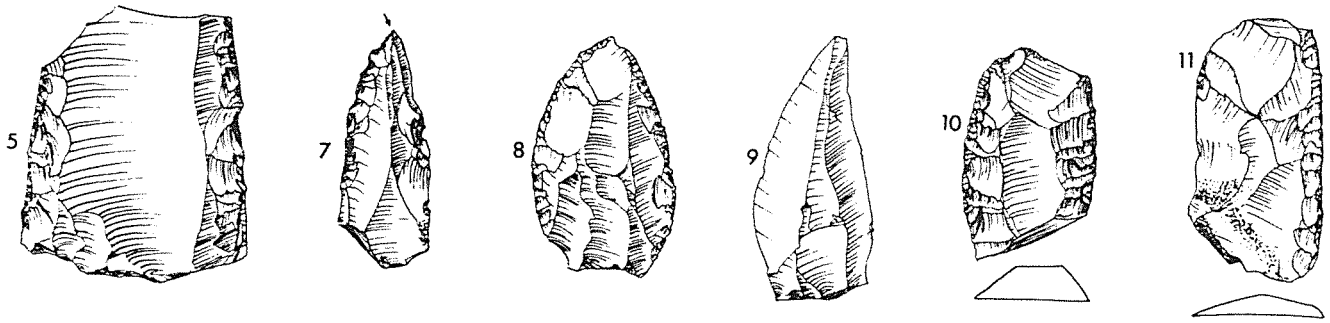


niveau XVI

Fig.81 Quelques pièces caractéristiques de l'industrie lithique de Gigny (Dessin M. Vuillemey)

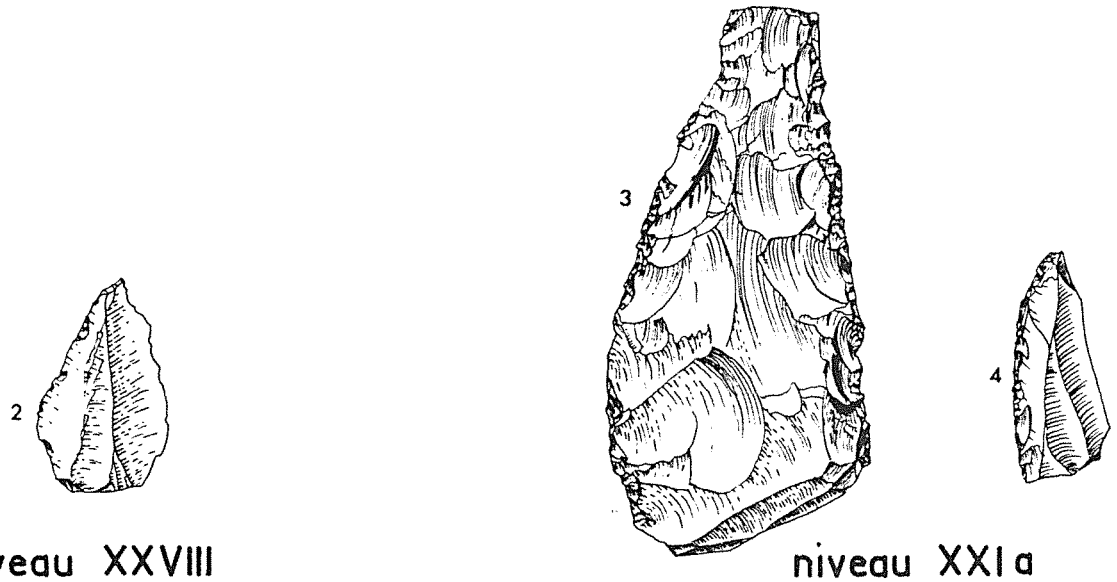


niveau XIX



niveau XX

5cm



niveau XXVIII

niveau XXIa

Fig.82 Quelques pièces caractéristiques de l'industrie lithique de Gigny (Dessin M. Vuillemey)

indice levallois (IL = 6,8) très faible et l'indice clactonien relativement fort traduisent l'aspect archaïque d'un débitage très différent, à première vue, de celui des autres horizons. Hormis le fait qu'on ait affaire à des industries de faciès non levalloisien (IL ty<25), l'étude des autres indices typologiques fait apparaître une incontestable similitude entre les niveaux XX et VIII d'une part, XIX et XV d'autre part. Le niveau XVI s'originalise par la présence d'un très fort pourcentage de pointes pseudo-levallois (44 %) dont un certain nombre transformé en outils (encoches ou denticulés) ne figure pas dans ce pourcentage. Les racloirs y sont rares (IR = 5,9), les denticulés nombreux (Moustérien à denticulés), rappelant de façon frappante la composition typologique de l'industrie des niveaux de la série B de l'Abri Breuil (LUMLEY, 1972).

Dans les séries des niveaux XX et VIII, les racloirs sont en proportion écrasante (IR. ess. voisin de 75). Tous les types sont représentés, mais les racloirs simples latéraux dominent. Les racloirs déjetés, absents dans le niveau VIII, font une timide apparition dans le niveau XX. La rareté des denticulés des encoches, l'indice de racloirs très fort, permettent de classer ces industries dans le Moustérien de type charentien ; toutefois, l'absence des outils caractéristiques incite à rattacher ces industries au groupe moustérien typique, riche en racloirs de faciès non levalloisien dont on trouve de nombreux exemples dans le Sud-Est de la France et en particulier à l'Abri Breuil série D. Les industries des niveaux XIX et XV, très proches typologiquement, se différencient de celles des niveaux XX et VIII par un enrichissement en denticulés au détriment des racloirs qui, bien que moins nombreux (IR. ess. 40 environ) regroupent les différents types dans des proportions assez semblables. Ces industries rappellent les moustériens typiques enrichis en denticulés du midi méditerranéen (Hortus, Abri Breuil). L'absence de racloirs déjetés et la rareté des transversaux, des limaces, des racloirs à retouche biface, paraissent être un caractère commun à tous les niveaux ".

VI. - CONCLUSIONS SUR LA BAUME DE GIGNY

A) Données chronologiques et paléoclimatiques (Fig. 83)

Quatre ensembles lithologiques, définis par des contenus sédimentaires, paléontologiques et archéologiques très différents, apparaissent dans le remplissage de Gigny. Inégaux en puissance, ils peuvent être circonscrits de la manière suivante, de bas en haut :

1) De la couche XXVII à la couche XXI (ensemble inférieur)

Type de remplissage évolué (taux de bréchification générale important) passant du bas vers le haut d'un remplissage de karst profond, en voie de comblement, à un remplissage de porche (importante cryoclastie du niveau XXI). Faune archaïque à *Ursus deningeri* et herbivores de climat tempéré. Industrie lithique peu typique pouvant se rapporter à un type d'Acheuléen évolué. Cet ensemble représente le complexe rissien, mais son édification a certainement eu lieu au cours d'interstades ou de phases peu froides du Riss. Seules les couches XXI et XXII, vigoureusement cryoclastiques, sont attribuables à une phase froide du Riss.

Nous avons déjà soulevé le problème du caractère très particulier du plancher stalagmitique surmontant cet ensemble : il est constitué de volumineux fragments calcitiques massifs apparemment détachés de la paroi et recimentés localement et secondairement par des enduits calcitiques. Par endroits, cette calcite secondaire conso-

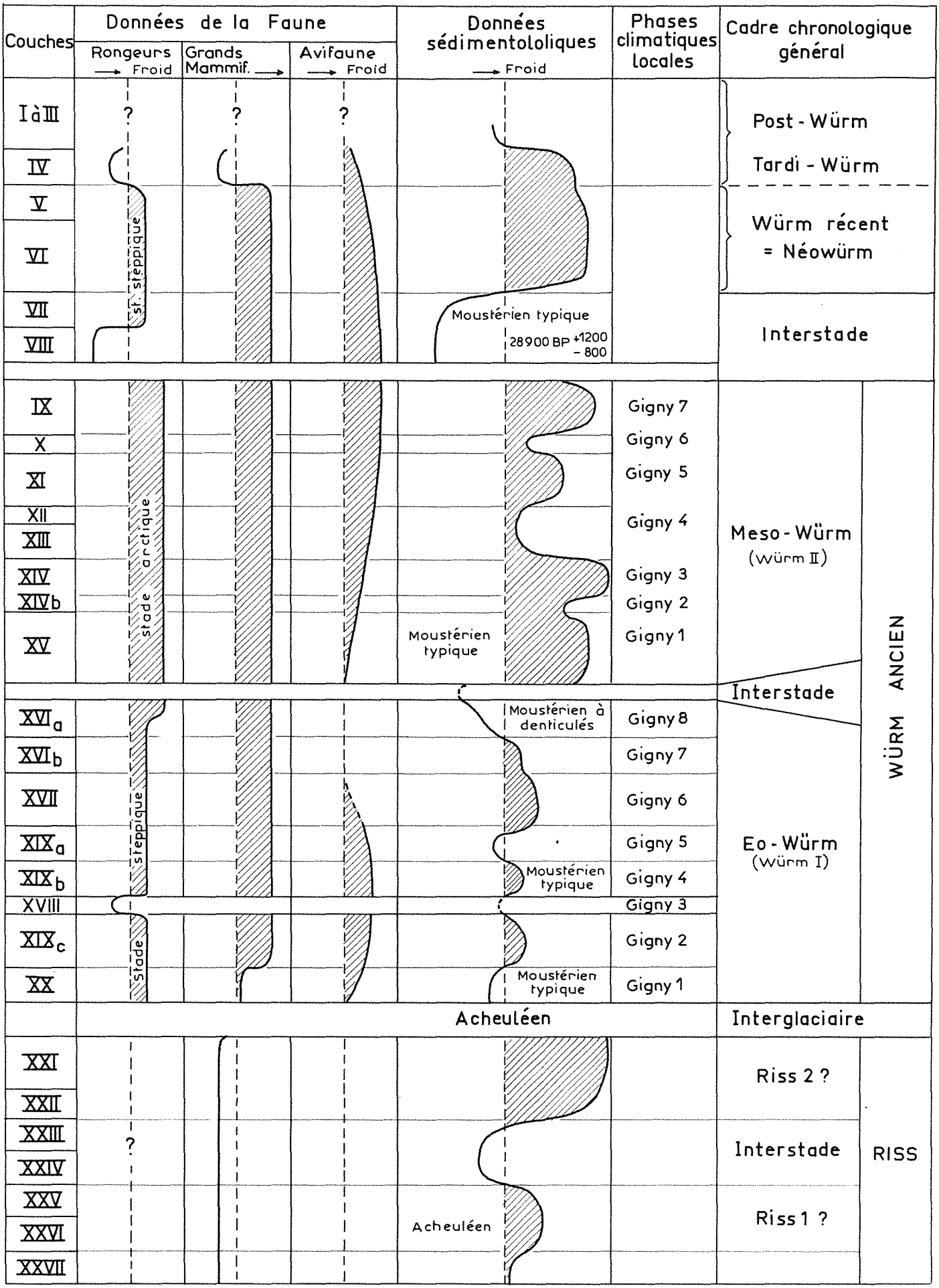


Fig. 83 La Baume de Gigny : Synthèse chronologique et paléoclimatique

lide le cailloutis " open-work " sous-jacent, et entre les fragments calcitiques primaires, des lentilles de gélifraction subsistent de manière discontinue. C'est dans l'une de ces lentilles que fut trouvé le biface de faciès acheuléen supérieur. Ces masses calcitiques, en position primaire ou (et) secondaire, marquent une période de réchauffement majeur précédant un remplissage à industrie moustérienne typique. Il paraît logique de lui attribuer un âge interglaciaire Riss-Würm.*

2) De la couche XX à la couche VII (ensemble moyen)

Les données de la faune sont fondamentales, mais relativement peu précises. Le cortège caractéristique du Würm est présent au niveau de la grande faune de mammifères. L'avifaune traduit deux poussées froides séparées par une phase de réchauffement. Les associations de rongeurs font apparaître deux épisodes froids à des degrés divers : un stade à caractère steppique de la couche XX à la couche XVIa, et un stade à caractère arctique du sommet de la couche XVIa à la couche IX.

Les données sédimentologiques confirment et précisent cette vision. Deux ensembles lithologiques nettement différents apparaissent d'emblée et sont confirmés par les analyses sédimentologiques et en particulier de la fraction grossière.

a) De la couche XX à la couche XVIa

Sous-ensemble inférieur où les caractéristiques diagénétiques traduisent un degré d'altération assez poussé : peu de plaquettes gélives, indice d'émoussé et porosité élevés, cortex d'altération bien développés. Ces caractéristiques s'acquièrent dans un environnement climatique modérément froid, probablement humide (lessivage important). Trois épisodes plus cryoclastiques viennent perturber cette impression générale, sans doute par des péjorations climatiques. Ce sont les phases correspondant aux couches XIXc, XXb et XVII. Dans une moindre mesure, la couche XVIb prolonge par une relative amélioration climatique la péjoration de la couche XVII. La couche XVIa, fortement et brusquement altérée par rapport à la couche XV sus-jacente, traduit un arrêt de sédimentation prolongé. Les profonds ravinements dont elle est affectée traduisent d'autre part une ablation importante qui a provoqué son troncage partiel. Ces caractéristiques sédimentologiques nous inclinent à placer après le dépôt de cette couche une phase de réchauffement majeur (interstade ?).

b) De la couche XV à la couche VII

Sous-ensemble supérieur.

Ici, au contraire, les phénomènes physiques (essentiellement cryoclastiques) l'emportent sur les phénomènes d'altération. Quatre épisodes très froids (couches XV, XIVa, XI et IX) sont séparés par des épisodes à caractéristiques cryoclastiques moins nettes et plus fortes impressions diagénétiques. Ces derniers épisodes semblent cependant de courte durée et les influences froides dominent largement cet ensemble lithologique. La couche IX est scellée par un plancher stalagmitique diffus, mais réel. Les couches VII et VIII,qui ne représentent probablement que le reliquat d'un corps sédimentologique plus complet mais démantelé, montrent des caractéristiques d'altération poussée. Nous les avons interprétées comme déposées au cours d'une phase de réchauffement majeur ayant valeur d'interstade. Deux

* une datation récente vient d'être réalisée à l'Institut für Kernchemie de l'Université de Cologne (Dr. J.G. HENNIG) par la méthode Uranium-Thorium. Elle donne un âge corrigé de 145.000 ans $^{+18.000}_{-15.000}$, ce qui correspondrait à un interstade du Riss plutôt qu'au Riss-Würm.

datations absolues ont été réalisées sur les ossements de la couche VIII par le Laboratoire de Radiocarbone de Lyon (Ly 556 et Ly 789). La moyenne compensée de ces deux mesures indique un âge de

$$28.900 \text{ B.P.} \begin{matrix} + \ 1200 \\ - \ 800 \end{matrix}$$

soit un intervalle de 28.100 à 30.100. D'une manière générale, les données sédimentologiques évoquent une période froide, dont la rigueur climatique atteint un maximum lors du dépôt de la couche XIV.

3) Couches VI à IV (ensemble supérieur)

Les faunes de l'ensemble supérieur évoquent encore un cortège froid (cortège steppique de la microfaune) jusqu'à la couche V comprise. Par contre, l'amélioration climatique débute avec la couche IV. Du point de vue préhistorique, aucun niveau n'a été individualisé ; par contre, les quelques pièces éparses sont de type paléolithique supérieur.

Du point de vue sédimentologique, nous avons déjà montré le caractère non stratifié et massif de la couche VI et ses caractéristiques de type coulée de solifluxion. Sous cet aspect, ce puissant niveau remanie, à notre avis, des sédiments déposés lors de phases froides du Würm récent. La couche V présente des caractéristiques comparables auxquelles vient s'ajouter un voile de concrétionnement sur les blocs calcaires. Il y a donc arrêt de sédimentation au sommet de cette couche. La couche IV montre des caractères cryoclastiques nets au niveau des éléments lithiques, mais la matrice tufacée évoque une humidité importante et une température clémente. Cette couche a donc probablement une origine double, de manière non contemporaine ; la dernière phase (précipitation tufacée étant sans doute post-würmienne).

4) Les niveaux protohistoriques (couches I à III)

Essentiellement formés de dépôts cendreux gris-noir, profondément remaniés par les occupations humaines, ces dépôts n'ont pas enregistré les variations climatiques du cadre naturel.

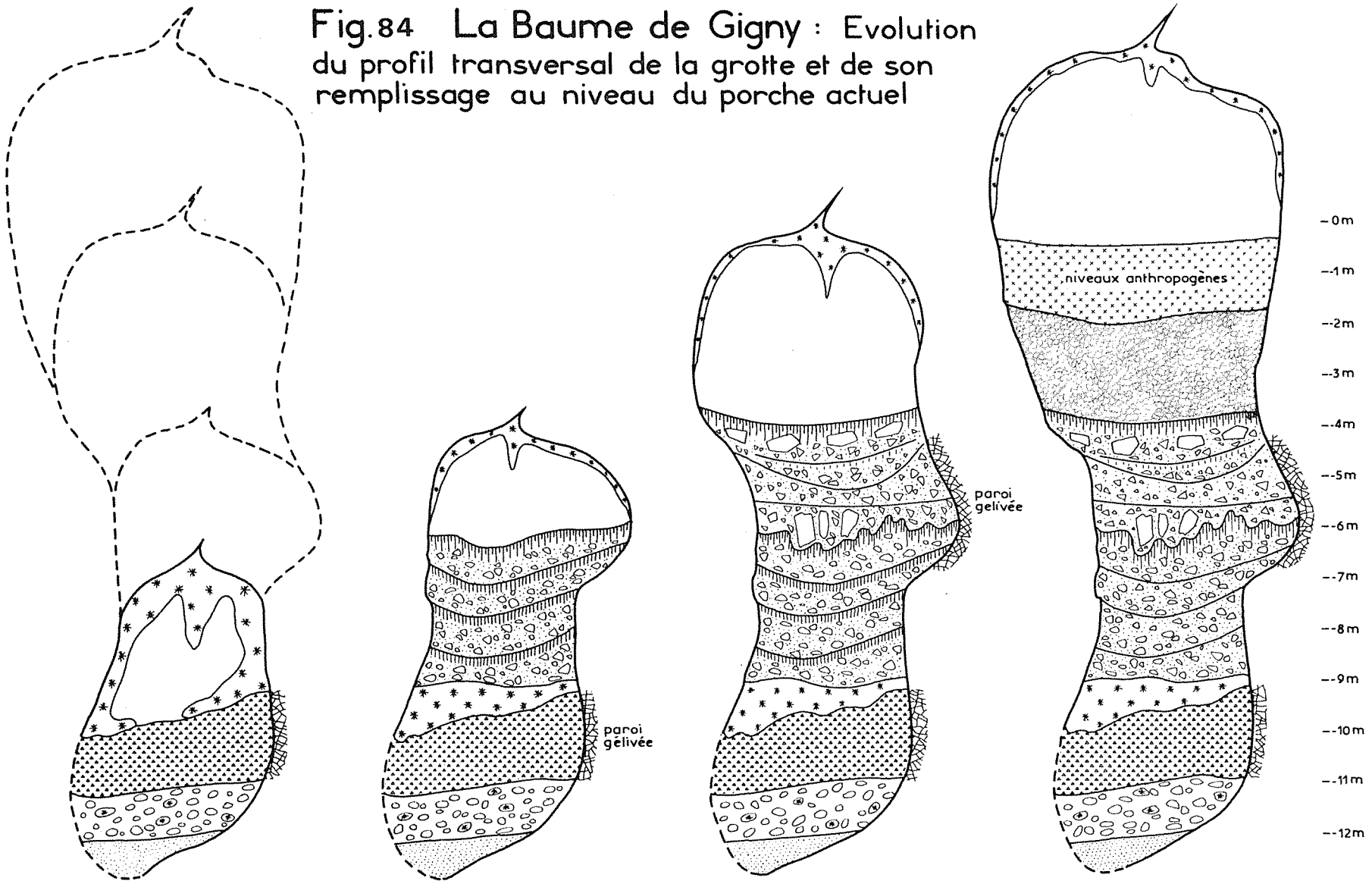
B) La genèse du remplissage de Gigny (Fig. 84)

Nous reviendrons plus tard, au moment de tirer les conclusions sur les remplissages karstiques, sur le mode de formation de ce type de remplissage de porche, à la lueur des observations réalisées sur les divers sites étudiés. Le gisement de Gigny s'intègre dans ce type général, mais présente quelques particularités qu'il nous a paru bon d'évoquer sous forme d'une évolution du profil transversal de la grotte et de son remplissage au niveau du sondage effectué, c'est-à-dire au niveau du porche actuel. Quatre étapes principales ont été dégagées :

1) Fin du Riss-Würm

Les niveaux inférieurs du remplissage situés chronologiquement dans le Riss sont, au moins pour leur séquence profonde (couches XXVII à XXV) des formations de type karst profond (galets roulés). C'est à partir de la séquence supérieure (couches XXII et XXI) que les dépôts cryoclastiques apparaissent, les marques de gélivation étant encore visibles sur la paroi rocheuse latérale. Une importante phase de calcitation scelle partiellement les dépôts antérieurs pendant l'interglaciaire. Il est probable qu'un revêtement calcitique important se soit déposé sur les parois de la grotte, et que la cryoclastie des premières phases froides du début du Würm détruise ces formations qu'elle incorpore au remplissage.

Fig. 84 La Baume de Gigny : Evolution du profil transversal de la grotte et de son remplissage au niveau du porche actuel



Fin du Riss-Wurm | Fin du 1er cycle würmien | Fin du 2ème cycle wurmien | Actuel

2) Fin du premier cycle würmien (Eowürm ? - Würm I ?)

Un remplissage d'environ 3 m de puissance, constitué de fragments cryoclastiques très altérés (cortex) est tronqué aux environs de la cote - 6 m par un ravinement dont les chenaux sont très visibles en coupe transversale. Un dépôt calcitique assez important recouvre les parois de la grotte et alimentera les premiers cryoclastes du cycle suivant.

3) Fin du deuxième cycle würmien (premier pléniglaciaire ? - Würm II ?)

Une sédimentation cryoclastique de blocs marque le retour d'une période froide après un interstade tempéré. Ce type de sédimentation se poursuit avec quelques variantes jusqu'à la fin de la couche IX scellée par un plancher stalagmitique. Un interstadiaire complexe se matérialise ensuite par une sédimentation condensée, fortement altérée (couches VII et VIII).

4) Situation actuelle

Après un arrêt ou une réduction de la sédimentation, le troisième cycle würmien provoque une nouvelle sédimentation. De celle-ci, nous ne possédons qu'un reliquat important mais homogénéisé pour une reprise d'érosion post-glaciaire (couche IV). Après ce bouleversement destructeur de stratigraphie, deux épisodes froids contemporains des couches V et IV, redonneront une allure stratifiée au remplissage. Les occupations humaines importantes de la période holocène provoqueront un dépôt artificiel important au sommet du remplissage naturel.

L A G R O T T E D E C A S A M E N E

A B E S A N C O N (D O U B S)

HISTORIQUE

La Grotte de Casamène est signalée pour la première fois en 1912 par M. THOMAS dans la Feuille des Jeunes Naturalistes de Besançon. Cet auteur y relate l'exécution d'un petit sondage à l'aplomb de la voûte et mentionne la découverte d'ossements d'ours des cavernes. L'information est reprise par E. FOURNIER en 1923.

Au printemps 1967, P. PETREQUIN signale la découverte d'éclats de chaille taillée dans les déblais de la fouille de 1912. A la suite de fouilles clandestines constatées peu après, la Direction des Antiquités Préhistoriques de Franche-Comté décide d'y organiser une fouille de sauvetage " afin de déterminer l'intérêt du site et d'assurer la protection et la fermeture de la grotte ".

Les fouilles ont lieu sous la direction de J.P. MILLOTTE et P. PETREQUIN, d'abord en septembre-octobre 1968, puis en décembre 1969 et janvier 1970. Les résultats de cette fouille sont publiés dans une note importante de Gallia-Préhistoire (1976) par P. PETREQUIN, J.F. PININGRE et J.P. URLACHER. Un examen annexe concernant l'étude sédimentologique du remplissage est exécuté par R. PETIOT.

Avec l'autorisation de J.P. MILLOTTE, Directeur des Antiquités Préhistoriques de Franche-Comté et de P. PETREQUIN, nous effectuons, au printemps 1977, un rafraîchissement de la stratigraphie de la coupe afin d'y réaliser des prélèvements en vue d'une étude sédimentologique complémentaire.

Il s'avérait effectivement utile et nécessaire d'étudier ce gisement par les méthodes utilisées pour les remplissages contemporains d'Echenoz, Gigny et Rurey, afin d'être en mesure de comparer utilement ces stratigraphies franc-comtoises à industries moustériennes.

I. - LA GROTTE DE CASAMENE DANS SON CONTEXTE GEOLOGIQUE

La Grotte de Casamène (x = 878,9 y = 252,6 z = 390 m) se trouve dans un contexte géologique complexe d'un point de vue structural : le faisceau bisontin. Du NNW au SSE, la Fig. 85 présente les différentes unités structurales :

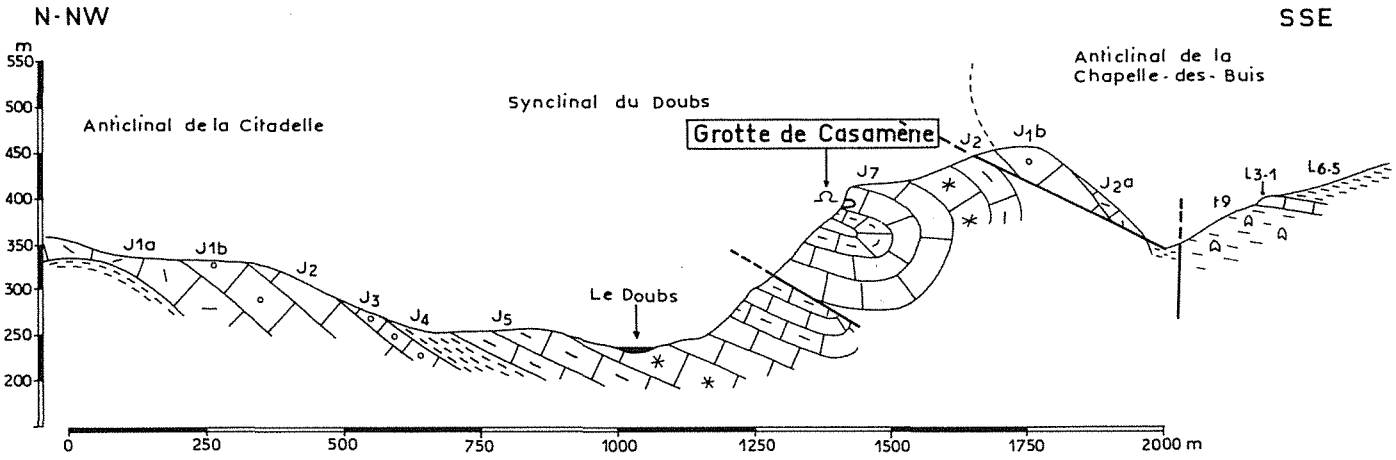


Fig.85 La grotte de Casamène - Coupe géologique au niveau du porche

- L'anticlinal de la Citadelle, d'axe Jurassique moyen, dont le flanc monoclinal est creusé par la vallée du Doubs.

- Le synclinal du Doubs affecté de failles chevauchantes complexes et son coeur Jurassique moyen constituent l'essentiel du flanc sud de la vallée du Doubs. C'est dans le flanc inverse du synclinal, au niveau des calcaires micritiques très gélifs du Séquanien, que s'ouvre le porche de la grotte.

- L'anticlinal complexe de la Chapelle des Buis à flanc nord déversé chevauchant et à coeur triasique.

Quant au réseau karstique proprement dit, il est décrit par P. PETREQUIN et all. (1976) :

" Dans son état actuel, la grotte est constituée par une galerie unique, colmatée à 25 m de l'entrée par des dépôts d'argile de décalcification. La section de la galerie est importante à l'entrée et atteint une largeur moyenne de 4 m pour une hauteur de 3 à 5 m ; les effets de la gélifraction se font très bien sentir jusqu'à une dizaine de mètres de l'entrée et ont dégagé une voûte en plein cintre, bien caractéristique d'un cadre climatique froid et humide, avec de brusques et fréquentes variations de température ; la structure même des calcaires compacts et lités favorise la formation de cette voûte d'équilibre. Entre 10 et 15 m de l'entrée, la galerie se rétrécit progressivement pour atteindre une section moyenne de 3 m sur 1 m ; la voûte est constituée par une strate oblique, à pendage vers l'Ouest, les effets de la gélifraction ne sont plus guère sensibles, et l'action de la corrosion est largement prépondérante - cupules et vagues d'érosion en base de paroi, parois et voûte découpées en blocs selon les axes de microfissuration, etc ... ".

II. - LA STRATIGRAPHIE : ETUDE DESCRIPTIVE DU REMPLISSAGE (Fig. 86)

Nous reprenons ici la nomenclature descriptive de P. PETREQUIN et all. en y ajoutant nos propres observations faites lors des prélèvements exécutés dans le témoin stratigraphique n° 3, ligne 7-8, carrés B, C, D.

Notre prélèvement concerne les couches II à X, c'est-à-dire que nous n'avons pu prélever les niveaux supérieurs (Ia, Ib, Ic, I') ni les niveaux XI (sables, galets) et XII (revêtements stalagmitiques). L'ensemble des prélèvements effectués constitue cependant l'essentiel de la stratigraphie interprétable de Casamène et la totalité des niveaux moustériens du gisement.

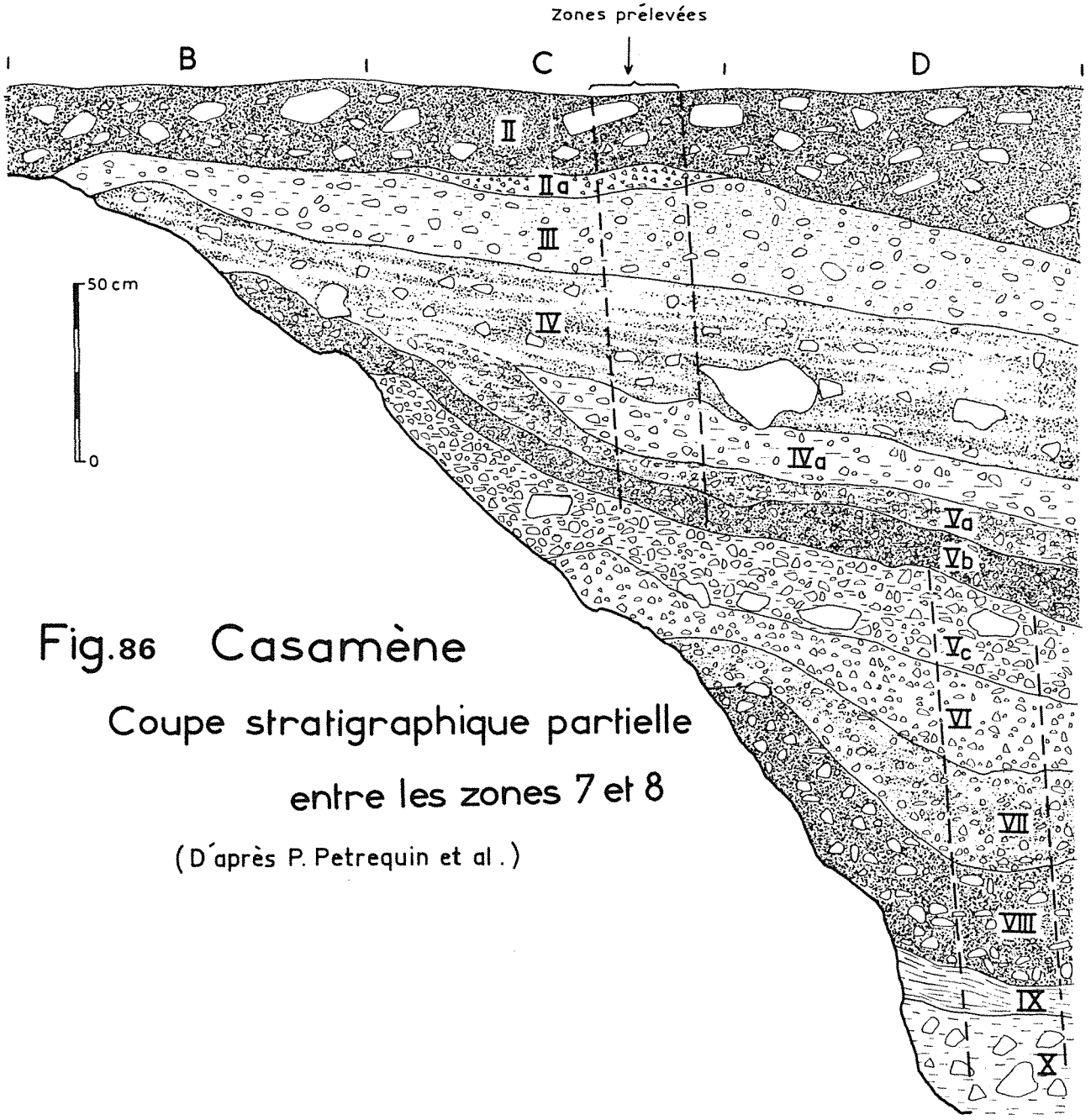


Fig.86 Casamène

Coupe stratigraphique partielle entre les zones 7 et 8

(D'après P. Petrequin et al.)

→ Niveau X

Niveau de blocaille calcaire riche en éléments moyens (4 à 8 cm). La matrice argileuse est peu abondante. Les cailloux calcaires ont des caractéristiques cryoclastiques assez bien conservées : trace de surface d'éclatement, angles peu émoussés.

→ Niveau IX

Couche argileuse jaune-clair, de structure compacte, avec quelques cailloux corrodés.

→ Niveau VIII

Eboulis de gélifraction dans une matrice argileuse noire et grasse.

→ Niveau VII

Eboulis de gélifraction dans une matrice argileuse marron. Cailloutis altérés.

→ Niveau VI

Eboulis de gélifraction, de couleur claire jaune-ocre. Les cailloutis sont assez laches et la matière argileuse manque par endroits. Quelques plaquettes de taille supérieure à 10 cm. Surfaces très peu corrodées. Vers le haut, la grossièreté des cailloux s'accroît.

→ Niveau Vc

Eboulis de gélifraction à matrice argileuse brun-clair. Structure grumeleuse et aérée de la matrice fine.

→ Niveau Vb

Eboulis de gélifraction à matrice argileuse noire et grasse. Cailloutis nombreux. Dans la partie supérieure, passe progressivement au

→ Niveau Va

Dépôt de même type, à matrice argileuse brun-foncé.

→ Niveau IVa

Cailloutis de gélifraction avec matrice argileuse jaune-clair, abondante. Lessivage et légère reprise d'érosion à la partie supérieure, provoquant contre la paroi rocheuse une ablation des niveaux Vb et Va.

→ Niveau IV

Eboulis de gélifraction, avec matrice argileuse brun-foncé. Quelques blocs effondrés et fissurés sur place par le gel.

→ Niveau III

Eboulis de gélifraction, avec nombreuses arêtes mousses. Matrice argileuse jaune abondante. Lessivage probable de ce dépôt.

→ Niveau IIa

Eboulis de gélifraction, avec matrice brun-noir. Ce niveau n'existe qu'à l'état de lentille.

→ Niveau II

Eboulis de gélifraction, avec matrice argileuse noire. Plaquettes calcaires non corrodées. A sa partie supérieure, éboulis et blocs de gravité qui peuvent atteindre 50cm dans leur plus grande dimension.

D'après P. PETREQUIN et all. :

" L'ensemble des niveaux moyens atteint une puissance de 2,80 m. Dans les niveaux XI et IX, le ruisseau souterrain paraît en pleine activité. Dans les autres couches, l'action de l'eau est assez réduite, tout au plus des lessivages partiels, et les dépôts semblent avoir été mis en place par gélifraction, sous climat froid, avec des variations régulières d'humidité ".

Pour notre part, nous ne pensons pas à la suite de nos observations, qu'il y ait eu à proprement parler, d'activité de ruisseau réel lors des dépôts de la couche X à la couche II. Un ruisseau en système karstique érode plus qu'il ne dépose. C'est seulement en phase de récession de réseau souterrain que le système se colmate d'argiles (dites de décalcification). Lorsque celles-ci existent, il est peu probable que le ruisseau soit entré en activité postérieurement à leur dépôt.

III. - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

A) La fraction grossière (Fig. 87)

Etudiée en contenu à partir de 33 échantillons, la fraction grossière a donné lieu à quatre critères de caractérisation : granulométrie globale (blocs non compris), des cailloux (blocs compris), pourcentage des fragments cryoclastiques et variation de l'indice d'émoussé.

1) Granulométrie globale

L'évolution de la granulométrie globale est assez claire : elle traduit, malgré la différenciation des différents niveaux stratigraphiques, une bonne homogénéité du dépôt. Les pourcentages respectifs des trois classes granulométriques comparées permettent les remarques suivantes :

- bonne représentation de la fraction fine (inférieure à 2 mm), qui constitue toujours plus de 20 % de l'ensemble.
- la fraction moyenne, toujours présente, oscille entre 8 et 18 %,
- la fraction grossière, bien représentée dans la couche X (échantillons 32 et 33) chute brusquement à 10 % environ de l'ensemble dans la couche IX. Son pourcentage croît dans les couches VIII et VII, passe par un minimum (37 %) dans la partie moyenne de la couche VI (échantillon 23), puis croît de nouveau jusqu'à la couche Va où elle atteint un maximum de 62 % (échantillon 16). Après une brusque chute à la base de la couche IVa, le pourcentage croît régulièrement jusqu'au sommet de la couche II, en passant par un léger pic à la base de la couche III (échantillon 10).

D'une manière générale, et mis à part l'accident sédimentologique des couches IX et X, la granulométrie globale traduit :

- un environnement cryogénique réel, mais que l'on peut qualifier de relativement atténué,
- une progression régulière de la fraction grossière évoquant une augmentation faible, mais régulière, des facteurs cryoclastiques.

2) La granulométrie des cailloux (blocs compris)

Les classes les moins grossières (1 à 4 cm) sont représentées sur toute la stratigraphie et leur variation est liée à la montée des classes granulométriques grossières.

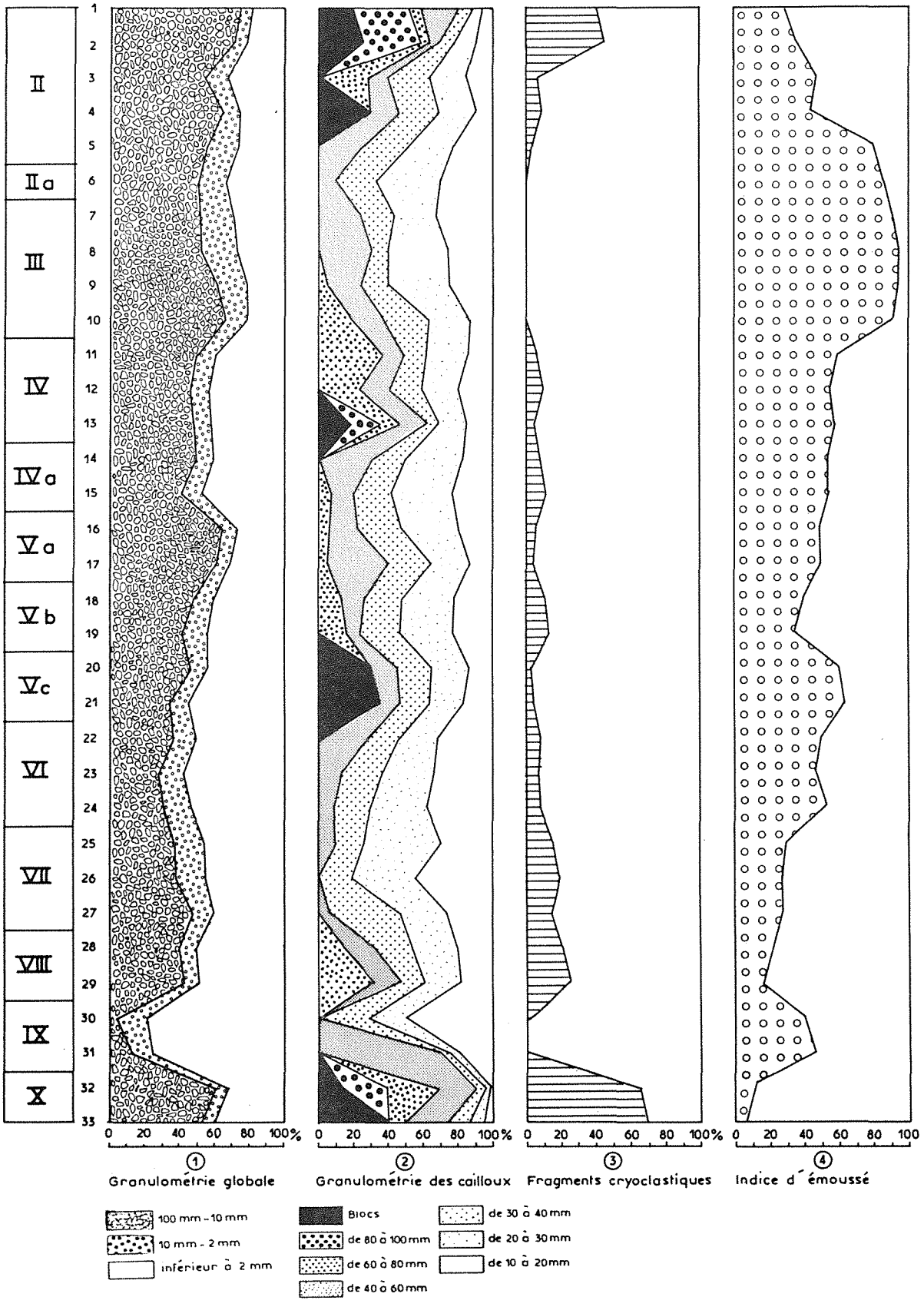


Fig. 87 La Grotte de Casamène
(Fractions grossières)

Quatre phases génératrices de blocs apparaissent nettement :

- la couche X : les blocs représentent 40 % de l'ensemble, les fractions moyennes (4 à 8 cm) 33 %.
- la couche Vc : les blocs représentent 42 % de l'ensemble au détriment, semble-t-il, des fractions moyennes qui n'existent que par la classe 4-6 cm.
- la base de la couche IV (échantillon 13) où, malgré la présence de blocs (22 %), toutes les fractions granulométriques sont représentées.
- la couche II où les fractions grossières et les blocs deviennent vraiment très importants.

3) Pourcentage des fragments cryoclastiques

Très abondants dans la couche X, ils sont absents dans la couche IX et réapparaissent à la base de la couche VI où ils atteignent un pourcentage relativement important (28 %). Ce pourcentage va régulièrement décroître jusqu'au sommet de la couche IV et dans tout cet ensemble, sa valeur excédera rarement 10 %. Absents de la couche III, les fragments cryoclastiques réapparaitront dans la couche II et deviendront abondants (45 %) au sommet de celle-ci.

4) Indice d'émoussé

Il varie globalement en sens inverse de la valeur du pourcentage des fragments cryoclastiques avec quelques nuances :

- il est plus important dans la couche II que dans la couche IX, ce qui laisse sous-entendre un remaniement de type solifluxion pour la première et exclut un dépôt de type ruissellement pour la seconde.
- il reste important au sommet de la couche II, malgré une granulométrie grossière riche en fragments cryoclastiques.

Conclusion :

D'un point de vue paléoclimatique, trois phases climatiques de durée très inégale peuvent être dégagées à partir de l'étude des fractions grossières :

1° Couches X et IX

Période à contraste climatique très marqué, caractérisée d'abord par une cryoclastie abondante provoquant une sédimentation rapide, génératrice de blocs et de fractions calcaires grossières (phase immédiatement postérieure à une phase de réchauffement), puis par un arrêt de la cryoclastie prise en relai par un apport de type solifluxion (indice d'émoussé important).

2° Couches VIII à IIa

Longue période à caractères climatiques peu contrastés, caractérisée par une cryoclastie relativement faible (entrecoupée par deux périodes plus cryogènes : couche Vc et base de couche IV). Chaque couche ou niveau subit immédiatement après son dépôt une altération sensible et peut-être un remaniement léger. Les fragments de parois s'émoussent avant de se séparer. Des apports soliflués enrichissent la blocaille en matière fine et en humus à partir des sols environnants du plateau.

Cette période se termine (couche III) par un niveau à caractère soliflué, ou du moins fortement remanié, puis altéré sur place.

3° Couche II

Arrivée d'une période froide, génératrice d'une cryoclastie abondante.

B) La fraction moyenne

Représentée par 95 % à 98 % de fragments calcaires et quelques éléments calcitiques et esquilles d'os, la fraction moyenne n'apporte pas d'éléments déterminants supplémentaires.

IV. - LA FAUNE

D'après P. PETREQUIN :

" Lors de la fouille, nous avons tamisé à l'eau un volume moyen de 80 litres de sédiments pour chaque niveau stratigraphique. Il n'y a pas de trace de microfaune dans les niveaux moyens du Würm I-II, ou alors quelques échantillons dans des secteurs pollués par des terriers sub-actuels ... ".

Ainsi, les seuls éléments faunistiques de la Grotte de Casamène nous sont donnés par la grande faune qui a été étudiée par F. PRAT de l'Université de Bordeaux.

A) Répartition stratigraphique de la grande faune de mammifères

Ursus spelaeus domine quantitativement la faune de Casamène et il est présent dans toutes les couches.

Parmi les cervidés, *Cervus elaphus* existe dans les couches I, II, V à VIII, *Capreolus capreolus* dans les couches I et II.

Les carnivores sont représentés par *Crocuta spelaea* (II), *Canis lupus* (I, III, IV, VIII), *Panthera pardus* (IX), *Lynx lynx* (I).

Les autres espèces remarquables sont *Marmotta marmotta* (I), *Capra ibex* (I, III, IV, VI, X), *Rupicapra rupicapra* (VI), *Sus scrofa* (I, II).

B) Données chronologiques et paléoclimatiques

D'un point de vue chronologique, toutes les espèces de l'ensemble faunistique de Casamène font bien partie du cortège du Würm ancien. Les espèces présentes sont celles, à quelques exceptions près, que l'on retrouve dans les niveaux correspondants de la Baume d'Echenoz ou de Gigny.

D'un point de vue paléoclimatique, la faune de Gigny ne contient pas d'espèces réputées froides comme *Rangifer tarandus* et *Coelodonta antiquitatis* pour les berbivores et *Gulo gulo* et *Alopex lagopus* pour les carnivores. La plupart des espèces présentes peuvent être considérées comme ubiquistes et certaines comme des espèces d'environnement climatique tempéré (*Cervus elaphus, Sus scrofa* ...). Nulle part dans la stratigraphie de Casamène,un ensemble à espèces réputées froides ne vient s'ajouter à l'ensemble de fond à caractère tempéré ou ubiquiste. Ainsi, le cortège faunistique de Casamène évoquerait plutôt les faunes du début du Würm (Würm I ?) avant la progression glaciaire et l'arrivée des faunes froides considérées comme contemporaines du premier épisode réellement froid de l'ensemble würmien, c'est-à-dire le Würm II. Il est remarquable de constater que ces caractères paléoclimatiques des faunes de Casamène correspondent au caractère de la sédimentation que nous avions qualifiée de relativement peu cryoclastique, évoquant un climat tempéré-froid peu contrasté.

V. - L'INDUSTRIE LITHIQUE

Nous évoquerons très succinctement ses caractères en reprenant l'étude faite par J.F. PININGRE et M. VUILLEMEY (1976) :

" L'industrie de la couche VIII, attribuable au début du Würm II, est très difficile à caractériser du fait du concassage qui affecte le bord de toutes les pièces et de la faiblesse numérique de celles-ci.

Techniquement, le débitage laminaire domine (7/18 soit : IL = 38), il est essentiellement levallois (6/18 soit IL = 33). Du fait de l'extrême fragmentation, bon nombre de pièces ne présentent plus de talon. Trois sont facettés. Un racloir latéral simple sur lame et un couteau à dos naturel constituent le seul outillage de ce niveau.

Les couches Ic et II appartenant à la séquence du Würm ancien sont les seules à avoir fourni plus de 10 pièces. Techniquement, le débitage levallois y est majoritaire (15/23 et un nucléus, soit IL = 65). Le facettage des talons est élevé (11/23 soit IF1 = 47). Les talons lisses sont assez rares (4/23 soit 17 %). Une lame à retouche bilatérale scalariforme à troncature distale complète cette modeste série ".

VI. - CONCLUSIONS

A) Type de remplissage

Le gisement de Casamène est, comme l'ont souligné P. PETREQUIN et all., un remplissage de fond de porche. Plusieurs caractéristiques importantes nous le démontrent :

- le faible pendage des différents niveaux individualisés,
- la différenciation peu sensible de ces différents niveaux, traduisant un lieu de dépôt " *tamponné* " et éloigné des influences atmosphériques,
- la rareté (voire l'absence ici) de la microfaune et des outillages lithiques.

P. PETREQUIN et all. estiment que le porche de la grotte a reculé d'une dizaine de mètres depuis l'occupation du niveau VIII. Nous aurions tendance à penser que cette distance est sous-estimée. Pour mieux préciser ce recul, il faudrait établir des sondages complets jusqu'au sol rocheux, permettant d'apprécier, comme à Echenoz, les rapports latéraux entre les différents niveaux du gisement. Il est toutefois certain que l'essentiel du remplissage a été tronqué lors du recul de la falaise.

Il est dommage qu'une coupe transversale complète du gisement n'ait pu être établie. A notre avis, un canyon doit inciser le substrat de la grotte, seul vestige de l'incision réellement karstique de l'ancienne résurgence de Casamène. L'essentiel du modèle actuel du porche (ce qui expliquerait son ennoyage vers le fond à une quinzaine de mètres) est dû aux effets cryoclastiques.

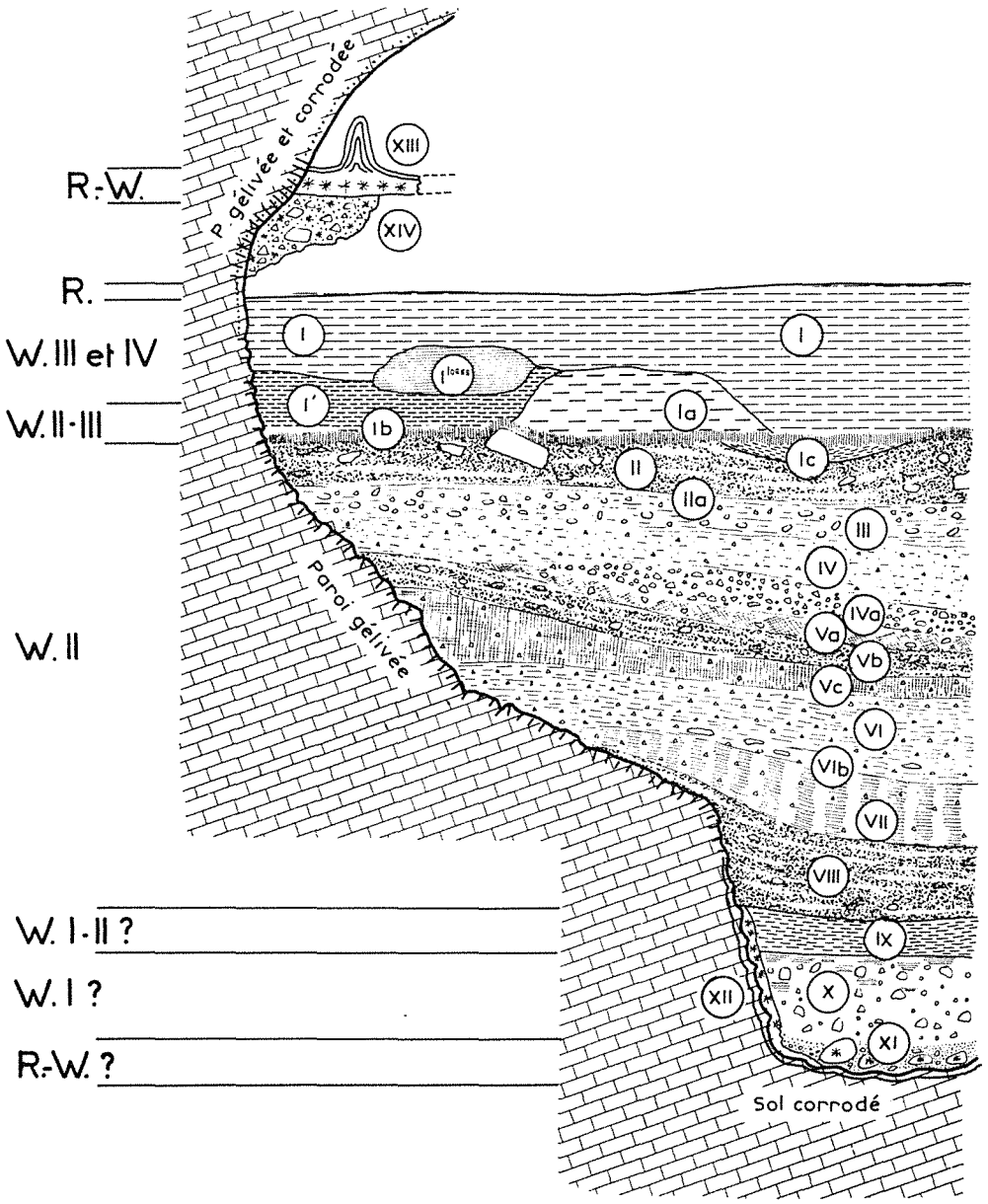


Fig.88 Casamène

Stratigraphie schématique transversale et la chronologie proposée par P.Pétrequin et al. (Dessin P. Pétrequin).

B) La chronologie et la genèse du remplissage

P. PETREQUIN et all. ont mis en évidence l'existence de brèches anciennes : (Fig. 88)

" Sur la paroi occidentale de la galerie, au-dessus du sol actuel, existent quelques placages bréchifiés de sédiments anciens. Il s'agit là de témoins calcités d'un remplissage ancien de la grotte, qui a été déblayé presque intégralement par une reprise d'érosion du ruisseau souterrain : des plaquettes calcaires et des éboulis de gélifraction, non corrodés, sont englobés dans une matrice argileuse jaune calcitée. En surface, le niveau est scellé par un plancher stalagmitique de 20 cm d'épaisseur moyenne. Quelques fragments d'os, qui ne permettent pas de détermination spécifique, ont été trouvés dans la fraction grossière du remplissage. Ce dépôt devait, à l'origine, occuper toute l'étendue de la grotte. La comparaison de l'altitude relative de la couche de calcite sur les différents lambeaux permet de savoir que la surface des dépôts était en légère pente en direction de l'intérieur de la cavité. De toute évidence, il s'agit d'un dépôt de cailloutis de gélifraction dont l'épaisseur décroît vers l'intérieur de la grotte, en fonction de la diminution des effets du gel. La paroi rocheuse, sous les brèches résiduelles, a été gélivée, puis corrodée ; partout ailleurs, la paroi a été attaquée par la gélifraction würmienne ".

Cette formation est, pour ces auteurs, le reliquat d'un remplissage ancien occupant toute la cavité et détruit avant les dépôts actuellement visibles :

" Postérieurement à la formation du plancher stalagmitique, une augmentation du débit du ruisseau souterrain a provoqué une reprise d'érosion régressive à partir de la rupture de pente constituée par le seuil de la grotte. Les remplissages anciens ont été déblayés jusqu'au sol rocheux de la grotte, c'est-à-dire sur près de 5 mètres de hauteur, hormis quelques lambeaux calcités ... cette reprise d'érosion semble correspondre à l'interglaciaire Riss-Würm et *peut ainsi assurer le point de départ de nos hypothèses chronologiques* ".

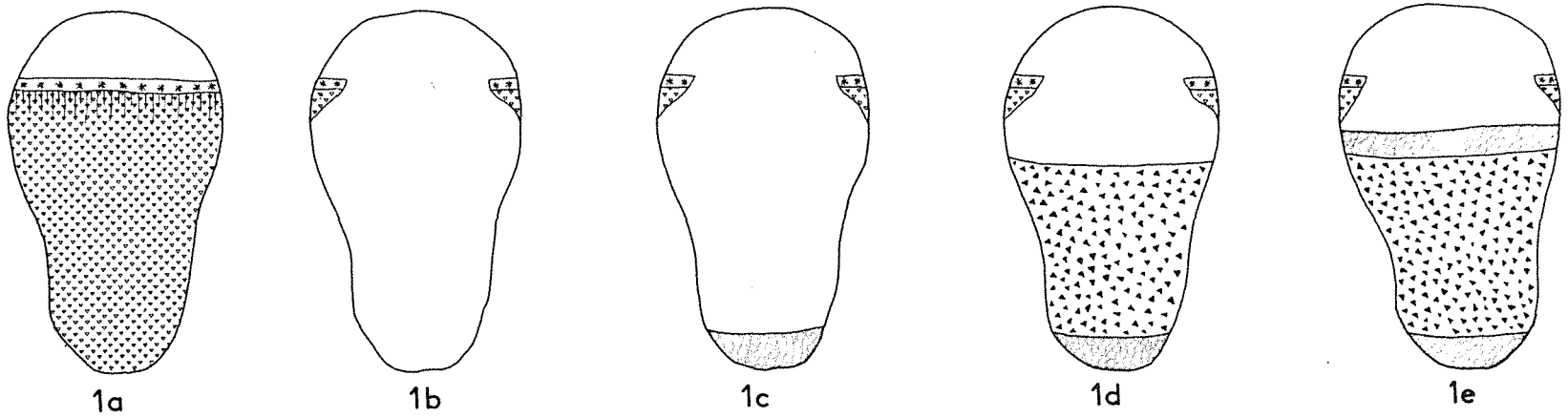
Nous ne partageons pas cette reconstitution des faits et nous en proposons une autre qui ne veut être, comme celle des auteurs précédents, qu'une hypothèse de travail. Afin de mieux illustrer ces deux hypothèses contradictoires, nous proposons en parallèle, d'une part l'évolution du site et de son remplissage, telle que P. PETREQUIN et all. l'imaginent et d'autre part, notre propre vue des évènements (Fig.89).

* Hypothèse 1 (P. PETREQUIN et all.)

1a - Dépôts du Riss (ou plus ancien) : la grotte est totalement colmatée par les dépôts rissiens qui se scellent dans leur partie supérieure par une bréchification et un plancher stalagmitique.

1b - Erosion du Riss-Würm : les dépôts rissiens sont intégralement déblayés par une reprise d'érosion du ruisseau souterrain qui provoque une reprise d'érosion régressive à partir de la rupture de pente constituée par le seuil de la grotte. Seuls, quelques lambeaux de calcite forment le reliquat de ces dépôts anciens.

1c et 1d - Reprise de sédimentation au Würm, et dans le vide ainsi créé par la reprise d'érosion précédente, s'accumulent les niveaux successifs du Würm ancien (Würm I et Würm II).



Hypothèse ①

"Riss"? Riss - Würm Würm I Würm II Post-Würm ancien

Hypothèse ②

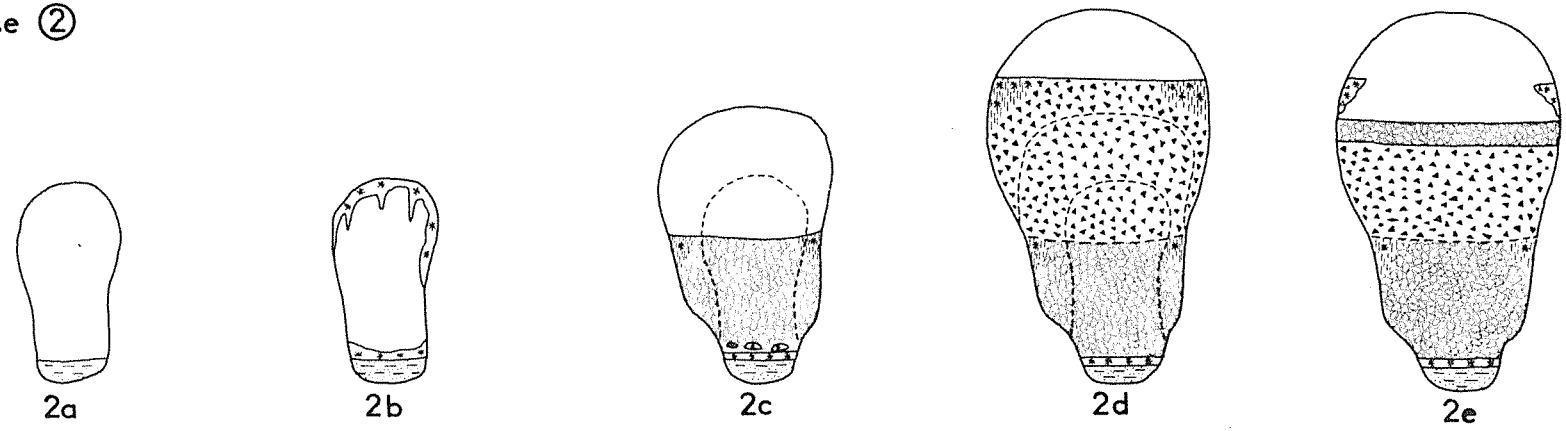


Fig. 89 Evolutions chronologiques parallèles d'un porche de grotte et de son remplissage selon les deux hypothèses (Explication dans le texte)

Plusieurs objections majeures peuvent être exprimées quant aux phénomènes mis en oeuvre et à la logique de ce schéma hypothétique :

- Les matériaux calcaires constituant les remplissages würmiens proviennent des parois de la grotte. Ce fait est admis par tous. Ces matériaux présentent bien un indice d'émoussé certain qui peut être parfois important, mais qui n'en fait pas des éléments strictement allochtones. Ils ont sans doute été affectés par des reprises partielles, mais on peut, sans grand écart par rapport à la vérité, les qualifier de *sub-autochtones* et considérer qu'ils ont été détachés des parois environnantes : *Celles-ci ont donc reculé latéralement.* Comment donc imaginer que les brèches anciennes aient résisté à ce recul, d'autant plus qu'elles ne sont pas particulièrement supportées par des promontoires rocheux de la paroi, mais quand elles existent, elles se trouvent plutôt coincées dans des anfractuosités des parois rocheuses !

- L'hypothèse proposée suppose " une augmentation du débit du ruisseau souterrain " au Riss-Würm, qui aurait provoqué le démantèlement des dépôts antérieurs. Toutes les observations que nous avons pu faire dans les autres gisements du même âge (Gigny, Echenoz, Rurey), ainsi que l'analyse sédimentologique des dépôts de porche et de grotte, nous ont convaincu de l'ancienneté des karsts (en tant que phénomène spéléogénétique) et de l'absence de niveaux réellement alluviaux dans les sédiments du remplissage. Lorsque ces éléments alluviaux existent, ils sont posés directement sur le sol rocheux de la grotte et fréquemment compactés en grès calcaires. De plus, il est plus probable de penser qu'en période interglaciaire, les karsts fossilisés par des sédiments ont peu de chance de redevenir actifs : la perméabilité retrouvée du sous-sol après le blocage du permafrost aurait plutôt tendance à provoquer l'enfoncement du réseau karstique actif et son débouché dans les zones beaucoup plus basses du flanc de la vallée.

- A la lumière de nos observations et de celles de nombreux quaternaristes, par quels critères phénoménologiques et morphogénétiques peut-on définir un interglaciaire ? C'est une période plus conservatrice que destructrice de sédiment. Il est vrai qu'en *début de réchauffement,* la fonte généralisée peut provoquer des effets de chasse d'eau destructeurs pouvant tronquer une partie des remplissages antérieurs. Mais cette phase est suivie, lors de l'optimum glaciaire, d'une phase de consolidation des sédiments, par bréchification de ceux-ci et développement de dépôts calcitiques le long des parois. Dans l'hypothèse proposée, la bréchification aurait *précédé* la destruction ; cet ordre des choses est, à notre avis, peu probable.

- Hormis ces objections, l'hypothèse proposée laisse supposer que la voûte actuelle de la grotte était *grosso-modo* la même qu'à la fin du " Riss ", comme en témoignent les reliquats bréchifiés qui ont fossilisé la paroi pendant toutes les phases cryoclastiques ultérieures ; ceci est peu probable à notre avis : la voûte s'est profondément modifiée pendant les périodes froides du Würm dont la zone ou les effets de gels et de dégels successifs ont pu s'exprimer, c'est-à-dire dans le cas de Casamène, jusqu'à l'endroit où la paroi s'abaisse, au point d'être ennoyée par le remplissage.

* Hypothèse 2

Nous ne prétendons pas détenir la vérité des choses en proposant une autre façon de voir. Nous pensons seulement que celle-ci rend mieux compte des observations, des faits et de la logique des raisonnements en fonction des données nouvelles apportées par l'étude d'un certain nombre de gisements du même type.

2a - Riss ou Pré-Riss : Le niveau actuel du porche et de son remplissage correspond, pour les niveaux " anciens " et profonds, à un environnement sédimentologique complètement différent de celui qui a présidé au dépôt des couches " récentes " et superficielles. Aussi, n'est-il pas surprenant de constater que ces niveaux profonds ont des caractéristiques lithologiques complètement différentes des niveaux superficiels : ce sont, dans la plupart des cas, des dépôts de colmatage de karst (Echenoz couche IX, Vergranne, Rurey) et alors les niveaux sont fins, sableux ou argileux, ou des dépôts réellement fluviatiles, grossiers, sableux et à galets (Prétin, Gigny). A Casamène, la couche XI nous semble correspondre à cet épisode.

2b - Riss-Würm : les dépôts du Riss-Würm sont mal connus et, d'une manière générale, les phases de réchauffement du climat sont peu génératrices de dépôts. A Gigny, les sédiments cryoclastiques rissiens sont recouverts d'un plancher stalagmitique. A Echenoz, il n'y a pas eu, à notre avis, de plancher stalagmitique proprement dit, mais le sommet de la couche VIII et la base de la couche VII contiennent des fragments calcitiques hérités des placages de paroi. A Casamène, les éléments calcitiques de la couche XI constituent les reliquats de ces encroûtements détachés de la paroi lors des premiers gels würmiens.

2c - Würm I : Une phase cryoclastique importante provoque un élargissement sensible des parois de la grotte par rapport au profil précédent. Avant les dépôts würmiens, la section transversale de la grotte, au niveau des dépôts, présente une étroitesse caractéristique qui ne subsiste qu'à la base, là où les sédiments antérieurs bloquent les effets de gel. La cryoclastie würmienne évasera sensiblement ce profil lors de la phase modérément froide du Würm I et dans ce premier évasement, s'en emboîtera un second, plus important, au Würm II. Localement et en général en bordure des parois, les sédiments se bréchifieront lors de l'arrêt de sédimentation et du réchauffement. Cette bréchification latérale est bien visible à Gigny et surtout au niveau de la couche XVIII.

2d - Würm II : nouvel apport cryoclastique des parois avec évasement emboîté de celles-ci. En Franche-Comté, les dépôts du Würm I et ceux du Würm II sont assez différents :

- les premiers sont peu différenciés dans l'ensemble, riches en fraction fine argileuse, de teinte brun-foncé, à cailloutis altérés. C'est, à notre avis, le cas des couches VII à III d'Echenoz, des couches X à XVI de Gigny, des couches CII-CIII de Rurey. A Casamène, l'ensemble des couches VIII à IIa rentre dans cette catégorie. Cet ensemble lithologique traduit un climat tempéré-froid humide, peu contrasté.

- les seconds sont très différenciés, les niveaux cryoclastiques riches en éléments cryoclastiques alternant avec des niveaux plus altérés. Les éléments fins, moins abondants, sont de teinte plus claire : ocre-jaunâtre. C'est le cas des couches Ia, Ib, Ic, Id à Echenoz, des couches XV à IX à Gigny, des couches CI-DI-II à Rurey. A Casamène, la couche II est le seul reliquat stratigraphique de cette période. Ce second ensemble lithologique traduit un climat froid, alternativement sec et humide, très contrasté. Lors de l'arrêt de sédimentation (Würm II-III ?), les niveaux stratigraphiques se bréchifient au contact de la paroi (couche IX de Gigny).

2e - Ultérieurement, les dépôts du Würm ancien sont tronqués par des remaniements importants au cours du Würm récent. A notre avis, les témoins bréchifiés de parois, considérés par P. PETREQUIN et all. comme rissiens, sont les reliquats du sommet du remplissage du Würm II. Des dépôts souvent remaniés avec industrie lithique de type Paléolithique supérieur, viennent coiffer les couches plus anciennes. Les niveaux IV à VI de Gigny, les niveaux Ao et AI de Rurey, les couches I de Casamène rentrent dans cette catégorie.

Ainsi, ces deux conceptions sont, comme nous venons de le voir, profondément opposées. Chacune d'entre elles ne reflète probablement pas la réalité des faits chronologiques. La vérité progressera par la confrontation de ces deux hypothèses, confrontation qui a le mérite de provoquer de nouvelles réflexions, et notamment de tenter de préciser les flous inévitables présentés par chacune d'elles. L'une des clés de ce problème réside en particulier dans la datation des témoins bréchifiés de paroi. Mais ceux-ci sont souvent réduits et les débris faunistiques qu'ils contiennent, insuffisants pour les placer avec sécurité dans la chronologie du Quaternaire.

Quoi qu'il en soit de la validité de l'une ou l'autre de ces hypothèses, et en comparant les dépôts majeurs de Casamène à ceux des autres gisements étudiés, nous proposons une chronologie différente de celle de P. PETREQUIN et all.
A notre avis :

- couche XI : Riss-Würm
- ensemble des couches X à IIa : Würm I
- couche II : reliquat des couches du Würm II
- couche I : couche remaniée du Würm récent.

L A G R O T T E D E L A P I Q U E T T E

A R U R E Y (D O U B S)

HISTORIQUE

Par opposition à de nombreuses grottes franc-comtoises très anciennement connues et pillées, la Grotte de la Piquette à Rurey est une découverte récente. C'est en effet lors de prospections systématiques dans la vallée de la Loue, qu'un groupe spéléologique sous la responsabilité de P. PETREQUIN découvrit ce site en 1967. Malgré la non diffusion de la découverte dans les milieux archéologiques franc-comtois, une fouille clandestine, mais " normalisée " (début de sondage carroyé, surface de fouille plane ...) fut constatée peu de temps après la découverte. Devant le danger, et dans l'espoir d'être en présence d'un gisement vierge, J.F. PININGRE obtint de la Direction des Antiquités Préhistoriques de Franche-Comté une autorisation de fouilles. La campagne eut lieu du 31 juillet au 1er septembre 1972.

I. - LE GISEMENT DANS SON CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le porche (x = 877,80 y = 236,40 , altitude 315 m) s'ouvre au pied d'un abrupt rocheux de 7 à 8 m dominant d'une trentaine de mètres la basse nappe alluviale de la Loue à 800 m environ à l'amont de la confluence avec le Lison. La voûte au niveau du porche a 2 à 3 m de haut (par rapport au sommet initial du remplissage) sur 5 à 6 m de large. Après le porche, une vaste galerie de 25 m de longueur, sur 5 m de largeur et 2 à 5 m de hauteur se poursuit par une voûte basse sur 40 m environ. La zone pénétrable est obstruée par un massif calcitique. L'orientation générale de la galerie est de 52° Nord.

Le réseau karstique de la grotte est creusé dans les assises horizontales du Bajocien supérieur oolithique (Fig. 90). Stratigraphiquement, une bonne partie de la

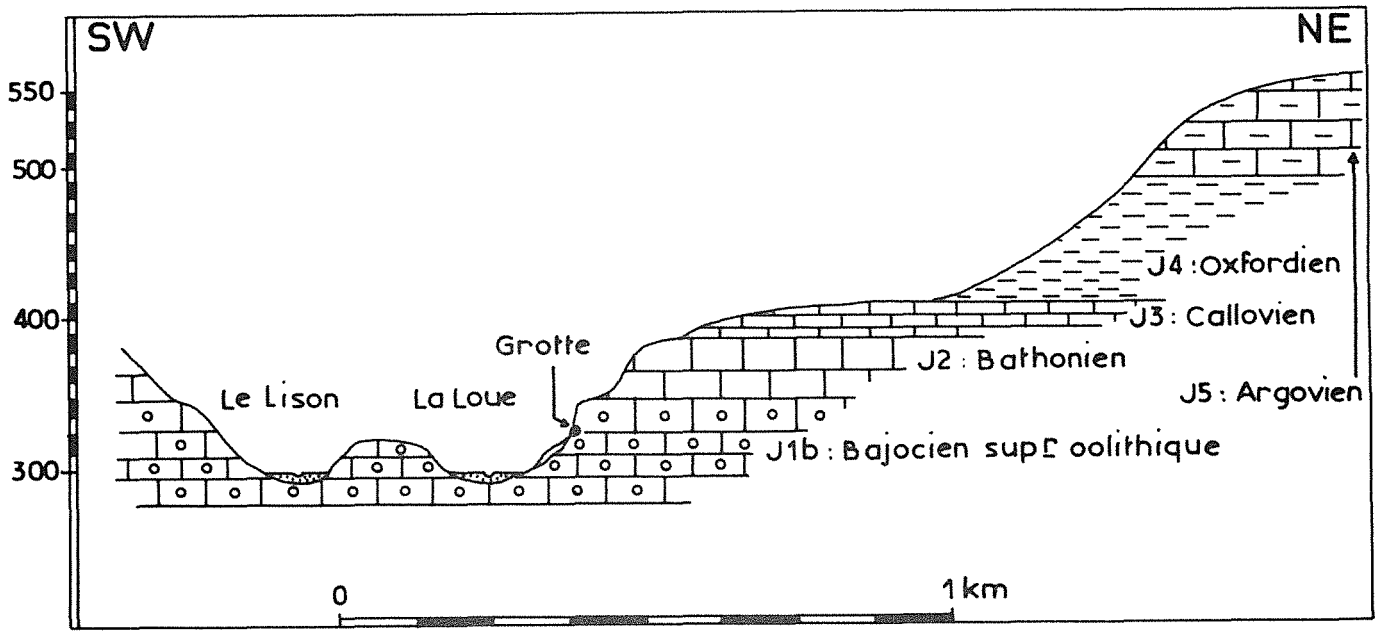


Fig. 90 La Grotte de la Piquette à Rurey
Coupe stratigraphique au niveau du Porche de la grotte

série jurassique affleure sur la rive droite de la Loue. Un premier ensemble calcaire (du Bajocien supérieur au Callovien) détermine un ressaut morphologique au pied duquel s'ouvre la grotte. Un replat structural, déterminé par l'érosion des marnes de l'Oxfordien et des marno-calcaires de l'Argovien, sépare ce premier abrupt d'un deuxième, plus en retrait, déterminé par les calcaires de l'Argovien supérieur.

La Loue coule sur une petite nappe alluviale peu épaisse, limoneuse en surface, et plus grossière en profondeur. Le gisement se trouve dans une zone où la rivière, après un parcours Nord-Est - Sud-Ouest, amorce un changement de direction vers le Nord-Ouest en direction de Chenecey-Buillon.

II. - LA STRATIGRAPHIE : ETUDE DESCRIPTIVE DU REMPLISSAGE

Malgré son abondante industrie moustérienne, la Grotte de la Piquette présente un remplissage décevant : largement remanié dans sa partie supérieure (couches O et I) par une reprise naturelle des sédiments et par des terriers de blaireaux, seuls quatre témoins profonds, limités dans l'espace, ont fourni une stratigraphie lisible. Difficiles à relier lithologiquement entre eux, ces témoins ont été étudiés séparément et, à la suite de cette étude, une corrélation stratigraphique est proposée. Les séquences stratigraphiques trop réduites de chacun de ces témoins n'ont pas permis d'arriver à des conclusions chronologiques et paléoclimatiques propres au gisement. Nos propositions pour Rurey et dans ces domaines précités, s'appuieront sur les coupes plus complètes connues et étudiées en Franche-Comté (Gigny, Echenoz-la-Méline, Casamène). Nous terminerons par une tentative de reconstitution phénoménologique et chronologique de l'édification du remplissage de cette grotte.

A) Les zones remaniées supérieures

O - Zone remaniée par les fouilles clandestines (30 cm).

- Couche d'habitation du XVI° siècle (Monnaie de Charles-Quint) très cendreuse, avec aménagement de foyers et argile rubéfiée (40 à 60 cm). Cette couche nous a fourni, outre la monnaie de bronze signalée plus haut, deux autres monnaies (de bronze également) non déterminées, des fragments de céramique vernissée, de nombreux ossements, ainsi que de nombreux éclats de chaille souvent concassés, provenant de niveaux moustériens sous-jacents.

1 - Une couche argileuse gris-jaune très hétérogène, à blocailles de dimensions diverses, plus ou moins corrodées et quelques gros blocs.

Cette couche a été profondément perturbée par de nombreux terriers de blaireaux, certains comblés, d'autres pas.

Le matériel témoigne d'un profond remaniement : nous avons, en effet, rencontré, sans qu'il soit possible d'établir une stratigraphie et sans distinction de niveaux, malgré les nombreuses projections : des tessons de céramique néolithique et protohistorique, des éclats de chaille et outils de type moustérien, des outils d'allure Paléolithique supérieur, et ce, sur toute la hauteur.

Le matériel osseux ne fait que confirmer ce mélange : très fragmenté en ce qui concerne les faunes anciennes (dents d'Ursus spelaeus, renne, cervidé), ces espèces cotoient des ossements d'allure très fraîche, souvent apportés par les blaireaux ou les ossements des blaireaux eux-mêmes. Cet ensemble, dont l'épaisseur varie de 0,80 à 1,80 m, isole des témoins de couches anciennes en place, dont les raccordements stratigraphiques sont très malaisés. Nous avons préféré, tant que les corrélations n'étaient pas sûres, les numéroter individuellement.

B) Les niveaux en place

1) Témoin A

A I - Couche de cailloutis sec, cryoclastique, faible matrice argileuse jaune (15 à 20 cm).

A II - Blocaille plus ou moins corrodée, matrice argileuse très compacte, brun-roux. Granules de calcaire abondants. Eclats de chaille frais et concassés, esquilles d'os (15 cm).

A III - Argile jaune compacte, cailloux anguleux isolés. Prend un aspect gréseux au contact de la couche sous-jacente (15-20 cm).

A IV - Alternance de planchers de calcite impure, de formations sableuses plus ou moins prises en brèche où les grains de quartz et billes de limonite abondent, de lentilles de limon très jaune, très fin. (15 à 30 cm). Cette couche, souvent très dure, n'a pas été attaquée par les terriers. Elle repose sur le substrat rocheux pendant légèrement vers l'Est.

2) Témoin B (Fig. 91)

B I - Couche de cailloutis et blocailles corrodées à matrice argileuse brun-rougeâtre. Mobilier lithique et osseux très fragmenté, réparti sur toute la hauteur (50 cm).

B II - Isolée à la base par un trou de blaireau, elle repose sur un bloc de brèche isolé renfermant quelques éclats de chaille et esquilles d'os.

B III - Ce bloc repose sur des formations analogues à A IV.

3) Témoin C (Fig. 92)

C I - Cailloutis fin anguleux, matrice argileuse brun-gris (10 cm, lenticulaire).

C II - Limon argileux jaune compact. Cailloutis épars (25 cm).

C III - Plaquettes plus ou moins corrodées, matrice rouge. Mobilier lithique et osseux (5 à 15 cm).

C IV - Plaquettes peu corrodées, souvent dressées sur champs (cryoturbation ?). Matrice argileuse jaune grumeleuse (30 cm). Outillage et esquille d'os.

Fin de la fouille 1972.

4) Témoin D

D I - Cailloutis anguleux, matrice grise (à l'état de lambeaux).

D II - Cailloutis jaune, semblable à A I.

D IIIa - Argile jaune, faible cailloutis, comparable à C II.

D IIIb - Même argile jaune, mais blocaille plus ou moins anguleuse.

D IV - Cailloux corrodés avec blocaille, nombreux granules de calcaire. Outillage et esquilles d'os. Blocs à la base.

Fin de la fouille 1972.

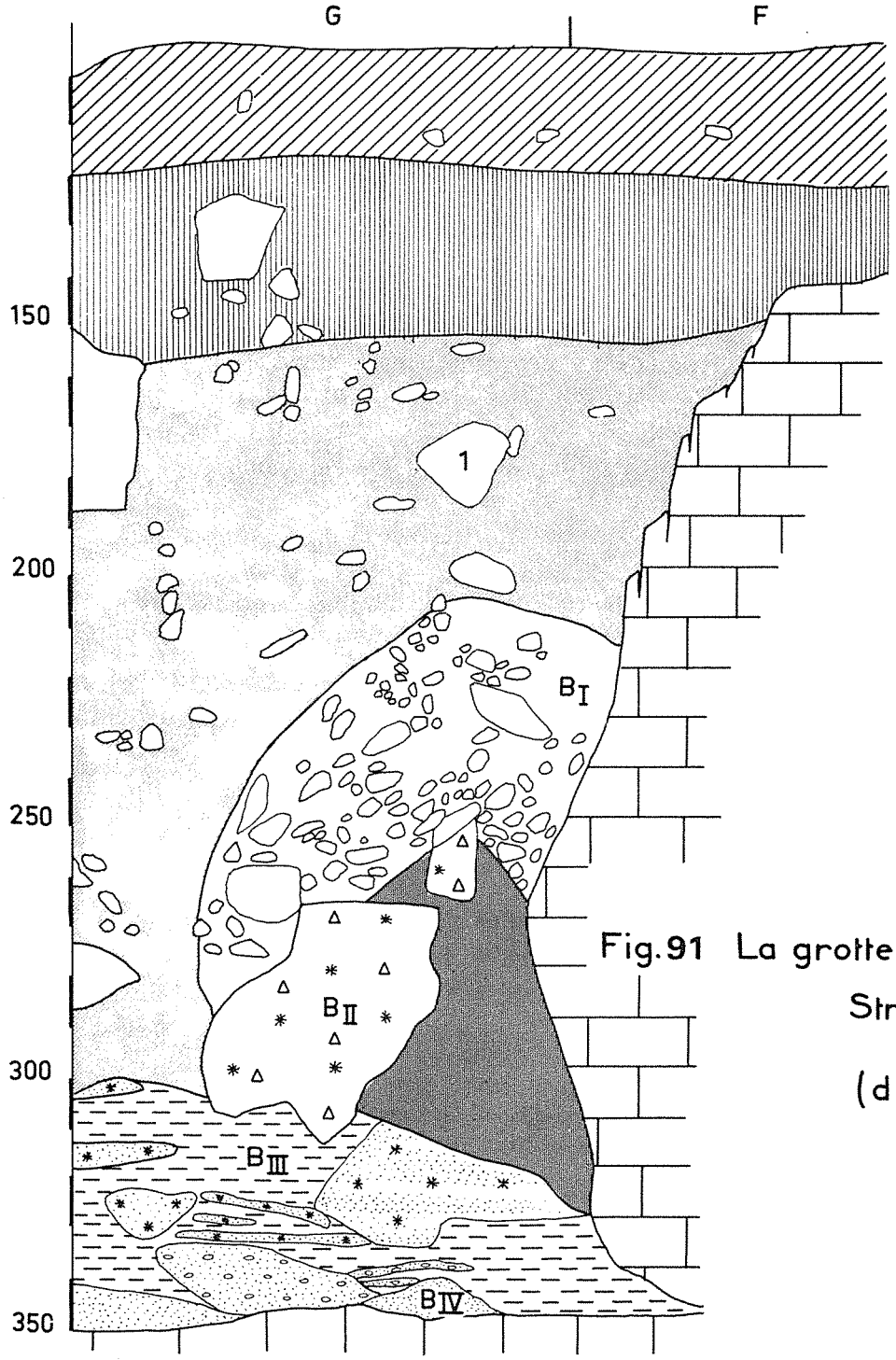


Fig.91 La grotte de la Piquette à Rurey
Stratigraphie du Témoin B
(d'après J.F.Piningre).

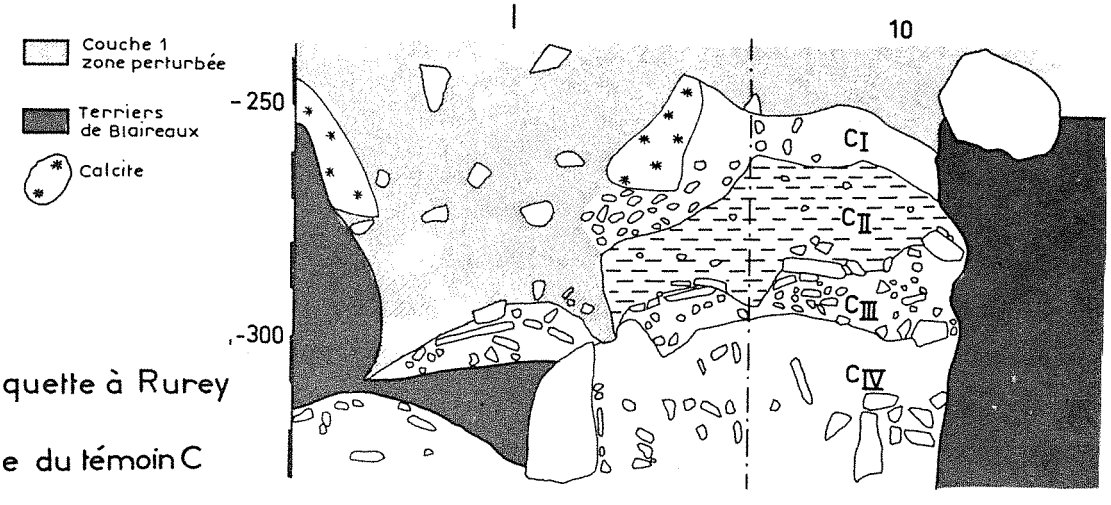


Fig.92
La grotte de la Piquette à Rurey
- Stratigraphie du témoin C
(d'après J.F. Piningre)

C) Systématique des différents ensembles (Fig. 93)

A partir de cette description lithologique, trois ensembles peuvent, *a priori*, être proposés :

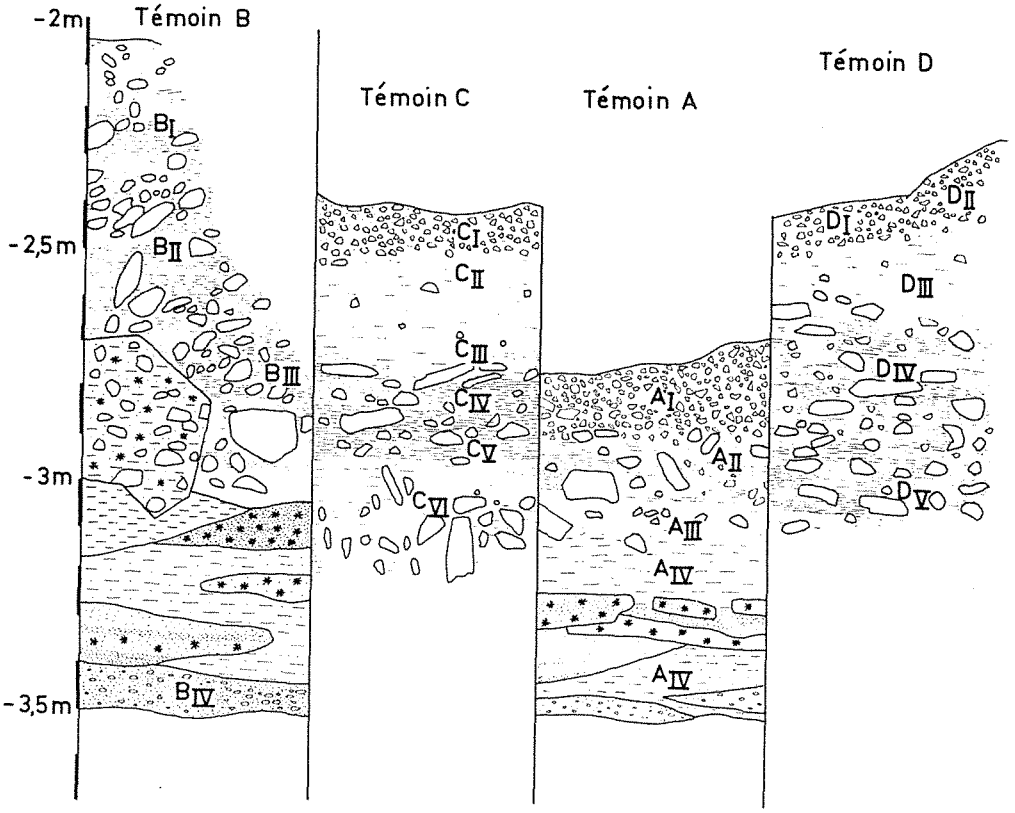


Fig.93 La grotte de la Piquette à Rurey. Stratigraphie comparée des quatres Témoins en place. (d'après J.F. Piningre)

- Ensemble inférieur :

Visible à la base des témoins A (A III) et B (B III), comprenant donc les couches profondes des seuls témoins ayant atteint le socle rocheux. Ce sont des formations de type alluvial indurées, surmontées d'argiles jaunes compactées.

- Ensemble moyen :

Présent dans les quatre témoins : A (A II), B (B I, B II), C (C II, C III, C IV) et D (D IIIa, D IIIb, D IV). Ce sont des formations à blocs calcaires émoussés, englobés dans une matrice argileuse importante, brunâtre. Un bloc bréchique isolé (B II) s'interstratifie dans cet ensemble.

- Ensemble supérieur :

Réduit et disloqué, il est présent dans les témoins A (A I), C (C I) et D (D I et D II). Il est représenté par des éléments calcaires cryoclastiques à arêtes vives, enveloppés d'une gangue argileuse jaune à brun-gris.

III. - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

A) La fraction grossière

1) La granulométrie globale (Fig. 94-1)

Le diagramme granulométrique, malgré l'étroitesse des séquences, amène plusieurs constatations :

- Une masse à prédominance grossière apparaît sur les quatre colonnes granulométriques. C'est celle de l'ensemble moyen qui se caractérise par un pourcentage supérieur ou égal à 50 % de la fraction grossière, une relative faiblesse du pourcentage des fractions moyennes (10 à 15 %) et un pourcentage de la fraction fine s'échelonnant entre 20 et 30 %. Ce dernier augmente vers le bas et en particulier au niveau du prélèvement inférieur du témoin C, au détriment de la fraction grossière.

- Vers le bas, cette masse à dominante grossière s'atténue, et les pourcentages des diverses fractions s'inversent et vont même au-delà : la fraction fine représente 70 à 80 % de l'ensemble, la fraction moyenne reste stable, tandis que la fraction grossière ne représente plus que 10 à 15 %. Ces caractéristiques sont surtout sensibles au niveau des prélèvements 2 et 3 des témoins C et D.

- Plus haut, ce déséquilibre s'amortit et la fraction grossière représente 40 à 50 % (phénomène amorti en D) de l'ensemble, la fraction moyenne prenant une proportion qu'elle connaît rarement dans les remplissages, tandis que la fraction fine reste importante (20 % en A et C) ou très importante (60 % en D).

2) Granulométrie des cailloux (Fig. 94-2)

- L'ensemble moyen, entrevu lithologiquement et confirmé par la granulométrie globale, apparaît également sous le couvert de la granulométrie des cailloux. Il est caractérisé par une bonne représentation de toutes les classes granulométriques pour des pourcentages à peu près équivalents (témoins A et D). Une sur-représentation des classes moyennes (4 à 6 cm) se manifeste cependant dans les témoins B et C au détriment des classes plus grossières (6 cm à 10 cm). Le témoin A est caractérisé, au contraire, par la sur-représentation en fractions grossières et par la présence de blocs. Ces variations de détail n'altèrent cependant pas, à notre sens, l'originalité et l'unicité de l'ensemble moyen. Elles témoignent, tout au plus, du plus ou moins grand éloignement des divers témoins par rapport aux parois latérales de la grotte ou par rapport à l'aplomb rocheux de la falaise au moment des dépôts. La partie supérieure de cet ensemble moyen, présent dans les témoins C (prélèvements 2 et 3) et D (prélèvements 2 et 3) voit la disparition des fractions grossières supérieures à 8 cm, et par contre-coup, une sur-représentation des fractions inférieures à 2 cm.

- L'ensemble supérieur apparaît comparable à l'ensemble moyen après cet intermède fin : seulement présents dans les témoins A, C et D, les échantillons prélevés traduisent une diminution régulière des fractions grossières dans l'ordre cité. Là encore, il est difficile de dire si cette variabilité traduit des niveaux chronologiquement différents ou, au contraire, les variations de faciès d'un même niveau.

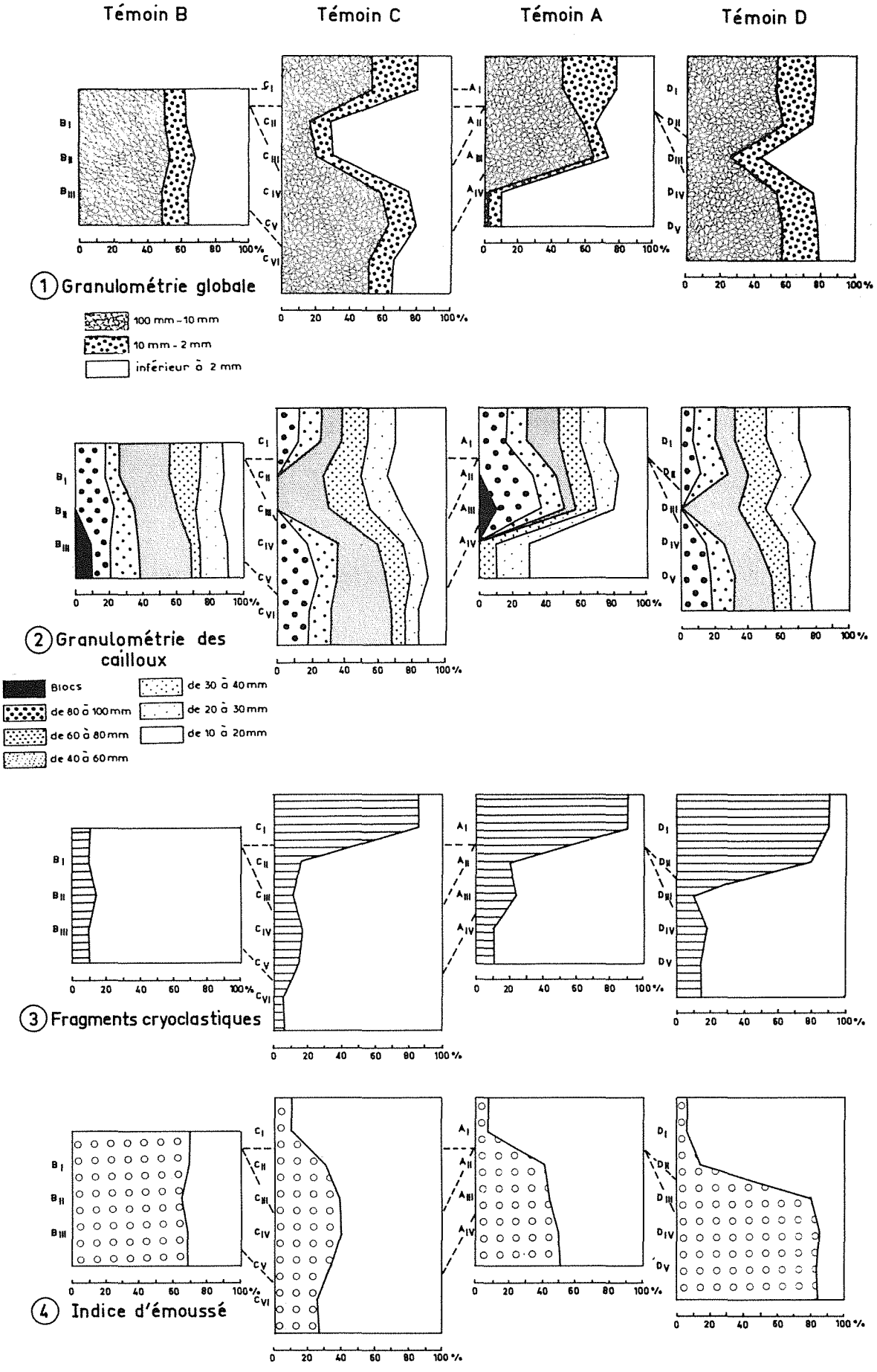


Fig.94 La grotte de la Piquette à Rurey. Fractions grossières

- L'ensemble inférieur, induré partiellement comme nous l'avons vu, n'a été étudié que par ses niveaux meubles (témoin A, échantillon 4). La fraction grossière n'est pas représentée par des blocs de calcaires, mais par des concrétions de type 5, ou encroûtements calcaires de style " *poupée* ".

3) Fragments cryoclastiques (Fig. 94-3)

Le pourcentage des fragments cryoclastiques évalué de bas en haut de chaque témoin stratigraphique est, à notre avis, extrêmement parlant : non mesurable dans l'ensemble inférieur (absence de blocs calcaires), faible tout au long de l''nsemble moyen (10 % ou moins), et par contre fort ou très fort dans l'ensemble supérieur (90 % en A, 80 % en C, 50 % en D). L'absence de ce pic au sommet du témoin B et l'homogénéité du pourcentage des trois échantillons étudiés y confirment l'absence de l'ensemble supérieur.

4) L'indice d'émoussé (Fig. 94-4)

Il est très important au niveau de l'ensemble moyen (70 dans le témoin B, 80 dans le témoin D) ou seulement conséquent (50 dans le témoin A, 40 dans le témoin C) et par contre très faible au niveau de l'ensemble supérieur (de 10 à 15).

B) La fraction moyenne

En dehors des considérations énoncées dans le paragraphe " granulométrie globale " relatives à son importance, elle n'apporte pas de résultats sensibles par rapport aux fractions grossières.

IV. - LA FAUNE

Vu le faible volume des couches en place fouillées, la faune est peu abondante. De plus, les pièces osseuses sont souvent en mauvais état, aucune mâchoire n'est complète. Il est difficile de dire si cet état des vestiges osseux est dû à l'action de l'homme moustérien, des carnivores ou des sédiments.

L'ensemble des pièces a été déterminé par L. CHAIX, du département d'Anthropologie de l'Université de Genève. On peut résumer, niveau par niveau, dans chaque témoin stratigraphique, les espèces déterminées par le tableau suivant :

Couches	AII	BI	CIII	DIII	DIV	DVI
Indéterminés	6	6	4	2	10	1
Rhinoceros sp.	1	1	-	-	-	-
Ursus spelaeus	-	2	1	1	4	-
Panthera pardus	-	-	-	-	1	-
Canis lupus	-	-	1	-	-	-
Meles meles	-	-	1	-	-	-
Rangifer tarandus	-	-	1	-	-	-
Capra ibex	-	3	1	-	-	-
Castor fiber	-	-	2	-	-	-
Total	7	12	11	3	15	1

D'après L. CHAIX :

" On peut tout de suite remarquer que sur un faible nombre d'ossements (50), 8 espèces ont pu être déterminées, ce qui prouve une faune assez variée.

D'autre part, sur ce nombre total, 30 restes sont indéterminables, soit le 60 %. Ceci est à mettre en relation avec des phénomènes de charriage et d'érosion.

Du point de vue de la composition de cette faune, il faut remarquer plusieurs points intéressants :

a) La présence de la panthère (*Panthera pardus* L.), assez bien représentée au Würm dans le Midi, mais qui semble assez rare dans la région jurassienne.

b) La présence du bouquetin (*Capra ibex* L.) semble indiquer un climat assez froid et peu humide.

c) L'ours des cavernes vient confirmer ce fait, car il n'aime pas les froids trop rigoureux.

d) D'autres espèces, comme le loup et le renne, sont fréquentes dans la plupart des sites de cette période.

e) Le castor (*Castor fiber* L.) indique, par sa présence, la proximité de la Loue.

En conclusion, les espèces retrouvées à la Piquette présentent un spectre faunique assez typique du Würm moyen.

Certains niveaux, comme le B I, semblent montrer un caractère plus humide et frais, d'après les micromammifères déterminés par J. CHALINE (*Microtus ratticeps* et *nivalis*).

L'échantillonnage beaucoup trop restreint de la macrofaune ne permet pas d'observer à ce niveau de telles variations.

Remarquons encore la présence, presque continue, de l'ours des cavernes (*Ursus spelaeus* BLUM.), animal qui, d'après STEHLIN, trouve un milieu favorable dans un climat à extrêmes modérés. Quant à la panthère (*Panthera pardus* L.), elle semble aussi, d'après STEHLIN, être sensible aux climats extrêmes, d'où sa disparition à l'Aurignacien ".

V. - L'INDUSTRIE LITHIQUE

Le remplissage de la Grotte de la Piquette à Rurey n'a pas subi les déprédations habituelles des grottes à ours de Franche-Comté. Difficile d'accès et bien camouflé par la végétation, il n'a pas fait l'objet de fouilles clandestines. Par contre, un remaniement naturel a détruit et tronqué une bonne partie des niveaux moustériens dans la zone du sondage entrepris en 1972. De plus, de volumineuses galeries de blaireaux ont bouleversé une bonne partie des niveaux en place à l'aplomb du porche.

L'étude typologique a été réalisée par J.F. PININGRE et M. VUILLEMEY (1976) :

" Le débitage a été pratiqué à plus de 90 % sur les chailles de l'Argovien local. Il semblerait y avoir une certaine uniformité de technique ; le débitage levallois y est faiblement représenté ainsi que les lames, les talons facettés sont peu nombreux, malgré le concassage qui a tendance à augmenter cet indice 9 % (IFs = 9 et IF = 17) par rapport aux talons lisses (40 %) et corticaux (11 %). Les pointes pseudo-levallois sont en proportion très forte, de même les réavivages de nucléus. D'après les observations de J.F. PININGRE, il ne serait pas impossible que l'industrie lithique de la Piquette appartienne à un Moustérien typique ; en effet, des racloirs bien représentés ne sont pas en quantité écrasante, les denticulés et outils à encoches ne sont pas rares, mais n'atteignent pas les proportions d'un Moustérien à denticulés. Les couteaux à dos naturel sont très nombreux et sont révélateurs du style de débitage pratiqué sur de petits blocs de chailles. Les outils du groupe Paléolithique supérieur sont rares : une pièce biface très mince à talon réservé et pointe déjetée évoquerait certains outils du Moustérien d'Allemagne. Certains racloirs ont une retouche quina très nette, mais les racloirs bifaces et spéciaux sont absents, plusieurs pièces présentent de larges enlèvements d'amincissement sur la face inférieure.

L'outillage des Moustériens de Rurey n'est pas de faciès levalloisien et n'appartient pas au Moustérien de tradition acheuléenne et vraisemblablement pas à un Moustérien à denticulés, ni le débitage, ni l'outillage type Paléolithique supérieur ne nous permettent de supposer la présence d'un faciès évolué tendant typologiquement au Paléolithique supérieur ".

VI. - CONCLUSIONS

Elles seront de deux ordres : nous tenterons tout d'abord de retrouver les diverses étapes de la mise en place de ce remplissage : *synthèse phénoménologique*, puis nous proposerons des dates correspondant à chaque étape de la genèse de ce remplissage : *synthèse chronologique*.

A) Synthèse phénoménologique : genèse du remplissage (Fig. 95)

1) Dépôts fins de karst " aveugle " et induration : croûte indurée de plancher stalagmitique et de sables calcaires avec billes de limonite. Niveaux d'argile indurée avec fente de retrait de style dessication. Nous pensons que cette formation de base, fréquente dans les remplissages karstiques, s'est déposée avant l'ouverture du porche par alimentation à partir de la surface au travers de fissures dans le calcaire pendant une période tempérée chaude (absence de permafrost, existence d'un sol superficiel abondamment pédogénétisé) et humide (induration de l'ensemble). Une phase plus sèche (dessication) a provoqué l'arrêt de sédimentation et la formation de fentes de retrait superficielles.

2) Après l'ouverture du porche vers l'extérieur (ou son recul consécutif au recul de la falaise) une importante phase cryoclastique alimente le remplissage (période froide).

3) La sédimentation cesse et une altération pédogénétique importante lui fait suite, altérant le cailloutis initial, libérant un complexe fin argileux qui remplit les interstices et accélérant l'émoussé et l'altération. Localement, en bord de paroi ou sous une fissure suintante, ce matériau se bréchifie (période chaude et humide).

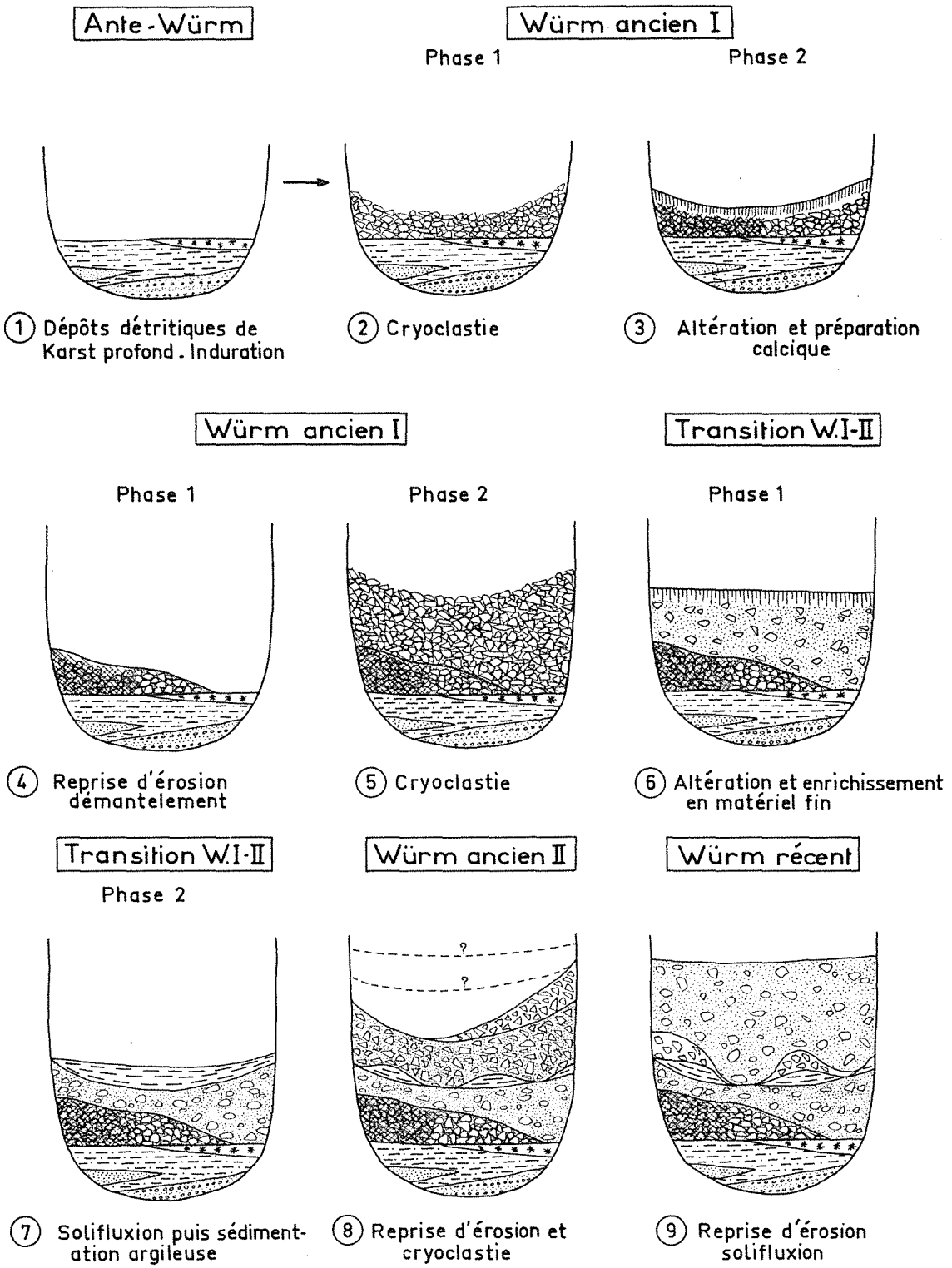


Fig.95 La Grotte de la Piquette à Rurey

Les différentes étapes de genèse du remplissage dans la chronologie du Würm.

4) Une importante reprise d'érosion (période de transition chaude → froide) démantèle ce premier remplissage et le tronque profondément en ne conservant que des reliquats plus durs ou mieux protégés.

5) Une nouvelle phase cryoclastique marque le retour d'un froid intense. Un important dépôt s'édifie, monogénique ou polygénique, le fait étant difficile à préciser, le résidu des dépôts étant largement homogénéisé postérieurement.

6) Suit une période d'altération qui provoque une pédogénèse importante, émoussant et altérant les cailloux dont les interstices se comblent de matériaux fins.

7) Après une légère reprise d'érosion tronquant ce remplissage dans sa partie postérieure, une période humide et chaude homogénise la partie supérieure du remplissage par un important dépôt d'argile héritée des sols superficiels ou néoformée localement. Un important lessivage de ces formations provoque la précipitation de nodules calcaires (de type horizon à calcique).

8) Après une reprise d'érosion (retour du froid) un important matériel cryoclastique colmate le porche. Là encore, il est difficile de préciser si cette édification s'est faite en un seul ou en plusieurs cycles ; un léger emboîtement de couches, visible dans le témoin D, nous ferait pencher pour la deuxième solution sans plus de précision. Il est également probable que le remplissage se soit poursuivi tout au cours du Würm (présence d'industries type " Paléolithique supérieur " dans les niveaux remaniés superficiels). Mais là encore, nous ne pouvons pas faire parler des couches absentes.

9) Un remaniement important affecte toutes les couches supérieures, mêlant sédiments et objets lithiques typologiquement anachroniques (industries moustériennes et Paléolithique supérieur, céramiques néolithiques et protohistoriques). Ce remaniement naturel de type solifluxion est lui-même doublé d'un labourage et troncage d'origine animale (trou de blaireau) venant perturber secondairement cet ensemble. Historiquement, la grotte est habitée et d'épaisses couches cendreuses surmontent le tout.

B) Synthèse chronologique (Fig. 95)

- Etape 1

Période chaude pré-würmienne (couches III et IV du témoin A, couche III du sondage B).

- Etapes 2, 3, 4, 5 : Würm I

La discontinuité et le troncage des séquences sédimentaires étudiées ne permettent pas de préciser dans le détail l'histoire pourtant complexe de cette longue période qui intéresse la première moitié du Würm ancien. C'est comparativement aux autres gisements franc-comtois plus complets que nous plaçons ces étapes dans le Würm I. Le seul gisement de Rurey nous permet de dire que cette période se caractérise par deux phases froides et cryogéniques successives (étapes 2 et 5), séparées par une phase d'abord chaude et humide, altérante (étape 3), puis destructrice (étape 4). La première phase froide serait représentée par la couche IV du témoin C et par la brèche II du témoin B. La deuxième phase froide serait représentée par :

la couche II du témoin A
la couche I du témoin B
la couche III du témoin C
et les couches IIIb et IV du témoin D.

- Etapes 6 et 7 : interstade Würm I - Würm II

Il commence par une phase d'altération sans sédimentation (étape 6), puis par une phase plus humide alimentant le remplissage en colloïdes de type argileux, eux-mêmes lessivés (étape 7, couches II du témoin C et III du témoin D).

- Etape 8 : Würm II

La cryoclastie est vigoureuse, les blocs n'ont pas le temps de s'émousser et s'accumulent probablement sur de fortes épaisseurs dont il ne nous reste que des reliquats. Il est probable que la sédimentation se soit poursuivie au Würm récent, comme l'annonce la présence d'industries de type Paléolithique supérieur.

- Etape 9 : post-Würm : fin du cataglaciaire würmien

Les niveaux remaniés contiennent des céramiques protohistoriques et néolithiques et il serait logique, de ce fait, d'attribuer ce remaniement à une période post-néolithique. Cependant, les observations faites dans d'autres gisements nous montrent que ce remaniement majeur a eu lieu à la fin du Dryas III et nous aurions tendance à ne pas faire de Rurey une exception. La présence de témoignages holocènes serait due, à notre avis, aux apports des blaireaux dont les terriers descendent à plus de 2 m de la surface actuelle du sol de la grotte.

Le remplissage de la Grotte de la Piquette à Rurey n'apporte pas de précisions sur la chronologie climatique du Würm en Franche-Comté. La chronologie proposée n'a pu être établie que par référence sédimentologique aux gisements plus complets étudiés par ailleurs (Echenoz, Gigny).

Le sondage étudié a été fait au niveau du porche actuel de la grotte. Le gisement y est démantelé comme l'a montré la fouille. S'il existe encore dans cette grotte des niveaux en place mieux stratifiés, nous pensons qu'ils se trouvent plus au fond de la galerie, où les couches ont été probablement mieux préservées de la débacle post-glaciaire.

CHAPITRE V

UN REMPLISSAGE D'ABRI SOUS ROCHE : LE GISEMENT DE ROCHEDANE A VILLARS SOUS DAMPJOUX (DOUBS)

HISTORIQUE

Abondamment pillé depuis la fin du siècle dernier, l'abri de Rochedane, situé sur la commune de Villars-sous-Dampjoux (Doubs), est une cavité creusée dans la barre de calcaire du Séquanien qui détourne le cours du Doubs en amont du village de Pont-de-Roide. Gisement martyr du Nord de la Franche-Comté, les fouilles en furent reprises par A. THEVENIN dès 1967. Après plusieurs campagnes décevantes, parce qu'uniquement consacrées à tamiser les déblais de fouilles anciennes, un lambeau intact fut découvert et fouillé dans la zone ouest du gisement à l'aplomb du porche. Une fouille méthodique et une exploitation rigoureuse de toutes les données du gisement permirent à A. THEVENIN de faire de ce site épipaléolithique et mésolithique l'une des sources les plus sûres de la Préhistoire comtoise. Nous lui sommes très reconnaissants de la confiance dont il a fait preuve en nous demandant d'en assurer l'étude sédimentologique.

I. - LE GISEMENT DANS SON CONTEXTE GEOLOGIQUE

A) Contexte géologique général (Fig. 96)

Au niveau de Pont-de-Roide, la moyenne vallée du Doubs, d'orientation générale S-N, entaille profondément les plateaux jurassiques et les accidents tectoniques principaux (dont l'anticlinal du Lomont) qu'elle recoupe perpendiculairement. C'est une vallée ancienne, d'empreinte primitive probablement tertiaire, non méandriforme comme elle l'est plus à l'aval, entre Montbéliard et Dole, là où d'orientation ENE-WSW, elle suit l'orientation générale des plis du faisceau bisontin *sensus lato*. Les plateaux calcaires monoclinaux encaissants sont constitués par l'empilement régulier des assises du Jurassique supérieur (du Callovien au Kimméridgien inférieur). A deux kilomètres environ en amont de l'abri de Rochedane, l'axe anticlinal E-W du Lomont fait affleurer une lanière de Jurassique moyen, et au niveau de la vallée du Doubs, le coeur de l'anticlinal est marqué par l'affleurement du Lias supérieur.

Au moins au niveau de Pont-de-Roide, la direction méridienne de la vallée est causée par un fossé d'effondrement qui abaisse le Séquanien inférieur à 400 m d'altitude. Plus au Nord, l'axe drainant semble avoir été attiré par le golfe tertiaire de Montbéliard comblé par les argiles rouges des formations sidérolithiques de l'Eocène, surmontées par les marnes à conglomérats oligocènes.

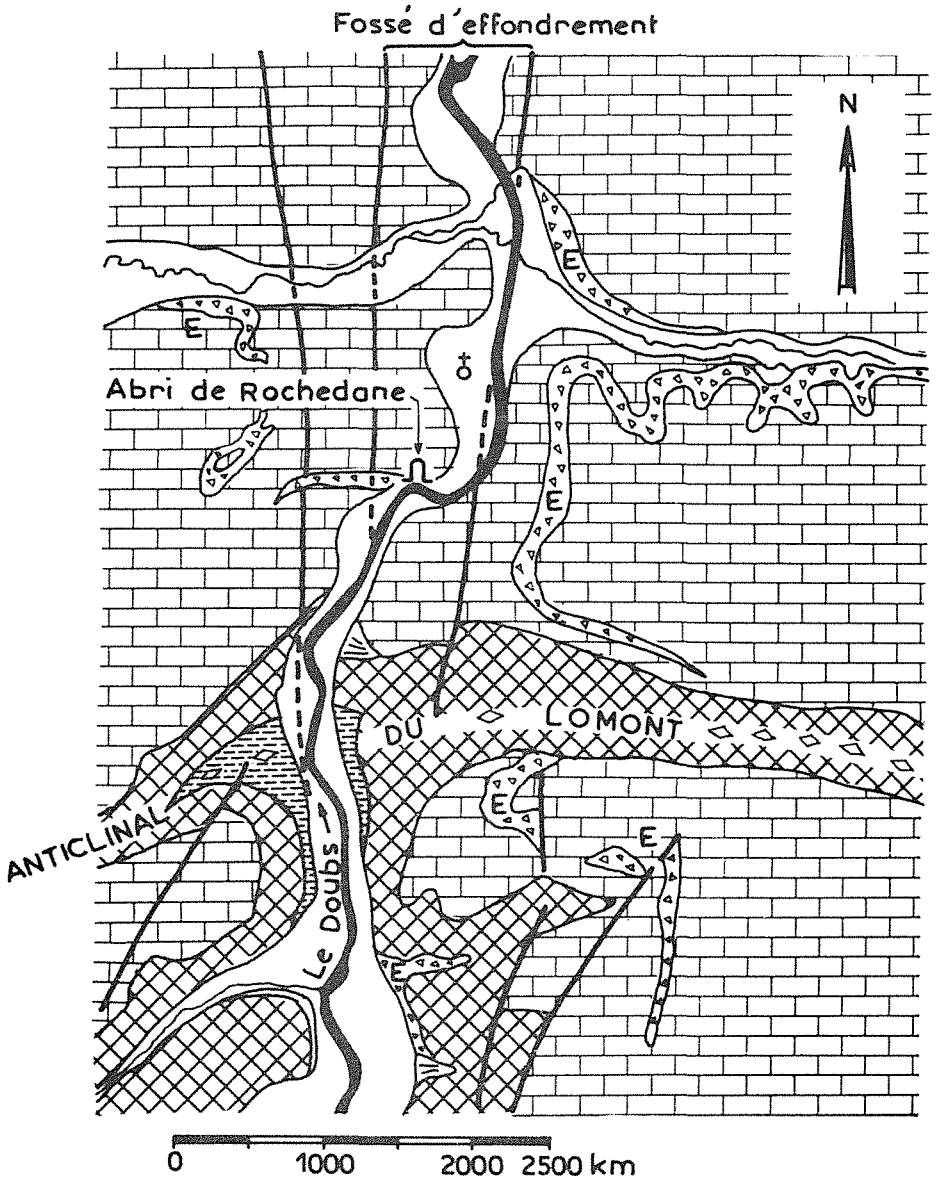


Fig.96 Contexte géologique général de l'abri de Rochedane (d'après la carte géologique de Montbéliard)

Une barre de calcaire séquanien du fossé d'effondrement fait dévier le Doubs vers l'Est. C'est dans cette barre d'une quinzaine de mètres de haut que sont creusés les deux abris de Rochedane. Seul l'abri supérieur, dont le plancher rocheux est à 5 m au-dessus du niveau moyen du Doubs, a fait l'objet de fouilles préhistoriques méthodiques.

B) Contexte géologique quaternaire

1) Dynamique de la formation des abris

Le site des abris de Rochedane a été profondément transformé par les aménagements modernes (Fig. 97). La barre rocheuse a en effet été transpercée par une voie ferrée, tandis que plus au Sud, un remblai réhausse la terrasse de 5 m d'une plate-forme artificielle de 3 m.

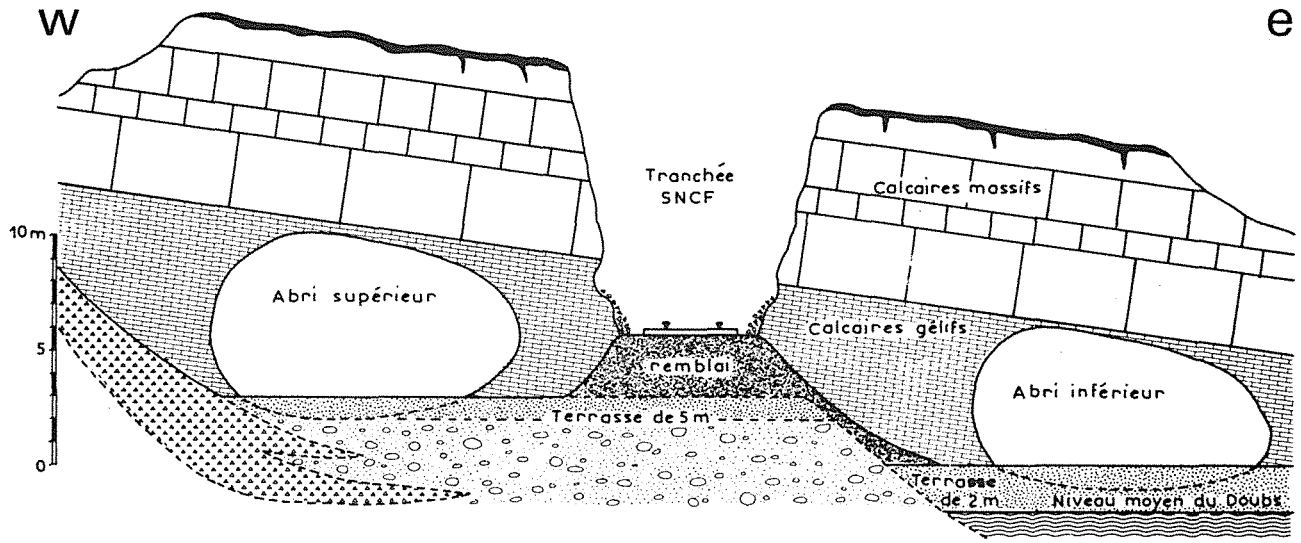


Fig. 97 Schéma des relations entre les abris de Rochedane et leur contexte lithologique (substrat et formations alluviales).

L'existence des abris de Rochedane est liée à deux facteurs génétiques : l'un lithologique, l'autre érosif. En effet, les deux excavations se sont formées dans un niveau de calcaire sublithographique à petits bancs et débit prismatique particulièrement gélif. Cette gélivité est attestée par la formation récente de mini-abris se développant de part et d'autre de la voie ferrée, dans les abrupts rocheux provoqués par la percée récente. Une cryoclastie vigoureuse provoquant des talus d'éboulis très anguleux s'est développée de part et d'autre de la voie ferrée. Les bancs sommitaux de la barre rocheuse, plus massifs, ne se sont pas prêtés à une telle action cryogénique. Mais ce facteur lithologique important n'aurait pas suffi à provoquer l'approfondissement des abris de Rochedane. Chacun d'entre eux correspond à une phase de stabilisation verticale du cours du Doubs :

- La base de l'abri supérieur se situe précisément au niveau supérieur de la terrasse de 5 m du Doubs marquant une phase ancienne de stabilisation verticale du cours de la rivière. Celle-ci a évacué régulièrement les produits

de la cryoclastie au fur et à mesure de leur genèse, en les incluant aux matériaux grossiers de cette terrasse. Si le seul critère lithologique avait existé, l'abri à peine ébauché aurait été rapidement comblé par le matériel cryoclastique et son approfondissement aurait cessé. C'est l'eau du Doubs, venant buter contre la barre rocheuse et évacuant les produits du gel, qui a permis le creusement de l'abri.

- Avec l'enfoncement postérieur du Doubs dans ses alluvions grossières, il s'est légèrement déporté vers l'Est. La terrasse de 2 m marque un deuxième niveau de stabilisation. Comme précédemment et selon les deux critères évoqués, c'est cette nouvelle stabilisation qui a provoqué le creusement de l'abri inférieur par évacuation progressive des éléments cryoclastiques issus des calcaires particulièrement gélifs de la partie inférieure de la barre rocheuse.

2) La basse terrasse du Doubs (Fig.98)

De Villars-sous-Dampjoux au Sud à Mandeure au Nord, le Doubs développe ses méandres dans une vallée relativement encaissée, surtout lorsqu'il traverse l'anticlinal du Lomont (de Villars à Pont-de-Roide). La largeur de la plaine alluviale n'excède pas 500 m à ce niveau. Plus au Nord, le Doubs traverse une vaste zone de plateaux et la vallée devient plus large : 1000 à 1500 m au niveau de Mathay.

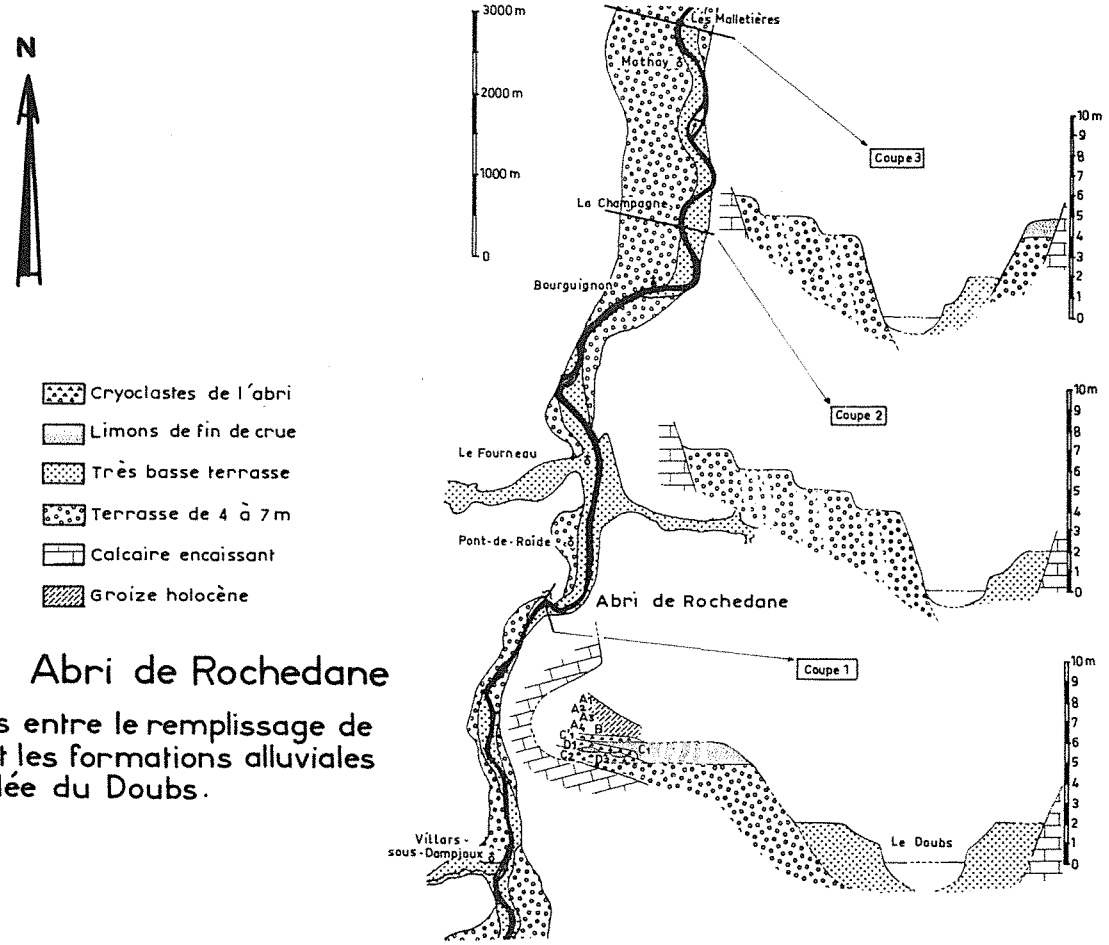


Fig.98 Abri de Rochedane

Relations entre le remplissage de l'Abri et les formations alluviales de la vallée du Doubs.

Le lit mineur est occupé par une très basse terrasse que l'on retrouve régulièrement du Nord au Sud de la zone étudiée. Elle domine le niveau d'étiage du Doubs de 2 m et se raccorde à celui-ci par une pente douce terminée par un abrupt de 0,70 m. De nature lithologique grossière, elle est rarement recouverte par un placage limoneux.

L'élément morphologique déterminant de la plaine alluviale est la basse terrasse proprement dite qui en occupe les trois quarts de sa surface. Elle domine le Doubs de 4 à 7 m et diverses exploitations récentes nous ont permis de mieux l'étudier.

Au niveau de l'abri de Rochedane (Fig. 98 , coupe 1), les niveaux grossiers de la terrasse passent progressivement à la couche D2 en s'enrichissant progressivement en cryoclastes vers le fond de l'abri. Elle est recouverte d'une couche limoneuse, considérée comme des apports de fin de crue, s'interstratifiant à deux reprises dans les niveaux archéologiques de l'abri (C1 et C2).

Au niveau du lieudit " La Champagne " entre les villages de Bourguignon et Mathay, cette terrasse est bien visible dans une tranchée d'exploitation de 200 m de long, perpendiculaire à la vallée. Plusieurs ressauts bien visibles morphologiquement font passer la hauteur relative de 4 m près du Doubs à 7 m contre la roche encaissante (Fig. 98 , coupe 2). Cependant, ces petits changements de niveau se font par pente douce (exagérée sur la coupe) sans entraîner de remaniement lithologique dans la terrasse (enboîtement, coulée de solifluxion etc ...). Il s'agit, à notre avis, d'un seul épanchement fluviatile, entaillé plusieurs fois par des érosions mineures. En coupe, la terrasse est constituée de galets d'un diamètre maximum de 10 cm, entourés d'une matrice sableuse. Localement, nous avons pu observer quelques gros blocs peu émoussés transportés probablement par radeau de glace.

Plus au Nord, au lieudit " Les Malletières " (Fig. 98 , coupe 3), on retrouve rive gauche la morphologie précédemment décrite. Rive droite, la très basse terrasse s'emboîte dans la basse terrasse de 4 m surmontée par un mètre de limons fluviatiles beiges, comparables à ceux observés dans l'abri de Rochedane.

II. - LA STRATIGRAPHIE : ETUDE DESCRIPTIVE DU REMPLISSAGE DE L'ABRI

(Fig. 99 à 102)

Si l'on veut systématiser quelque peu ce remplissage, il semble logique de le subdiviser en deux ensembles :

- un ensemble inférieur montrant une alternance de niveaux fluviatiles (grossiers vers la base, plus fins vers le sommet) et de niveaux cryoclastiques très frais (couches E à C'1).

- un ensemble supérieur constitué de couches uniquement d'origine cryoclastique, expression locale des grèzes litées du versant. Dans cet ensemble, la genèse du remplissage est complètement libérée des apports du fleuve.

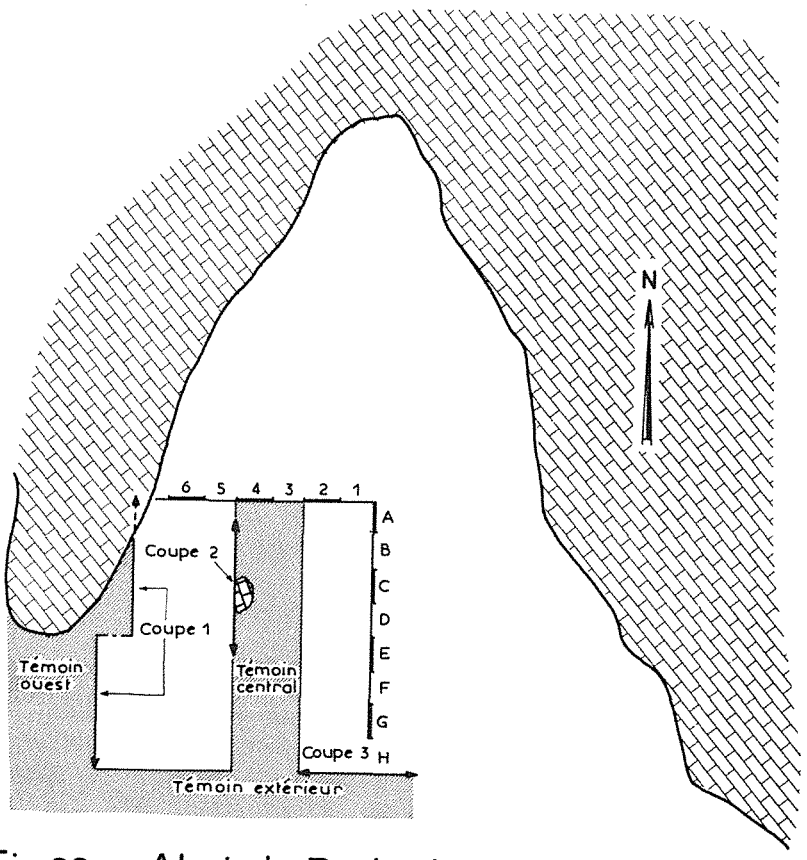


Fig.99 Abri de Rochedane - Plan schématique et localisation des coupes échantillonnées

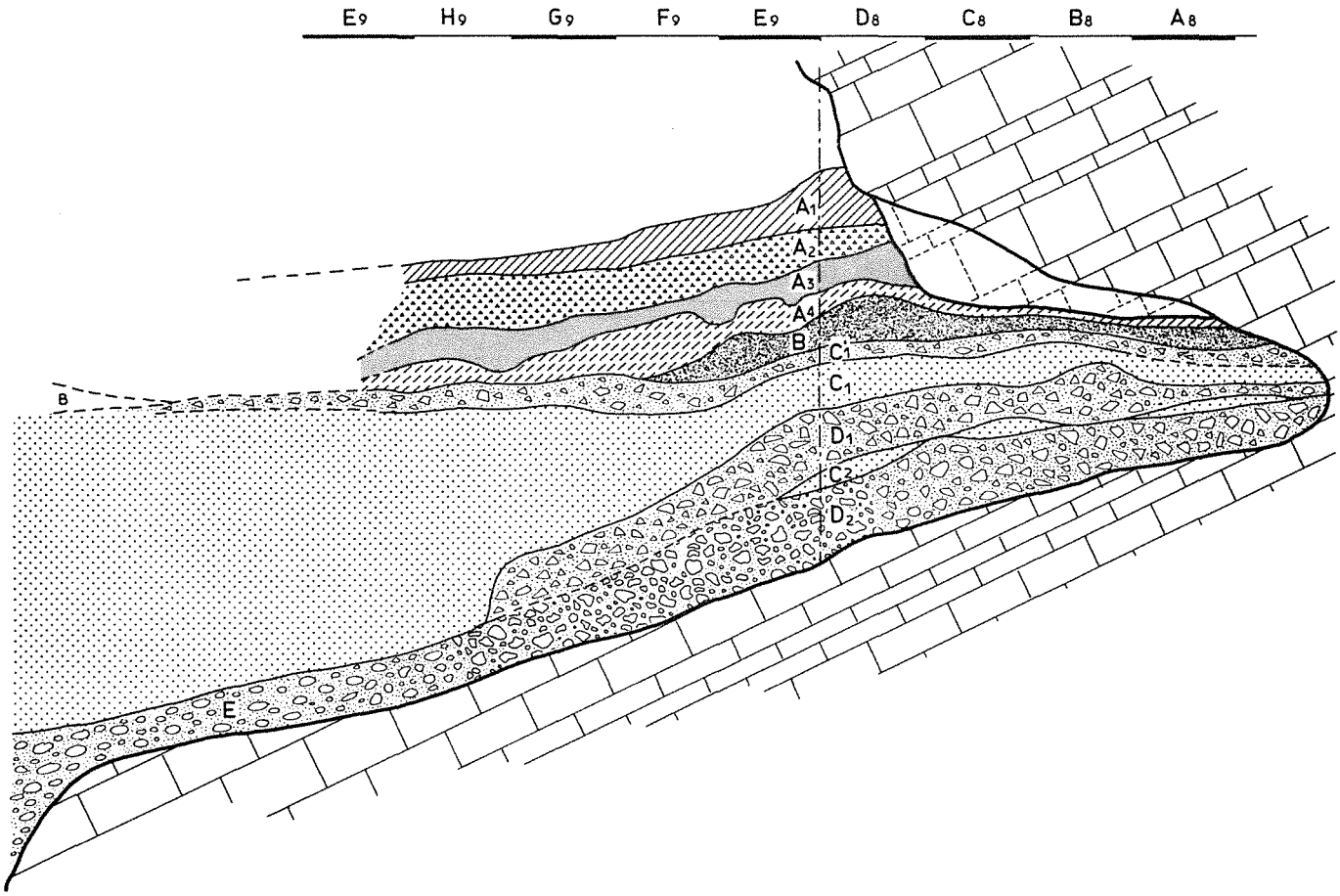


Fig.100 Abri de Rochedane - Coupe stratigraphique schématique longitudinale (Coupe 1) - D'après A. Thevenin

A) L'ensemble inférieur

De la base au sommet :

→ *Couche E*

Matériel alluvial en continuité avec le matériel de la terrasse, s'épaississant vers l'extérieur de l'abri et se terminant en biseau vers l'intérieur au contact du bed-rock, là où il est visible. Le matériel grossier est formé de galets calcaires d'origine fluviatile et de quelques fragments cryoclastiques hérités de la paroi rocheuse et de plus en plus rares vers le cours du Doubs. Une matrice sablo-argileuse constituant 50 % de l'ensemble emballe des petits galets de quartz.

→ *Couche D2*

Epaisseur : 20 à 30 cm, léger pendage vers le Sud. Le matériel grossier est largement dominé ici par le matériel calcaire anguleux issu de la paroi surtout à proximité de l'abri (95 %). Il devient moins dominant en quelques mètres et il est probable que les galets deviennent exclusifs plus près du Doubs. La couche D2 traduit donc la prédominance de l'apport cryoclastique sur l'apport fluviatile.

→ *Couche C2*

Niveau discontinu, peu épais, de limons jaunes aux caractéristiques fluviatiles nettes : ils sont facilement interprétables comme limons de débordement dits " de fin de crue " venant recouvrir la couche D2 sous-jacente et nourrir les interstices entre les cailloux d'apports fluviatiles fins.

→ *Couche D1*

Extrêmement comparable à la couche D2, elle est également composée d'éléments calcaires cryoclastiques, plus petits cependant, mêlés à quelques galets calcaires et emballés dans une matrice sablo-limoneuse.

→ *Couche C1*

Importante couche limoneuse comparable à la couche C2, bien que plus importante. De faible puissance à l'intérieur de l'abri (15 à 20 cm), elle s'épaissit vers l'extérieur pour atteindre 80 cm au niveau des carrés H et G. Ce nouvel épisode de type limon de débordement semble raviner les couches C2 et D1 qu'il oblitère vers l'extérieur de l'abri.

→ *Couche C'1*

Riche en éléments cryoclastiques, elle traduit un nouvel épisode cryoclastique sur le niveau limoneux sous-jacent.

B) L'ensemble supérieur

De la base au sommet :

→ *La couche B*

De couleur noirâtre due à une abondance de matière organique, elle est constituée d'une petite blocaille homométrique, émoussée, et d'une gangue argileuse. Elle s'interrompt en biseau vers l'extérieur et sa puissance est rendue irrégulière par des creux de son toit. Riche en fragments osseux, c'est le type même de la couche anthropique.

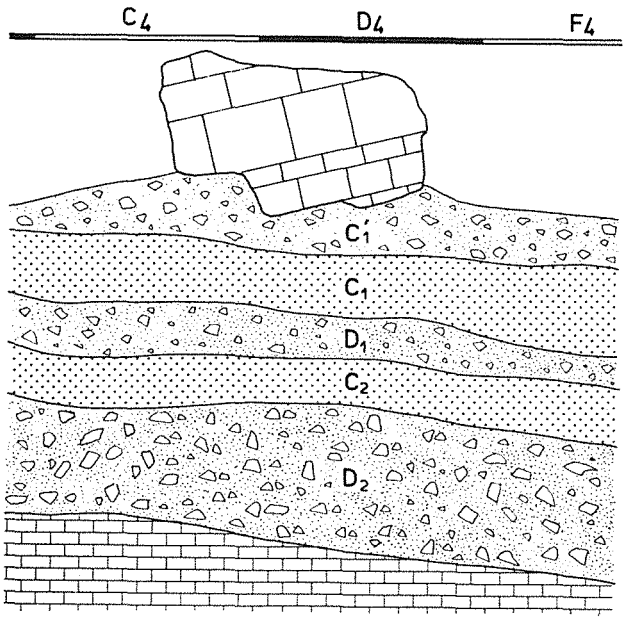


Fig.101 Coupe stratigraphique ②

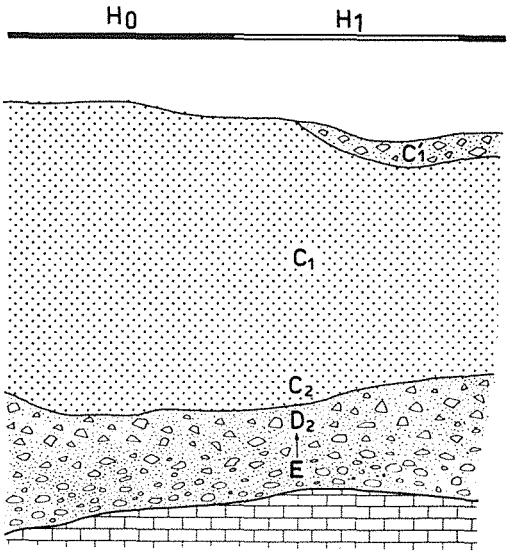


Fig.102 Log. stratigraphique simplifiée de la coupe ③

→ *La couche A*

Elle est constituée d'un ensemble de niveaux superposés A4, A3, A2, A1 ; c'est une grèze litée d'environ un mètre de puissance, à matrice argileuse brune et cohérente. La partie supérieure est altérée par un sol récent.

III. - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

A) Granulométrie globale (Fig. 103-1)

1) Ensemble inférieur

Les courbes de granulométrie globale expriment les constatations lithologiques. La fraction grossière (> 1 cm) est bien représentée dans les couches D2, D1 et C'1 avoisinant ou dépassant 50 % de l'ensemble. Les granules sont peu représentés. Il n'y a pas de coupure nette entre les couches limoneuses et les couches cryoclastiques, chaque dépôt se mêlant en début de phase à la couche sous-jacente. Ainsi, après une phase cryoclastique à sédimentation grossière, les premiers limons de débordement comblent les vides entre les cailloux. De même, après une phase fluviatile, les premiers gélifracts s'incluent dans les limons superficiels non consolidés. La couche D2 est plus riche en fraction grossière près de la voûte (85 % coupe I) qu'à 2 m plus à l'extérieur (62 % coupe II). Les granules (2 mm <Ø< 1 cm) sont plus abondants à quelques mètres de l'abri (10 % coupe II) que très près de la paroi (3 % coupe I) et ceci est valable aussi bien pour la couche D2 que pour la couche D1. Ceci peut s'expliquer par un phénomène de " vannage " préférentiel des eaux de débordementà proximité de la paroi.

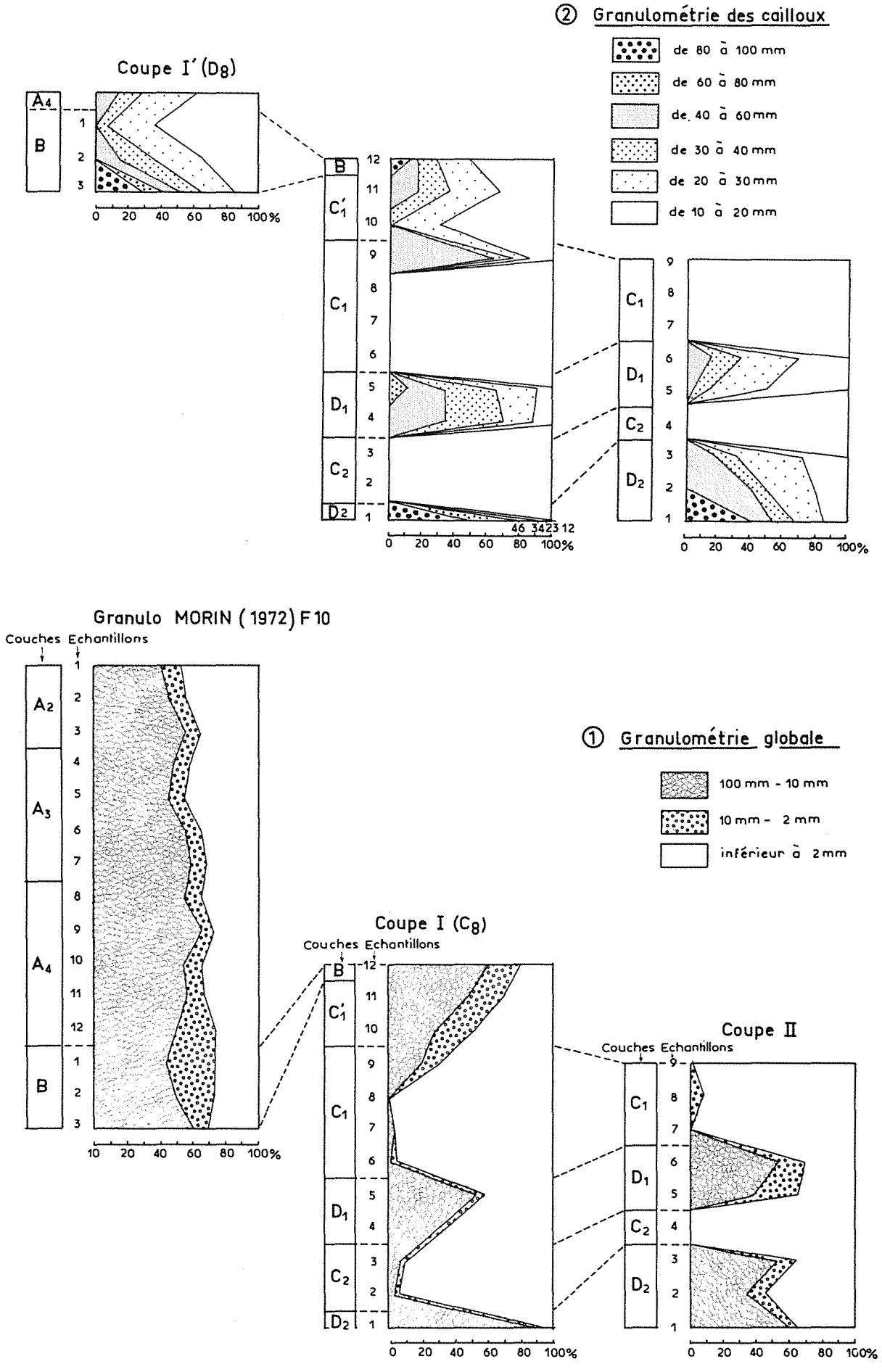


Fig.103 ABRI de ROCHEDANE Etude de la Fraction grossière

2) Ensemble supérieur

Les proportions respectives de blocs, granules et fraction fine sont beaucoup plus régulièrement réparties. On constate de bas en haut une diminution progressive des blocs de diamètre supérieur à 1 cm (de 60 % à 40 %) avec un léger creux au sommet de la couche B (échantillon B1). Les granules sont en proportions constantes (10 %) sauf en B où ils atteignent 30 %. La fraction fine croît de manière complémentaire par rapport aux blocs (de 30 % à 50 %).

B) Etude de la fraction grossière

(Couches D2, D1, C'1, B et A)

1) Granulométrie des cailloux (Fig. 103-2)

a) Ensemble inférieur

Toutes les classes granulométriques sont assez bien représentées dans tous les niveaux grossiers. On peut cependant faire plusieurs remarques intéressantes :

- Il y a prédominance en couche D1 des classes grossières (de 40 mm à 100 mm) sur les classes plus fines, et ceci surtout à proximité de la paroi de l'abri (coupe I).

- Cette prédominance est moins nette et même inverse dans la couche D1 où les blocs dépassent rarement 60 mm et les classes inférieures à 30 mm représentent plus de 50 % de la fraction grossière.

- L'épisode climatique contribuant à l'édification de la couche D2 semble présenter des caractéristiques cryogéniques plus importantes et plus profondes.

- Le sommet de la couche C1 accuse, lui aussi, une phase cryogénique brusque, moins importante cependant que les épisodes plus anciens (D2 et D1), allant s'amenuisant en C'1, pour reprendre à la fin de cet épisode.

b) L'ensemble supérieur

Les effets cryogéniques sont importants au cours de l'épisode B, puis semblent s'amenuiser progressivement au cours de la sédimentation des différents niveaux de la couche A.

2) Etude des fragments cryoclastiques (Fig. 104-1)

Nous préférons le terme de " fragment cryoclastique " à celui de " plaquettes de gel " utilisé fréquemment, car l'observation des produits actuels de la cryoclastie des calcaires jurassiens nous montre que toutes les strates gélives ne donnent pas forcément des plaquettes, au sens strict du terme, mais parfois des polyèdres, des prismes ... etc ... Sous l'appellation " fragment cryoclastique " nous rangeons tous les blocs à arêtes vives, quelle que soit leur forme. A Rochedane, le faciès séquanien de la roche encaissante produit d'ailleurs plus de polyèdres que de plaquettes *sensu stricto*.

L'examen des courbes du pourcentage de fragments cryoclastiques montre que ceux-ci sont exclusifs dans les niveaux grossiers de l'ensemble inférieur (D2-D1-C'1) où ils représentent plus de 95 % de l'ensemble. Par contre, l'ensemble supérieur montre un pourcentage encore important (26 %) dans la couche B, qui va en diminuant sensiblement en A4.

Est-ce à dire que l'ensemble inférieur est plus froid que l'ensemble supérieur ? C'est possible, et la granulométrie globale annonçait cette différence. Cependant, il faut tenir compte d'un élément important :

- Les niveaux cryoclastiques inférieurs sont noyés dans une gangue sablo-limoneuse stabilisante et peu agressive vis-à-vis du calcaire. Ces limons de débordement ont enveloppé rapidement, et probablement peu de temps après leur dépôt, les blocs issus de la paroi. Ils les ont ainsi " fossilisés " par ensevelissement précoce et leurs formes vives ont été préservées intactes.

- Les niveaux cryoclastiques supérieurs (B et A) présentent eux une structure plus " aérée " et la gangue qui les enveloppe, constituée d'argile de décalcification solifluée, montre plus d'agressivité à leur contact, permet les circulations d'eau et provoque ainsi une dissolution importante de leur cortex et une destruction de leurs formes primitives.

3) Etude de l'indice d'émoussé (Fig. 104-2)

La valeur de l'indice d'émoussé varie en fonction inverse du pourcentage des fragments cryoclastiques et c'est normal puisqu'il est établi à partir des mêmes données objectives d'observation.

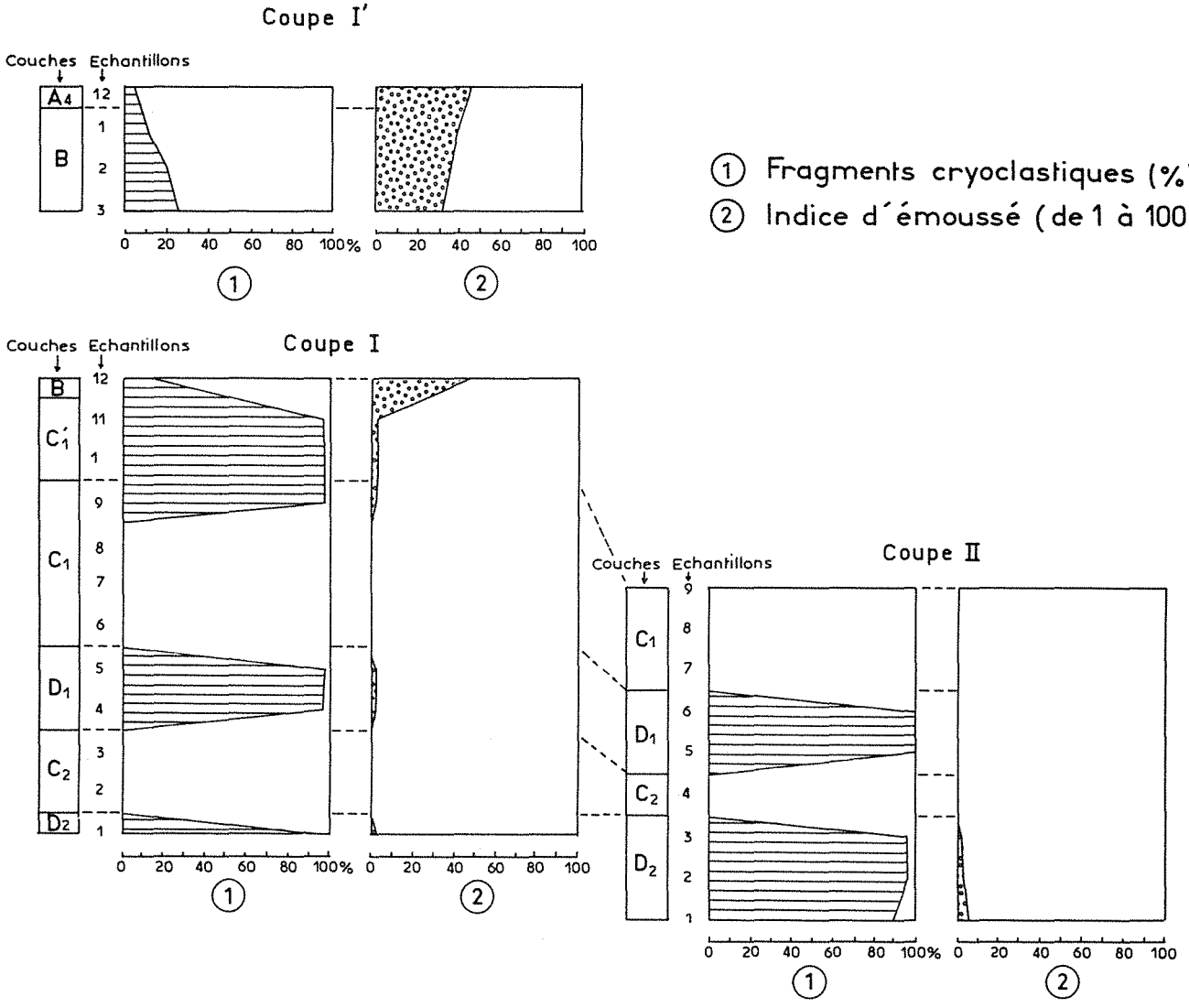


Fig.104 Abri de Rochedane

Etude de la Fraction grossière

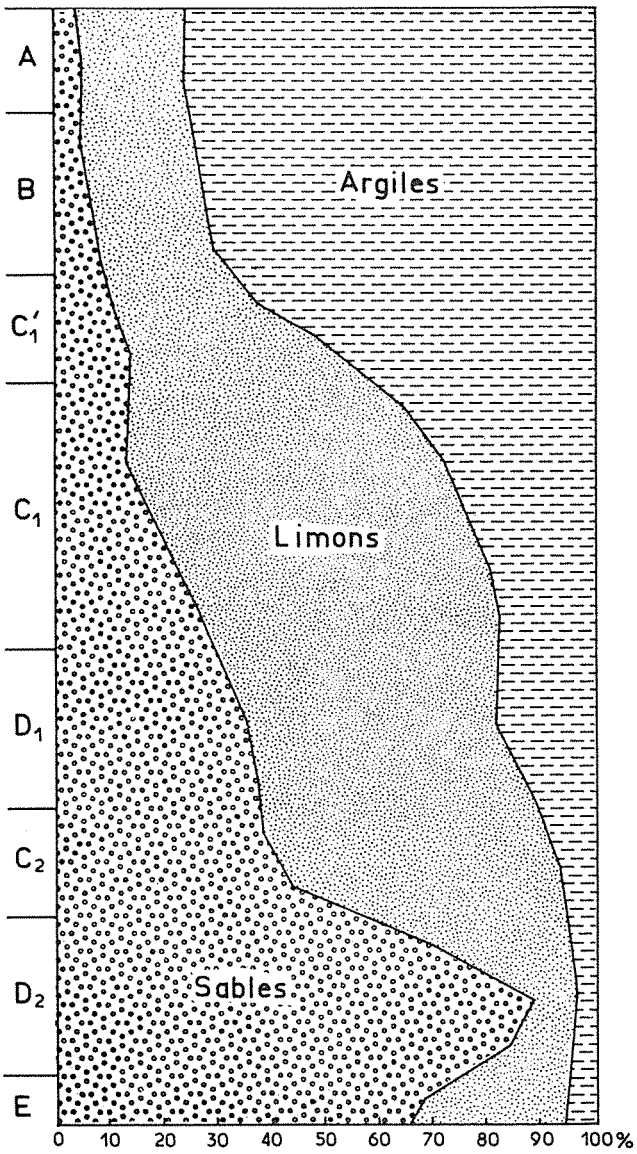


Fig.105 Abri de Rochedane
Diagramme granulométrique des fractions fines

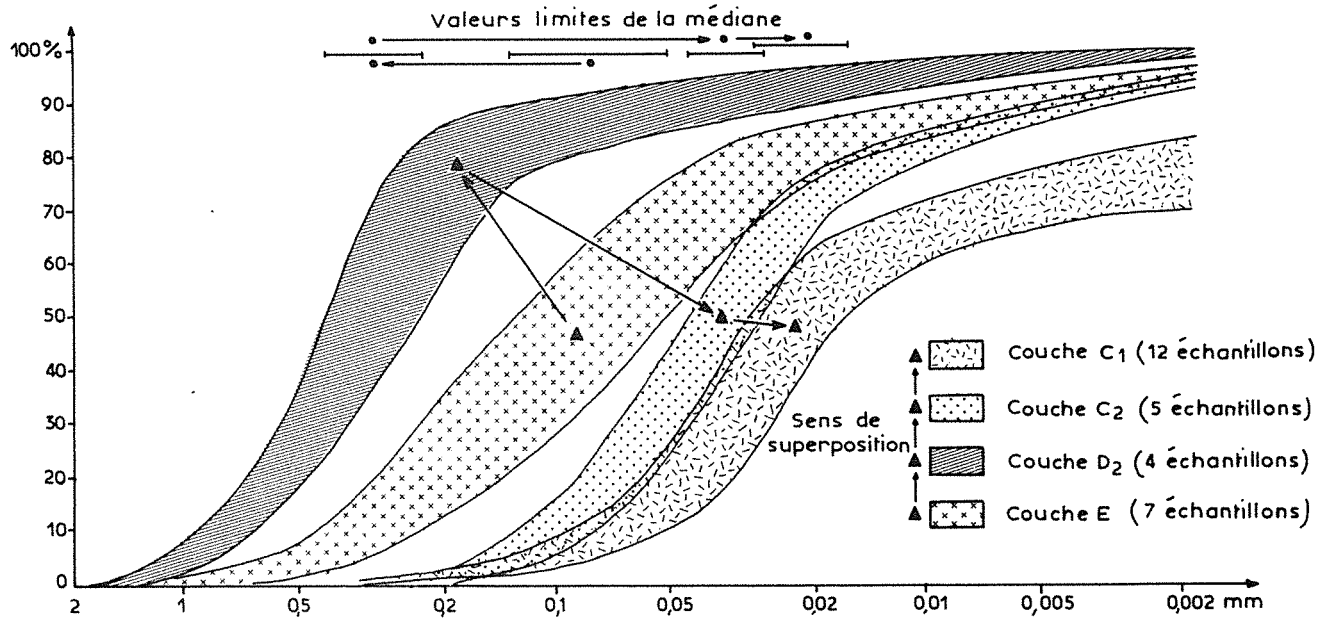


Fig.106 Abri de Rochedane . Aires occupées par les courbes cumulatives de la fraction fine (<2mm) de l'ensemble inférieur

Indépendamment de la remarque concernant la différence d'environnement fin des ensembles supérieurs et inférieurs, l'augmentation de l'indice d'émoussé dans l'ensemble supérieur dès la couche B peut traduire, outre une altération de type corrosion chimique au contact bloc - matrice argileuse, des mouvements affectant l'ensemble de chaque niveau, de type solifluxion. Il est d'ailleurs probable que tous les niveaux de l'ensemble supérieur (surtout à partir de A) soient autant de coulées de solifluxion glissées sur la pente.

C) Les fractions moyennes (2 mm < ∅ < 1 cm)

Leur pourcentage est peu important et leurs caractéristiques sont semblables à celles de la fraction plus grossière. Ce sont essentiellement de petits fragments calcaires auxquels se mêlent des petits fragments osseux et des petits galets karstiques surtout fréquents dans les niveaux inférieurs dont ils soulignent le caractère alluvial. En D2, ils représentent 40 % de la fraction, en C2 3 % et en D1, de 1 à 2 %.

D) Les fractions fines (diamètre inférieur à 2 mm)

1) Diagramme granulométrique global

Nous distinguerons trois types d'éléments : les sables de 2 mm à 50 µ, les limons de 50 µ à 2 µ et les colloïdes minéraux (ou " argiles ") inférieurs à 2 µ. Les pourcentages respectifs sont exprimés dans un diagramme global (Fig. 105). On remarque une forte prédominance des sables dans les couches inférieures (E et D2) par rapport aux limons et surtout aux argiles. Cette domination s'efface progressivement plus on monte dans la stratigraphie : ils représentent encore près de 40 % dans les couches C2 et D1, passent de 35 % à 10 % dans les couches C1 et C'1 et sont très faiblement représentés dans l'ensemble supérieur.

Les limons relativement mal représentés dans les assises inférieures (moins de 10 % en D2) deviennent dominants (plus de 50 %) en C2, D1, C1, puis leur pourcentage baisse progressivement pour se stabiliser vers 15 % dans l'ensemble supérieur.

Le pourcentage des colloïdes minéraux (essentiellement argiles) croît au contraire régulièrement de bas en haut de la coupe et devient l'élément dominant (près de 80%) de l'ensemble supérieur.

2) Courbes granulométriques (Fig. 106)

Les pourcentages comparés des sables, limons et argiles dans les différentes couches ont montré, lors de l'établissement du diagramme cumulatif global, un enrichissement progressif de bas en haut en particules fines. Cette constatation se retrouve sur les courbes : elles s'aplatissent progressivement et leur zone d'ascendance maximum est décalée vers la droite du graphique, c'est-à-dire vers les particules les plus fines, au fur et à mesure que les échantillons étudiés sont plus hauts dans la coupe.

L'allure de ces courbes montre l'origine fluviatile des dépôts, la compétence du courant décroissant régulièrement.

3) Pétrographie et morphoscopie

La phase sableuse est composée de fragments de quartz, de calcaire et petites concrétions agglutinées en pourcentage très faible. Vers le haut de l'ensemble inférieur (couches C1 et C'1), le calcaire devient dominant, voire exclusif. Lorsqu'il y a à la fois quartz et calcaire (couches E, D2, C2), ceux-ci sont à peu près également représentés dans les sables grossiers. Par contre, dans les fractions plus fines (sables moyens et fins), le quartz devient largement dominant.

Morphoscopiquement, les quartz sont généralement plus arrondis que les calcaires transportés probablement moins longtemps. Les grains de quartz émoussés luisants dominent sur les anguleux, surtout dans les sables moyens et fins.

Dans les couches D2, C2 supérieure et C1 supérieure, des petits manchons de limons durcis prouvent l'existence post-sédimentaire d'organismes aquatiques (de type tubifex ou larve de Chironomides) ayant colonisé les fonds vaseux et limoneux. On peut imaginer des flaques plus ou moins permanentes après la crue ayant déposé les limons.

4) Analyse des minéraux argileux

Les minéraux argileux ont été déterminés dans la roche-mère (calcaire du Séquanien) ainsi que dans les niveaux C2, C1 et C'1, afin d'essayer de mettre en évidence d'éventuelles variations climatiques. Cette analyse a été réalisée par M. HOFFERT au Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de Strasbourg. Les niveaux C1 et C'1 sont caractérisés par la même association minéralogique que la roche-mère : illite dominante, kaolinite et vermiculite, interstratifiés irréguliers. Le niveau C2 est le seul à renfermer en proportion réduite des minéraux de type smectite, ce qui peut traduire une variation climatique, marquée par un réchauffement ou une plus grande humidité.

IV. - LA FAUNE ET LA FLORE

Tout un ensemble de données chronostratigraphiques est apporté par les études floristiques et surtout faunistiques assurées par différents auteurs sous la responsabilité de A. THEVENIN.

A) La grande faune

(Etudiée par Th. POULAIN-JOSIEN)

" Une première analyse rapide a mis en évidence en D1 -et seulement dans ce niveau- la présence de rarissimes ossements et dents de renne. Pas de renne dans C'1, B et A4 ; en revanche, une quantité impressionnante de cerf élaphe, de très gros boeufs (*Bos primigenius* sans doute), du gros sanglier, des carnassiers variés et quelques ovicapridés sans doute domestiques ".

B) L'avifaune

(Etudiée par C. MOURER-CHAUVIRE)

Enfonction de la stratigraphie, les espèces suivantes ont été déterminées :

	A3/A4	A4	A4/B	B	B/C'1	C'1
cf. *Anas platyrhynchos* L. cf. canard colvert				1		
Falco tinnunculus L., faucon crécerelle				1		
Lagopus taille *lagopus* (L), lagopède taille lagopède des saules			2	2		1
Lagopus taille *mutus* (MONTIN), lagopède taille lagopède des Alpes		2	2	3		1
Lagopus sp., lagopède indéterminé		1	3	2		1
Tetrao urogallus L., grand tétras				1		
Lyrurus tetrix (L.), tétras-lyre		1	1	3	1	1
Crex crex (L.), râle des genêts	1	2	2	5	1	1
Tringa hypoleucos L. ? chevalier guignette ?		1				
Aegolius funereus (L.), chouette de Tengmalm			1			
Dryocopus martius (L.), pic noir				1		
Dendrocopos minor (L.), pic épeichette			1			
Lullula arborea (L.), alouette lulu		1				
Hirundo rustica L., hirondelle de cheminée			1			1
Turdus pilaris L., grive litorne			1	1		
Turdus iliacus L., grive mauvis			1			
Acrocephalus palustris (BECHST.) rousserolle verderolle				2		

" On constate que les lagopèdes persistent jusqu'en A4, accompagnés de formes froides telles que le tétras-lyre, le grand tétras et la chouette de Tengmalm, qui sont toutes des formes de forêts froides. Le pic noir, le pic épeichette et les grives, formes forestières, sont également représentés ".

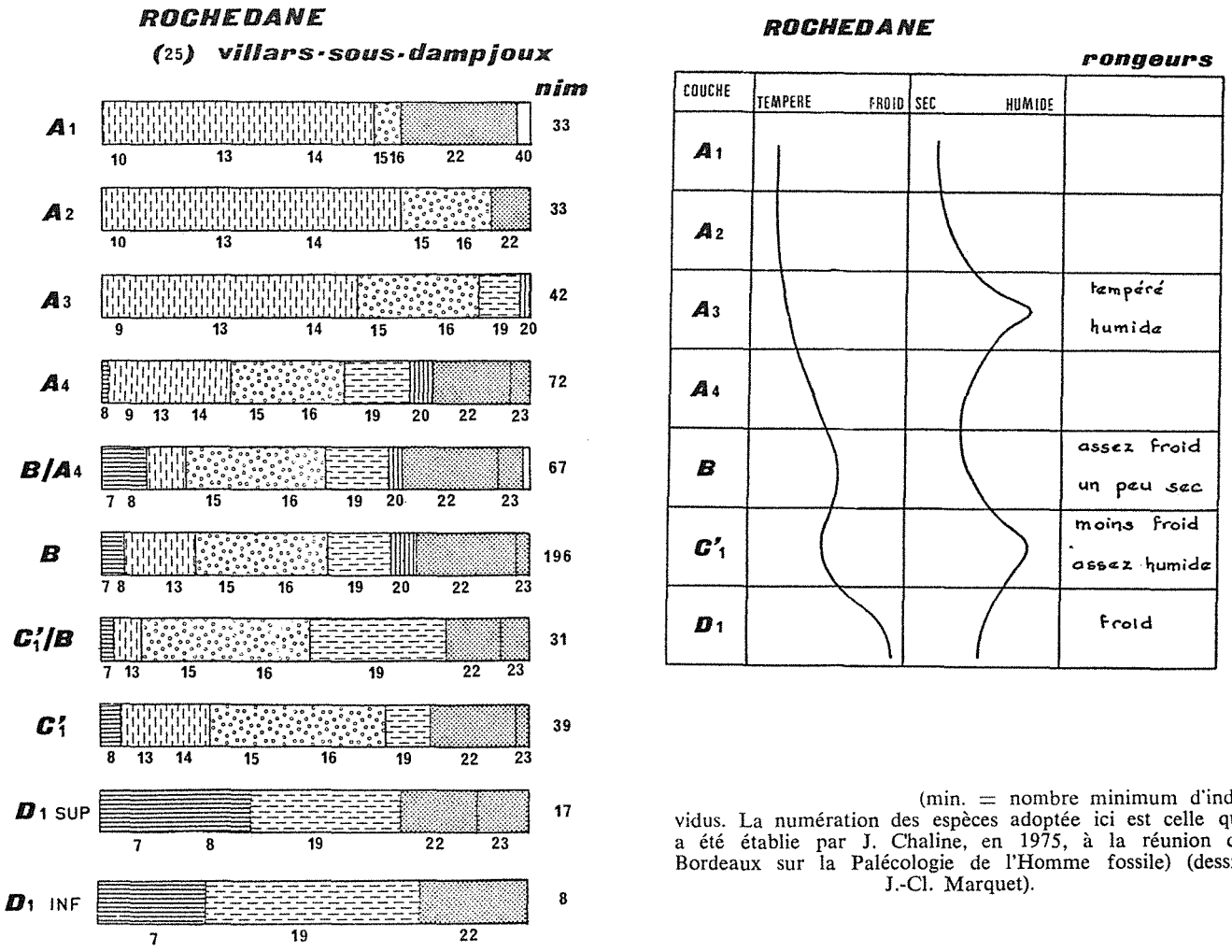
C) Les micromammifères

(Etudiés par J. Cl. MARQUET)

Nous ne reprendrons que les conclusions climatiques émises par J. Cl. MARQUET après une étude complète des rongeurs du gisement de Rochedane :

" Le cortège des rongeurs trouvés en D1 confirme les indications données par la faune des grands mammifères : avec la mise en place de cette couche qui contient notamment *Microtus oeconomus* et *Microtus malei* se termine le froid würmien.

Au moment du dépôt de C'1, le climat est donc nettement moins froid, il est beaucoup plus humide ; on assiste à une première installation de la forêt (*Clethrionomys glareolus*). Avec la couche B, on observe un assez net recul de l'humidité ; en effet, les espèces forestières reculent, tandis que *Microtus arvalis* et *Cricetus cricetus* regagnent en importance. Il est possible qu'une petite accentuation du froid se fasse sentir alors (*Microtus oeconomus* et *Microtus malei* persistent, tandis que *Microtus nivalis* apparaît).



(min. = nombre minimum d'individus. La numération des espèces adoptée ici est celle qui a été établie par J. Chaline, en 1975, à la réunion de Bordeaux sur la Palécologie de l'Homme fossile) (dessin J.-Cl. Marquet).

Fig. 107 : L'Abri de Rochedane : évolution des associations de rongeurs en fonction de la stratigraphie et climatogramme correspondant (J.C. MARQUET).

Ensuite, avec la couche A4, on voit le froid disparaître complètement ; *Microtus nivalis*, qui est encore présent, peut très bien subsister après la fin du froid, pourvu que le lieu lui convienne. Avec la couche A3, on constate que le froid a complètement disparu, mais on voit apparaître ici une poussée très nette de l'humidité (*Microtus agrestis, Arvicola terrestris*) qui entraîne, semble-t-il, une forte avancée de la forêt (*Clethrionomys glareolus, Apodemus sylvaticus* et sans doute aussi *Microtus agrestis*). *Cricetus cricetus* qui vit en milieu steppique sous climat continental et *Microtus arvalis* qui fuit l'humidité, ont complètement disparu. Par la suite, la forêt va conserver son importance, mais le climat, tout en restant tempéré, redevient un peu moins humide et on voit ainsi apparaître de nouveau *Microtus arvalis*.

Nous pouvons ainsi résumer ces indications dans un diagramme (Fig.107). A titre d'hypothèse, il semble possible de rapporter la couche D1 à une pulsation de froid. La couche C'1 qui paraît mise en place sous climat moins froid et un peu plus humide, pourrait représenter la fin de l'Alleröd, le léger refroidissement accompagné d'une diminution de l'humidité (B) pouvant correspondre au Dryas III. Nous pourrions enfin proposer l'attribution des couches A3 et A2 au Boréal ou à l'Atlantique, la couche A4 représentant soit le Préboréal, soit le Boréal ".

D) Malacologie

(Etudiée par F. GEISSERT)

" Une première note parue en 1969 concerne le niveau C1 avec 16 espèces dont 12 terrestres : la faunule malacologique du limon C1 ne se serait constituée que pendant les phases sèches et froides de la fin du Würmien, et probablement consécutivement à la formation d'une forêt clairesemée ".

E) La flore

1) Analyse pollinique (par J. HEIM)

L'ensemble inférieur étudié (D2 à C1) est fortement pollué par des apports tertiaires (*Carya, Liquidambar*) ; la présence d'un assez fort pourcentage d'*Ulmus*, d'un fort boisement, d'une homogénéité quasi totale du peuplement forestier sur tout l'ensemble, ne permet pas d'interpréter les diagrammes obtenus.

2) Analyse des charbons de bois (par F.H. SCHWEINGRUBER)

Les pourcentages des espèces d'arbres sont rigoureusement les mêmes pour les deux niveaux C'1 et B à l'Ouest comme à l'Est, hormis la pollution de B par des charbons de hêtre :

- de 0 à 4 % de *Quercus, Fraxinus, Ulmus, Acer,*
- de 1 à 4 % de *Corylus, Prunus spinosa, Pomoidea,*
- de 94 à 99 % de *Pinus,*
- et les mêmes pourcentages de coquilles de noisettes (≃ 100 %)

La dominance totale du pin, la présence discrète de feuillus thermophiles tels que *Quercus, Fraxinus* etc ..., la présence de *Corylus* et d'un grand nombre de coquilles de noisettes brûlées placent C'1 et B (pour F.H. SCHWEINGRUBER) à la fin du Préboréal.

L'augmentation massive des pourcentages de coquilles de noisettes brûlées en A4, A3 (712 %, 1637 %), la présence toujours importante du pin avec une légère extension des thermophiles, permettraient de placer ces niveaux au Boréal.

A ces données chronostratigraphiques et paléoclimatiques multiples s'ajoutent des données d'ordre radiochronostratigraphique par les analyses au C 14 réalisées à Lyon par J. EVIN et à Gif-sur-Yvette par Madame DELIBRIAS.

Quatre dates ont été obtenues pour Rochedane :

D1 : Lyon n° 1193	11060 ± 470 B.P.	soit 9110 B.C. (sur os)
C'1 : Lyon n° 1192	11090 ± 200 B.P.	soit 9140 B.C. (sur os)
B inférieur : Lyon n° 1194	10730 ± 190 B.P.	soit 8780 B.C. (sur os)
A4* : Gif n° 2530	9120 ± 120 B.P.	soit 7260 B.C. (sur os brûlés)

* Remarque de A. THEVENIN :

Cette dernière datation pourrait, en fait, avoir été réalisée sur des ossements de B (partie supérieure). Le niveau A4 doit faire l'objet d'une nouvelle datation à partir d'os qui en proviennent sans aucun doute possible.

V. - LES INDUSTRIES LITHIQUES

L'abri de Rochedane a livré une industrie lithique abondante dans tous les niveaux, excepté les niveaux sans cryoclastes (C1 et C2). L'abri fut donc habité lorsque les débordements du Doubs, générateurs de limons, n'atteignaient pas la barre rocheuse dans laquelle il est creusé. Les fouilles n'ont pas mis en évidence de structures particulières protégeant l'habitat des débordements intempestifs. Pendant les phases non inondées, l'homme revenait occuper l'abri et s'installait sur les limons de débordement déposés antérieurement.

L'analyse typologique des outillages de Rochedane a été faite par A. THEVENIN et J. SAINTY dans plusieurs publications. Nous ne reprenons ici qu'une énumération des divers types de pièces lithiques en fonction de la stratigraphie.

- Niveaux D1 et D2

Grands segments de cercle, pièces à dos courbe, rares lamelles à dos, très fines, grattoirs unguiformes, rares burins dièdres ou sur troncature, nombreux couteaux à dos, racloirs, un magnifique galet peint et deux galets gravés.

- Niveau C'1

Pointes plus massives, grattoirs (très proches du type Paléolithique supérieur, mais de taille plus réduite), burins (dont un burin double sur troncature), un galet gravé.

- Niveau B

Apparition de types nouveaux (pièce à dos fusiforme, une armature variante de la pointe de Sauveterre) avec de nombreuses lamelles à dos, grattoirs sur éclats, burins sur troncature, et six galets gravés avec thème schématique géométrique.

- Niveau A4

On y trouve les mêmes types que dans le niveau B, mais de taille plus réduite.

- Niveau A3

Industrie très microlithique avec scalènes, segments de cercle, triangles isocèles, lamelles à dos, grattoirs sur éclat, perçoirs déjetés, lamelles à coches, rares burins sur troncature, une dent perforée, un fragment de roche verte avec dessin géométrique.

- Niveau A2

Industrie moins abondante avec pointes à retouche unilatérale, scalènes, lamelles à coches, rares perçoirs et burins, grattoirs, poinçons sur extrémités de bois de cerf.

- Niveau A1

Mélanges d'éléments néolithiques (2 fusaïoles, 2 armatures de flèche, 1 fragment de hache polie, 1 manche d'outil en bois de cervidé, 1 poinçon sur andouiller) avec des fragments de céramique romaine et de tuile.

Pour A. THEVENIN, les industries lithiques des couches D2, D1 et C'1 se rapporteraient à l'industrie azilienne classique, tandis que celles des couches B et A4 correspondraient à un Azilien très évolué. Celles de A3 et A2 appartiendraient au Mésolithique, tandis que la couche A1 remanierait des industries du Néolithique au Gallo-Romain.

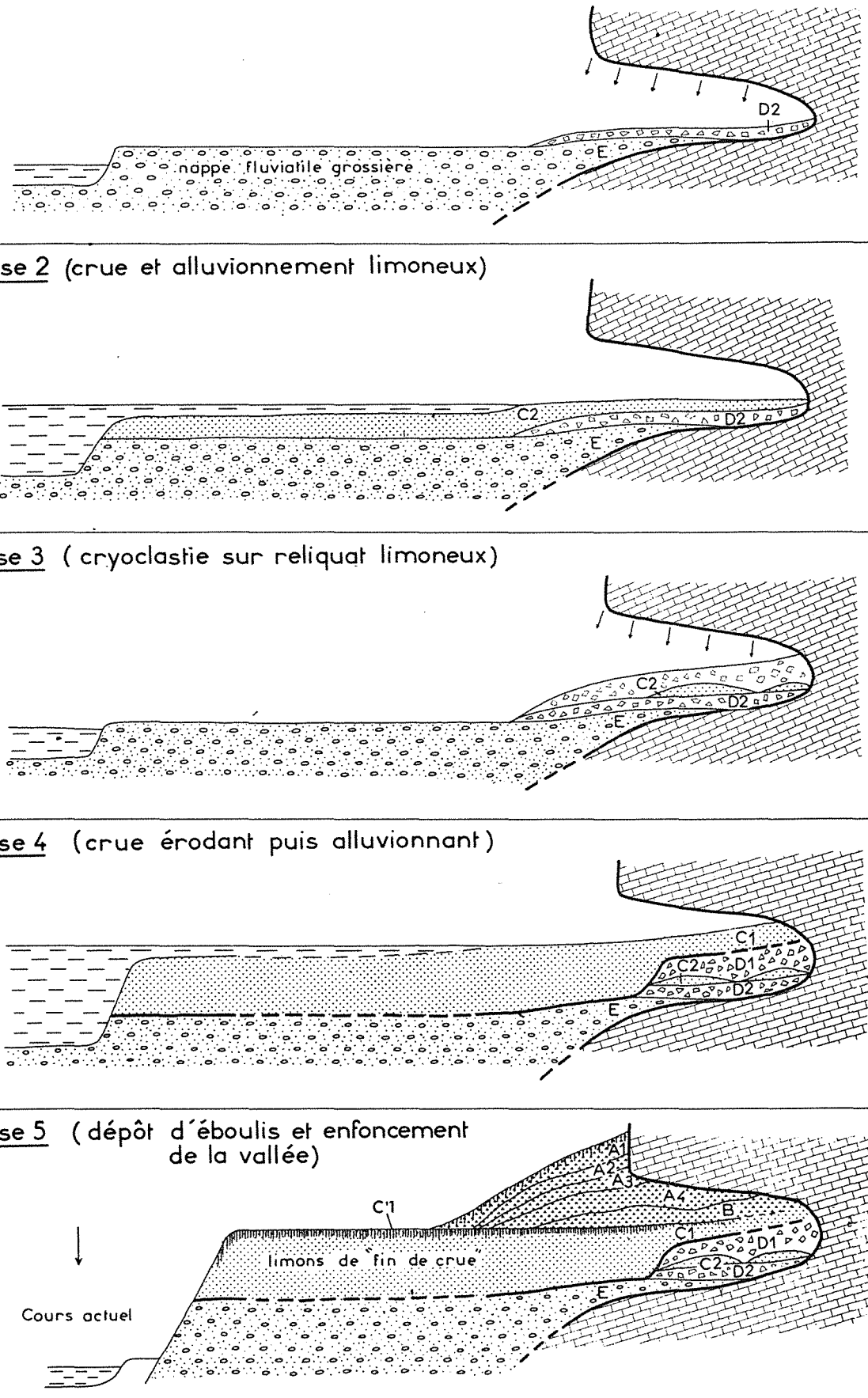


Fig.108 Abri de Rochedane. Synthèse phénoménologique. Les differentes phases de la genèse du remplissage de l'abri.

VI. - CONCLUSIONS

L'originalité du remplissage de l'abri de Rochedane réside dans la dualité des apports thermoclastiques et fluviatiles. Les premiers apparaissent dès le début, mais leur absence sporadique dans l'ensemble inférieur (couches E à C'1) ne prouve pas qu'il y ait eu thermoclastie seulement là où ils sont actuellement : il est possible qu'ils aient été entraînés partiellement pendant les crues du fleuve avant les dépôts de limons fluviatiles interstratifiés. Les seconds cessent à partir de la couche B incluse.

Il est possible de reconstituer, à partir des données sédimentologiques et chronologiques, les différentes phases de genèse du remplissage de l'abri de Rochedane en liaison avec la basse terrasse du Doubs (Fig. 108).

A) Mise en place des dépôts de l'abri : synthèse phénoménologique

Nous proposons plusieurs phases successives (Fig.108)

→ Phase 1 (couche 4)

Après le creusement de la zone calcaire particulièrement sensible déterminant un abri sous roche, la nappe fluviatile du Doubs pénètre dans l'abri dont elle tapisse le seuil rocheux. Des apports thermoclastiques se mêlent aux galets fluviatiles et finissent par devenir dominants sous l'abri (couche D2) - Première période d'occupation humaine.

→ Phase 2 (couche C2)

Lors d'une période de crue, le Doubs déborde de son lit mineur, envahit son lit majeur et dépose une couche de limons jusque dans l'abri. Les premiers apports remplissent les interstices entre les cailloutis grossiers de la couche D2 sous-jacente. L'allure discontinue du limon D2 semble montrer que celui-ci a été partiellement démantelé par des débordements postérieurs du Doubs. La présence de manchons encroûtés dans ces limons traduit l'existence de flaques plus ou moins permanentes jusque dans l'abri, occupées par des oligochètes fouisseurs (*Tubifex*) ou des larves de diptères de type chironomides.

→ Phase 3 (couche D1)

Une période cryoclastique intense nourrit le remplissage en nombreux éclats de gel dont les premiers se noient dans la masse non complètement consolidée de la partie superficielle du limon C2 - Deuxième occupation humaine.

→ Phase 4

Un débordement majeur de compétence importante vient éroder les couches précédentes (D2, C2 et D1) dans la partie antérieure de l'abri. Cette crue se termine par une baisse de sa compétence et à la période érosive, succède une période de dépôt important qui recouvre les couches précédentes jusqu'au fond de l'abri (couche C1). En fin de colmatage, les fragments cryoclastiques se mêlent à la partie superficielle non consolidée de la couche limoneuse (couche C'1) - Troisième occupation humaine.

→ Phase 5

La terrasse s'assainit, les parois de l'abri nourrissent le remplissage d'un cailloutis calibré où se mêlent les petites coulées de solifluxion latérales qui viennent s'empiler et s'entrecroiser le long de la paroi ouest de l'abri. Une pédogénèse périodiquement détruite s'installe sur les flancs ensoleillés de la vallée, avant une stabilisation récente de la pente. La granulométrie globale témoigne d'un réchauffement progressif tout au long des horizons de la couche A.

Jusqu'à la couche C'1, et pendant tout le dépôt de ce que nous avons appelé l'ensemble inférieur, le débit du Doubs apparaît comme très irrégulier, caractérisé par une alternance d'étiages et de crues décapantes ou génératrices de dépôts. Ces caractéristiques correspondent à un *environnement froid avec existence d'un permafrost s'opposant aux infiltrations et ne jouant pas le rôle de " tampon d'absorption " aux précipitations importantes ou aux fontes brutales de neige ou de glace à l'amont du fleuve, sur le massif jurassien.* Il est donc probable que cet ensemble inférieur corresponde à la fin de la glaciation würmienne dans le Jura, se terminant par une vaste débacle (début de la phase 4) suivie d'un alluvionnement de type " limon d'inondation " (fin de la phase 4 - genèse de la couche C1). A partir de ce moment, " l'indice de fluviabilité " du dépôt de l'abri, mis en évidence dans l'étude sédimentologique, va devenir nul et l'ensemble supérieur (couches B et A) sera sous la seule dépendance des agents atmosphériques et de leurs conséquences sédimentaires (thermoclastie, solifluxion, pédogénèse, lessivage ... etc ...). Le débit régularisé du Doubs, par la *fonte du permafrost,* ne provoquera plus de débordement sur la nappe alluviale qui va, au contraire, s'entailler sur une puissance d'environ 5 m, pour arriver à la morphologie que l'on peut constater actuellement. Cet enfoncement du cours du Doubs dans ses alluvions würmiennes peut être dû à un abaissement aval du niveau de base, ou plutôt à *une remontée isostatique progressive de la région depuis la dernière glaciation.* Notons cependant que l'existence d'un permafrost à la fin du Würm a pu " bloquer " momentanément la reprise d'érosion provoquée par ce relèvement isostatique. Celui-ci a pu débuter *avant* le creusement de l'épandage fluviatile. Il ne devrait, malgré cela, pas être plus ancien que le dernier interstade würmien.

B) Evolution du climat au cours du remplissage : synthèse paléoclimatique et chronostratigraphique

L'étude géologique, si elle apporte beaucoup sur le plan de la genèse du remplissage, est nettement moins fructueuse au niveau de la chronologie climatique, et ceci pour deux raisons. Tout d'abord, nous manquons de données régionales en ce domaine : les sites tardi et post-glaciaires sont nombreux, mais rares sont ceux qui ont livré une séquence climatique pouvant être mise en parallèle avec celle de Rochedane. La deuxième raison est plus réconfortante : les renseignements climatiques et chronologiques fournis par les faunes de l'abri de Rochedane sont riches. De plus, les nombreuses datations absolues effectuées permettent de bien caler le remplissage dans l'échelle des chronologies absolues et les études typologiques approfondies de A. THEVENIN sur les industries microlithiques de Franche-Comté et d'Alsace renforcent ce cadre chronologique local.

L'ensemble des données est résumé dans le tableau suivant et les divers niveaux du remplissage sont attribués aux phases classiques de la chronologie quaternaire.

RECAPITULATIF CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES DIFFERENTS NIVEAUX DE L'ABRI (CAMPY M. et THEVENIN A., 1978)

Couches	Grande faune	Micromammifères	Anthracologie	Industries	Datations absolues	Chronologie quaternaire
A1	*Cervus elaphus* *Bos primigenius* *Sus scrofa* Carnivores divers Ovicapridés	*Clethrionomys glareolus* *Apodemus sylvaticus* *Microtus agrestis* *Arvicola terrestris*	Thermophiles 10% Corylus 10% Pinus 80%	Traces de Néolithique & de Gallo-romain		
A2				Mésolithique		Boréal
A3		*Microtus nivalis*	Thermophiles 12% Corylus 12% Pinus 76%	Mésolithique	9210 ± 120 BP Gif n° 2530	Boréal
A4				Azilien hyper évolué		Pré-Boréal
B		*Microtus arvalis* *Cricetus cricetus* *Microtus oeconomus* *Microtus malei* *Microtus nivalis*	Corylus 2% Pinus 98%	Azilien évolué	10730 ± 190BP Ly n° 1194	Dryas III
C'1		*Clethrionomys glareolus*	Corylus 1% Pinus 99%	Azilien	11090 ± 200BP Ly n° 1192	Fin Alleröd
C1						
D1	*Rangifer* (rare)	*Microtus oeconomus* *Microtus malei*		Azilien	11060 ± 470BP (Ly n° 1193)	Alleröd
C2						
D2				Azilien		
E						

⁂ La dernière couche de l'ensemble inférieur (C'1) est datée de la fin de l'Alleröd. La couche D1 semble également se situer dans cette période. Les couches sous-jacentes sont non datées. L'étude géologique montre que pendant cette période, un permafrost existait encore dans la région de Pont-de-Roide. Les glaciers jurassiens avaient cependant commencé à fondre antérieurement, et la fin de l'édification grossière de la terrasse (couche E) est contemporaine de cette fonte. Les caractères cryoclastiques des dépôts D2, D1 et C'1 peuvent être interprétés comme des témoignages de courtes séquences froides au cours de l'Alleröd. Cette présence peut être également expliquée par d'autres causes :

- La présence de limons sableux interstratifiés dans les niveaux cryoclastiques montre que le Doubs avait, au cours de l'Alleröd, une compétence faible, rendant impossible l'évacuation des produits du gel issus des parois de l'abri : ceux-ci demeuraient sur place et étaient peu à peu noyés dans les limons de débordement.

- Le caractère anguleux des cailloux a été préservé sans altération par leur " ciment " limoneux non corrosif renforçant l'impression de gel intensif que nous donnent ces niveaux.

Il est possible que l'ensemble inférieur se soit déposé en un laps de temps relativement court (de l'ordre du millier d'années ou même moins).

⁂ L'ensemble supérieur ne présente pas de différenciation très nette de ses différents niveaux. La coloration générale plus foncée de la couche B traduit un fort pourcentage d'apports anthropiques (charbons ?) exprimant une forte densité d'occupation humaine attestée par de nombreux os brisés. La croissance du pourcentage des éléments fins, ainsi que l'augmentation de l'indice d'émoussé vers le haut, dénotent un réchauffement progressif de la température, s'exprimant par une cryoclastie de moins en moins vigoureuse. Aucun stade marquant n'est décelable dans tout cet ensemble et la couche B (datée du Dryas III) ne semble pas sensiblement plus froide que la couche A qui la surmonte et qui débute au Préboréal.

Les deux ensembles, inférieur et supérieur, sont difficilement comparables au niveau des conditions climatiques qui ont présidé à leur mise en place. Les principaux agents d'édification étant différents (l'un fluviatile, l'autre cryoclastique), on ne peut suivre un critère de comparaison de bas en haut de la coupe.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS SUR L'ÉTUDE DES REMPLISSAGES KARSTIQUES DE FRANCHE-COMTÉ

A la lumière des investigations menées depuis une dizaine d'années en Franche-Comté, il nous semble être en mesure de proposer quelques conclusions relatives aux remplissages karstiques. Ces conclusions s'appuient non seulement sur les sites étudiés en détail et présentés précédemment, mais également sur un grand nombre d'observations ponctuelles effectuées dans la région, soit lors de reconnaissances spéléologiques, soit lors d'examens de remplissages dans les nombreuses exploitations du calcaire. Ces conclusions seront regroupées selon plusieurs thèmes plus ou moins liés les uns aux autres :

. Typologie des remplissages karstiques
. Dynamique de la sédimentation
. Chronologie des remplissages
. Rapports entre les occupations préhistoriques et les remplissages.

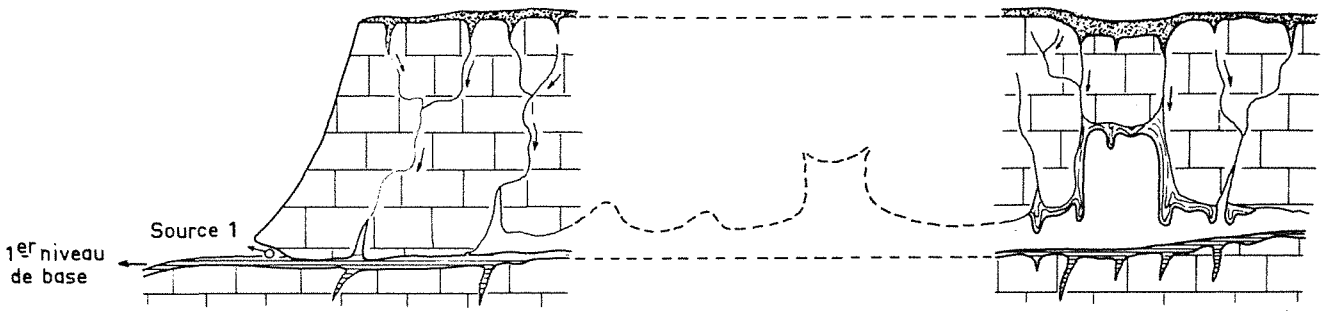
I. - TYPOLOGIE DES REMPLISSAGES KARSTIQUES

Nous avons déjà proposé (M. CAMPY, 1977) une première classification sommaire des remplissages de Franche-Comté. Sans modifier sensiblement cette première approche, nous nous proposons de l'expliciter et de la préciser.

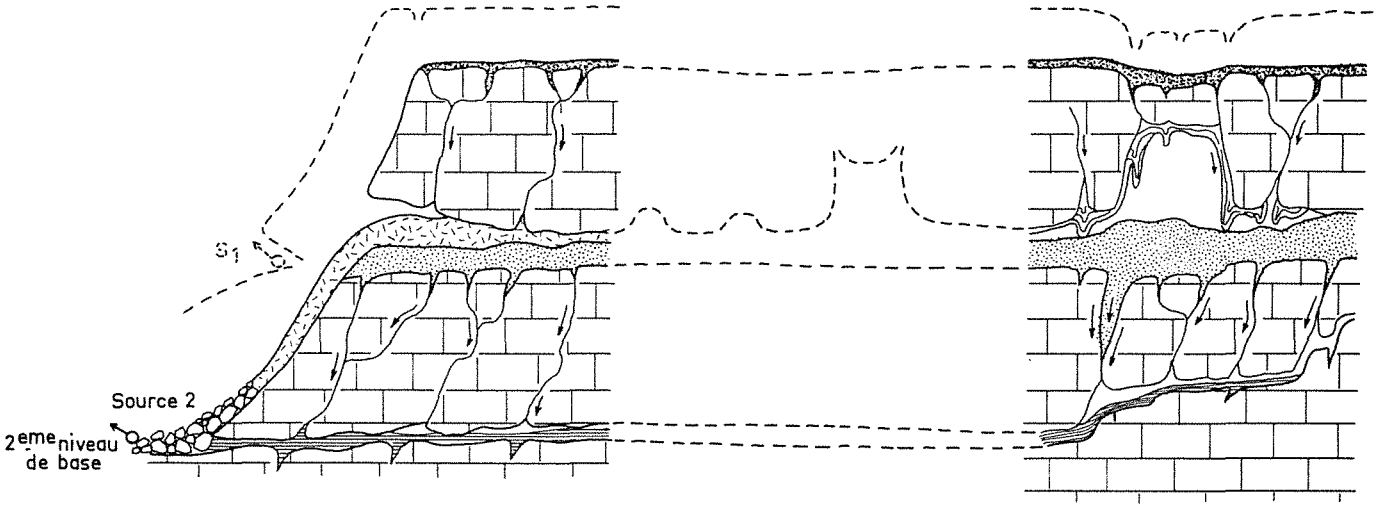
Toutes les fouilles réalisées et tous les remplissages étudiés nous ont montré que les karsts étaient obstrués par deux types de formations sédimentaires bien distinctes : (Fig. 109)

A) Une première formation toujours présente dans les niveaux inférieurs des fouilles (couche VIII de la Baume d'Echenoz, couches XXVI à XXVIII de Gigny, couche XI de Casamène, couche IV de Rurey, couche AS de Vergranne) est le plus souvent constituée de dépôts fins (silt, argile ou sable) ou de dépôts grossiers roulés en galets. Certaines séquences fines peuvent même présenter une structure varvée (Baume des Crêtes). Ce premier type de formation est pratiquement toujours présent dans les karsts fossiles de profondeur et colmate de nombreuses galeries sous la forme de " bouchons d'argile " sur lesquels buttent les spéléologues. Fréquemment de couleur brune, elles peuvent aussi avoir des teintes plus claires, grises ou verdâtres. C'est également ce type de formation que l'on retrouve dans les nombreuses fissures observables dans les fronts de carrière de calcaire et constituant des élargissements de diaclases. Elles sont dans ce cas souvent associées à des enduits calcitiques.

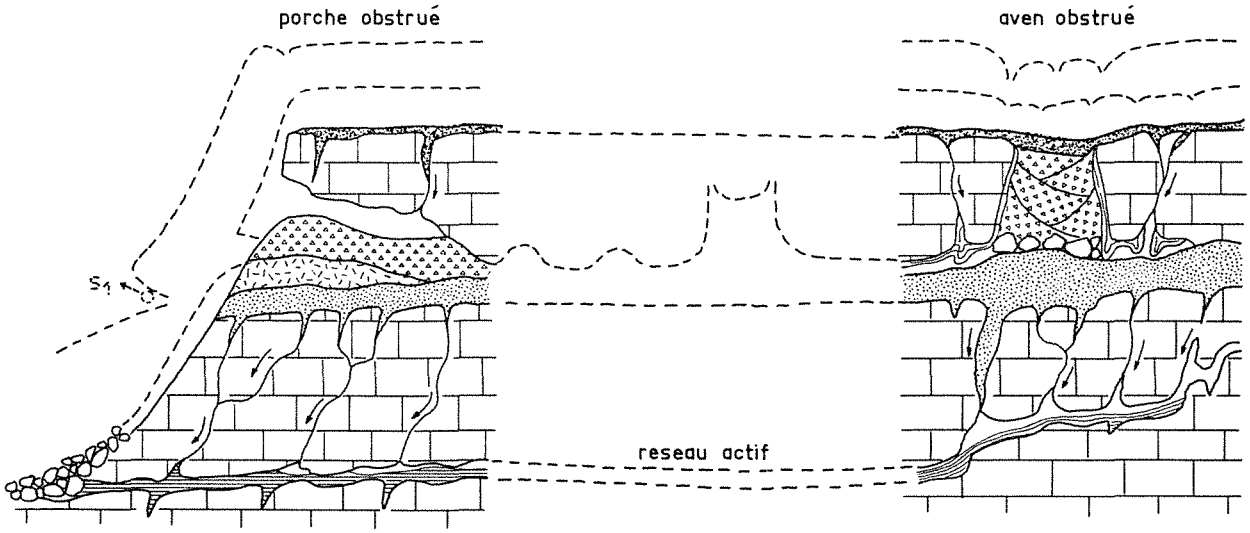
Ces formations sont rarement fossilifères. De nombreux tamisages fins ont montré qu'elles contenaient rarement des vestiges de faune mammalogique, excepté des pièces ostéologiques de chauve-souris. Par contre, il est possible d'y trouver des vestiges d'Ursidés, surtout dans la partie supérieure.



(a) Réseau karstique actif



(b) Réseau en cours de fossilisation : obstruction par dépôt de karst aveugle



(c) Réseau fossile : obstruction par dépôt de karst ouvert au niveau des évents

Formation de Karst fermé (aveugle) Formation de karst ouvert

Fig.109 Evolution schématique du karst et typologie des dépôts de remplissage (voir texte).

B) Une deuxième formation est toujours située à la partie supérieure des remplissages étudiés. A la différence de la première, sa présence est toujours liée à un *évent* du karst en direction de la surface, soit au niveau d'un débouché vertical (aven) ou d'un débouché horizontal (porche). Ce deuxième type de formation est toujours constitué d'une blocaille calcaire meuble ou bréchifiée, toujours enveloppée d'une matrice argileuse plus ou moins abondante. Il est courant de pouvoir y distinguer des couches traduisant des différences lithologiques liées à divers facteurs : plus ou moins grande abondance de la matrice argileuse, plus ou moins grande altération de la blocaille calcaire etc ... Cette formation est souvent fossilifère : au minimum un tamisage sommaire permet de mettre rapidement en évidence des dents et ossements de rongeurs et insectivores ; mais il est fréquent d'y trouver des pièces ostéologiques de grands mammifères ou même des vestiges humains.

Interprétation

Cette dualité sédimentologique ne peut se comprendre qu'en envisageant le système karstique dans son ensemble, et c'est ce que nous avons tenté de faire dans la figure 109 :

Le substrat calcaire de Franche-Comté a favorisé le développement de réseaux karstiques importants qui, dans leur phase d'activité, concourent à creuser les calcaires en profitant des innombrables réseaux de diaclases et joints de stratification. Un réseau karstique actif peut être très sommairement schématisé par la figure 109-a : il est fréquemment noyé au niveau des conduits d'évacuation horizontaux et l'émergence de l'eau à l'air libre est conditionnée par le niveau de base déterminé par la limite entre les couches perméables et imperméables ou plus simplement le niveau de la vallée drainant la nappe phréatique. Cette phase d'activité du karst correspond à la période de spéléogenèse (creusement des galeries d'évacuation) mais les sédiments déposés dans ce contexte sont rares : les mises en charges violentes du réseau évacuent brutalement les quelques dépôts argileux éventuellement formés en périodes d'étiage.

Les facteurs d'érosion externe (gélifraction, dissolution), très importants en particulier pendant les nombreuses périodes où la Franche-Comté eut à subir un environnement glaciaire et périglaciaire, provoquent le creusement des vallées, et par voie de conséquence, l'abaissement du niveau de base des réseaux karstiques. Les eaux d'infiltration ne sont plus arrêtées par la zone d'évacuation horizontale qu'elles traversent pour rejoindre un collecteur plus inférieur : le réseau karstique initial est progressivement abandonné et les mises en charge lors des fortes crues concernent surtout le réseau secondaire situé plus bas. C'est au cours de cette évolution et progressivement que le réseau karstique initial en cours de fossilisation,va peu à peu se colmater de sédiment, véhiculé par les eaux d'infiltration et piégé d'abord dans les fissures , puis dans l'ensemble du réseau qui s'obstrue progressivement. Ce karst " en voie de fossilisation " (Fig.109-b) ne communique avec l'extérieur que par le réseau de diaclases de son toit calcaire ne permettant de la sorte qu'un apport de sédiments fins (argile, silt ou au maximum sable) hérité en grande partie de la tranche pédologique superficielle, là où les phénomènes d'altération et de dissolution sont prédominants. *C'est ainsi que nous interprétons la mise en place du premier type de formation évoqué précédemment et que nous baptiserons : FORMATION DE KARST FERME OU " AVEUGLE "*. Pendant cette période les parois du réseau se couvrent souvent, à la base des diaclases,de placages stalagmitiques plus ou moins importants.

Le réseau karstique fossile continue son évolution et l'un des traits marquants de cette évolution se traduit par un élargissement des fenêtres (ou évents) en direction de l'extérieur. En effet, la dissolution et l'altération des calcaires, très activesau niveau du contact sol - substrat calcaire (érosion dorsale de D. AUBERT) et le cryoclastisme des falaises (érosion frontale de D. AUBERT) concourent à réduire le volume du toit calcaire du réseau fossile. Ces larges ouvertures subissent l'action des agents atmosphériques et de leurs effets : les parois des réseaux se creu-

sent au niveau des porches latéraux qui se comblent de produits cryoclastiques. De même, les voûtes les plus hautes des réseaux s'ouvrent à la surface et deviennent des avens fonctionnant en piège sédimentologique jusqu'à leur comblement. *Ainsi s'édifie le second type de formation que nous baptiserons : FORMATION DE KARST OUVERT OU D'EVENT KARSTIQUE.* Au cours de l'édification du remplissage, ces zones constitueont des abris et des repaires privilégiés pour les animaux et éventuellement pour l'homme. Les restes de leur alimentation (pelote de rejection des rapaces, vestiges des repas de carnivores) ou de leur activité (artéfact humain) s'incluront dans le remplissage minéral qui les fossilisera. En ce qui concerne les avens, les fossiles de grands mammifères constitueront plus souvent les restes d'animaux tombés accidentellement dans les pièges naturels qu'ils forment.

II. - DYNAMIQUE DE LA SEDIMENTATION EN MILIEU KARSTIQUE

L'étude des remplissages a pour but essentiel d'apporter des éléments chronologiques et surtout paléoclimatiques. Peu d'auteurs ont envisagé le problème sur le plan génétique : origine des matériaux, conditions de mise en place, existence de lacunes et remaniements éventuels. Un certain nombre d'observations ont pu être faites sur les remplissages franc-comtois, et valables au moins pour ceux-ci.

A) Origine du matériel sédimentaire

La fraction grossière est d'origine uniquement autochtone et les analyses pétrographiques statistiques que nous avons réalisées sur les sites d'Echenoz et de Gigny ont montré que les faciès présents dans les éléments grossiers du remplissage provenaient tous des strates calcaires dominant le gisement. Au niveau des porches et des avens, les éléments sont exclusivement d'origine cryoclastique, alors qu'en profondeur (au-delà de la zone exposée aux variations climatiques atmosphériques) les éléments calcaires sont issus des parois du karst par élargissement des fissures et des diaclases et isolement de blocs. Le cas est particulièrement net dans le remplissage de la Baume d'Echenoz, où dans les sondages profonds, l'indice d'émoussé des blocs est d'autant plus important qu'on s'éloigne de l'entrée.

L'origine de la fraction fine est plus difficile à préciser. Néanmoins, les études sédimentologiques que nous avons réalisées prouvent que la fraction fine des remplissages correspond le plus souvent (granulométrie, minéralogie) au résidu insoluble des calcaires encaissants. Or, comme nous l'avons déjà fait remarquer dans le chapître II (Méthodologie) la fraction fine présente dans les remplissages *est quantitativement trop importante pour provenir seulement du résidu insoluble des calcaires dissous lors de la spéléogenèse.* Il faut donc admettre que cette fraction fine est surtout issue des formations pédologiques continuellement entraînées par les eaux d'infiltration et piégées au niveau des évidements karstiques. A l'appui de cette thèse, on peut signaler que les plus importants bouchons argileux se situent toujours à l'aplomb de zones très diaclasées ayant permis la pénétration des suspensions colloïdales héritées de la surface.

Ajoutons une précision : jamais nous n'avons constaté de notoires reprises de l'activité karstique par remise en charge des anciennes galeries dans les remplissages de type " karst ouvert ". Tout au plus, peut-on constater des troncages de couches et des lacunes sédimentaires, mais les phénomènes responsables de ces ablations apparaissent plus comme des remaniements de type ruissellement localisé ou coulées de solifluxion.

Outre cet apport autochtone largement prédominant, des indices d'apport allochtone probablement éoliens ont été mis en évidence dans la partie supérieure du remplissage de la Baume de Gigny. Cet apport mis en évidence par les analyses géochimiques ne représente de toutes façons qu'une partie infime de la fraction fine.

B) Sédimentation karstique et climat

Les principes généraux énoncés à ce sujet par nos prédécesseurs (essentiellement J. Cl. MISKOVSKY 1970 et H. LAVILLE 1974) ont été globalement reconnus et appliqués pour les reconstitutions paléoclimatiques à partir des faciès sédimentaires décrits et étudiés. D'une manière générale, les phases " froides " sont génératrices de sédiments (essentiellement cryoclastiques) tandis qu'au cours des phases plus tempérées, les processus sédimentogènes cessent ou s'atténuent tandis que se développent les phénomènes d'altération.

Deux variantes doivent être apportées à ce schéma général à la suite de l'étude des remplissages franc-comtois :

1) Les processus d'altération sont nettement moins importants dans les remplissages franc-comtois qu'ils ne le sont dans le Sud ou le Sud-Ouest de la France. Dans ces zones, il semble que l'altération se fasse de manière épisodique, affectant de manière sélective les dépôts formés au cours de l'épisode froid immédiatement antérieur. En quelque sorte, chaque " cycle climato-sédimentaire " (H. LAVILLE) est caractérisé par un épisode sédimentaire, puis une phase d'altération. Les remplissages franc-comtois ne répondent pas à ce schéma cyclique qui permet une individualisation optimale des épisodes climatiques successifs, car les phénomènes d'altération beaucoup moins bien marqués ne s'impriment pas avec autant de netteté. C'est ce qui explique l'aspect général beaucoup plus homogène des remplissages karstiques franc-comtois par rapport à ceux des provinces plus méridionales.

2) Les phases les plus froides ne provoquent pas de sédimentation dans les remplissages de porche de grotte. Ainsi, alors que les Vosges et le Jura étaient recouverts chacun d'une calotte glaciaire très active (entre - 25.000 et - 15.000 ans environ), la sédimentation contemporaine de cette période est quasiment absente dans les porches. Par contre, c'est le Würm ancien qui est en Franche-Comté la période la plus génératrice de remplissages. Or, nous verrons plus loin qu'au cours de cette période, les massifs jurassiens et vosgiens n'ont sans doute pas été recouverts par les glaciers. Il semble donc que les périodes strictement " glaciaires " s'accompagnent de processus plus destructifs que constructifs au niveau des remplissages karstiques. Les seuls ensembles sédimentaires contemporains de ces périodes sont d'une part très réduits et d'autre part très perturbés : ils représentent probablement les reliquats de la fin du cycle glaciaire. Cette constatation explique en partie l'absence quasi-totale d'industries préhistoriques du Paléolithique supérieur dans les remplissages franc-comtois. Après l'abondance des vestiges moustériens, une vaste " lacune ethnologique " couvre toutes les civilisations aurignacienne, périgordienne et solutréenne. Seules les civilisations du Magdalénien tout à fait terminal sont relativement bien représentées.

C) Le problème des lacunes et des remaniements

On considère d'une manière générale qu'un remplissage karstique et plus particulièrement un remplissage de porche a été alimenté régulièrement, et que toutes les phases chronologiques se sont imprimées sans interruption dans le processus sédimentaire, soit par des dépôts, soit par des altérations. Cette notion permet à nos Collègues du Sud-Est et du Sud-Ouest de la France de proposer des échelles chrono-climatiques à peu près complètes du complexe würmien à partir des caractéristiques sédimentologiques des remplissages (J. Cl. MISKOVSKY 1970, H. LAVILLE 1974). Les remplissages de Franche-Comté ne permettent pas d'établir une échelle aussi complète des évènements climatiques. En effet, de nombreux indices témoignent de l'existence de *lacunes* importantes dans les séquences sédimentaires, lacunes dont il est difficile d'apprécier la durée et qui représentent des épisodes d'absence de dépôt ou plus vraisemblablement des épisodes de destruction de dépôts préexistants (lacune d'érosion).

Une approche théorique de cette notion peut être faite à partir de la comparaison entre la puissance des dépôts et le temps de sédimentation. On peut admettre en effet que le Würm ancien, qui est en Franche-Comté la période la plus fournie en remplissages de porches, a une durée moyenne de l'ordre de 40.000 ans environ. Or, les séries sédimentaires ne dépassent jamais 6 m de puissance (Gigny). Le plus souvent (Echenoz, Casamène, Rurey) elles sont réduites à 2 ou 3 m. Si l'on tente une estimation du taux de sédimentation, on obtient des valeurs s'échelonnant entre 6 et 15 cm de dépôt par millénaire, ce qui est évidemment inconcevable pour un processus sédimentaire de type cryoclastique. De multiples exemples permettent en effet de montrer que lorsqu'un site morphologique est susceptible de se prêter au phénomène de cryoclastie, celui-ci est abondant et ne cesse qu'avec l'arrêt des conditions favorables (arrêt du processus gel - dégel - ennoyage de la falaise par ses éboulis etc ...). Ce raisonnement théorique nous incline à penser que les séries stratigraphiques de remplissages karstiques et plus particulièrement de porches de grotte, présentent de nombreuses lacunes d'érosion.

Une approche plus concrète peut être réalisée grâce à des repères chronostratigraphiques ou des indices lithostratigraphiques :

- Dans tous les remplissages de Würm ancien, où la microfaune de rongeurs a fait l'objet d'une analyse précise (Gigny - Echenoz), le début de la séquence recèle immédiatement des faunes froides, voire arctiques (*Dicrostonyx*). Or, l'on sait par ailleurs que le début du Würm correspond à une phase tempérée froide et que les espèces arctiques n'apparaissent en Europe occidentale que beaucoup plus tard (Mesowürm). Complétant cette donnée biostratigraphique, on peut également constater à Gigny un épaulement significatif de la paroi rocheuse au niveau du plancher stalagmitique montrant que les couches qui le surmontent (couche XX) s'y sont déposées après une grande phase d'érosion ayant déblayé les couches préexistantes jusqu'au plancher calcitique plus résistant. *Les épisodes climatiques du Würm le plus ancien (" Eowürm ") sont ainsi absents dans les remplissages de Franche-Comté.* Cette lacune significative est due à une forte reprise de l'érosion au niveau de la transition Néowürm - Mésowürm.

- Du point de vue sédimentologique, des phases de ravinement profond ont été mises en évidence dans toutes les séquences du Würm ancien. Ces phénomènes érosifs se manifestent, le plus souvent, par des traces de ravinement (par exemple couche XVIa de Gigny) ou par des discontinuités brutales dans les caractéristiques sédimentologiques (brusque apparition de cortex d'altération, chute ou augmentation brutale des indices d'émoussé, ...).

Ainsi, les remplissages karstiques franc-comtois et en particulier les séquences de porche, ne constituent que l'infime reliquat de la sédimentation réelle : la grande majorité des matériaux a été évacuée par des érosions successives.

III. - CHRONOLOGIE DES REMPLISSAGES KARSTIQUES FRANC-COMTOIS

Malgré ces nombreuses lacunes oblitérant une grande partie du temps écoulé, il est possible de proposer une chronologie comparée des divers remplissages étudiés. Cet essai repose sur la synthèse des données sédimentologiques et biostratigraphiques (Fig. 110).

Trois types de remplissages ont été étudiés et peuvent être comparés du point de vue chronostratigraphique : remplissage d'aven (Vergranne), remplissage de porche de grotte (Echenoz, Gigny, Casamène et Rurey) et remplissage d'abri sous roche en bordure de cours d'eau (Rochedane).

Le seul remplissage d'aven est un remplissage ancien (complexe mindélien et probablement début du complexe rissien). On ne peut évidemment tirer de conclusion générale à partir d'un seul exemple, mais les témoignages partiels et les résultats préliminaires des fouilles en cours (aven de Romain, fouilles P. PAUPE) confirment les données chronologiques de Vergranne : *les remplissages d'aven se seraient formés préférentiellement au Pléistocène moyen*. Nous n'avons, pour l'instant, aucun témoignage de remplissage d'aven plus ancien ou plus récent. Par contre, aucun remplissage de porche ne peut être attribué au Pléistocène moyen. A notre avis, cette ségrégation n'est pas liée à des facteurs génétiques : des remplissages de porche contemporains des remplissages d'aven ont probablement existé. Pour expliquer leur disparition, il faut faire appel à des problèmes de *conservation différentielle* des formations de remplissage : *l'érosion dorsale* caractérisée par une dissolution à la surface des plateaux calcaires est lente et n'a, de ce fait, pas suffi à anéantir les remplissages d'aven du Pléistocène moyen. Par contre, *l'érosion frontale*, plus active, a provoqué un recul important des falaises calcaires en bordure des plateaux, et ce processus d'érosion a lui-même entraîné la destruction des remplissages de porche. Par contre, l'absence de remplissages d'aven plus anciens montre que l'érosion dorsale est malgré tout effective, bien que plus lente.

Les remplissages de porche offrent une chronologie qui s'échelonne entre la fin du complexe rissien et l'époque actuelle, mais au cours de cette période, certaines phases chronologiques sont mieux représentées que d'autres. La période privilégiée de sédimentation est sans conteste, et malgré de nombreuses lacunes, la période du Würm ancien (Eowürm et Mésowürm), c'est-à-dire la période contemporaine de la civilisation moustérienne.

Deux ensembles peuvent être individualisés dans ces remplissages du Würm ancien : un ensemble inférieur aux caractéristiques sédimentologiques et faunistiques froides et sèches (environnement " steppique ") représentant la période de l'Eowürm et un ensemble supérieur aux caractéristiques sédimentologiques et faunistiques très froides et plus humides (environnement " arctique " humide) représentant la période du Mésowürm. Les sédiments du Würm ancien reposent en discordance soit sur des remplissages de type karst aveugle, soit sur des brèches ou des planchers stalagmitiques. La plupart du temps (Echenoz, Casamène, Rurey), ces dépôts sont tronqués dans leur partie supérieure. A Gigny, ils sont scellés par un encroûtement stalagmitique (couche IX) surmonté par des dépôts présentant des caractéristiques sédimentologiques et faunistiques plus tempérées (couches VII et VIII) et les datations absolues permet-

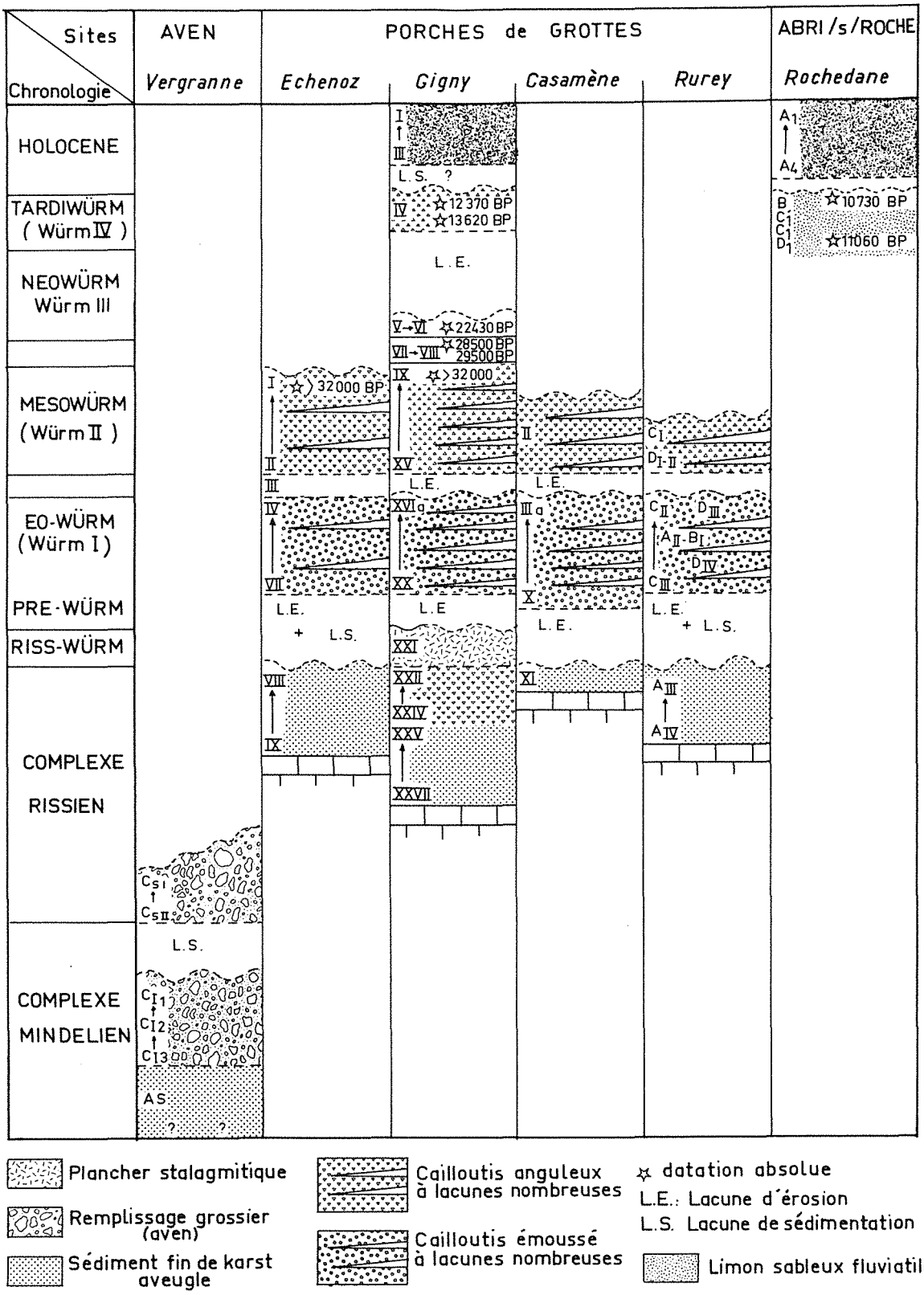


Fig.110 Synthèse chronologique des remplissages karstiques de Franche-Comté

tent de situer leur genèse au cours d'une phase interstadiaire Mesowürm - Néowürm (Würm II-III ?). Les sédiments contemporains du Néowürm (Würm III) font le plus souvent défaut (Echenoz, Casamène, Rurey) ou présentent des indices de remaniements importants (Gigny, couches V et VI). *Cette période se caractérise donc en Franche-Comté par un processus de vidange ou, pour le moins, par des phénomènes de solifluxion affectant les dépôts du début du cycle néo-würmien ou même plus anciens.* La période tardiglaciaire est seulement représentée à Gigny (couche IV), mais la séquence stratigraphique correspondante ne représente qu'un épisode restreint de cette époque.

Le seul remplissage d'abri sous roche étudié (Rochedane) présente une séquence stratigraphique s'échelonnant entre la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène récent. Tous les remplissages d'abri, en cours de fouille et non étudiés ici (Ranchot, Bavans), occupent schématiquement la même fourchette chronologique. La sédimentation antérieure à la période de l'Alleröd est dominée par des apports fluviatiles souvent limoneux déposés lors des crues de la fonte glaciaire. Les cours d'eau se stabilisent à partir de l'Alleröd et la sédimentation cryoclastique relaie la sédimentation fluviatile. Comme pour les remplissages de porche, les dépôts d'abri plus anciens ont été détruits par le recul des falaises.

IV. - L'OCCUPATION DES PORCHES DE GROTTE PAR L'HOMME PREHISTORIQUE

Les seules données valables en ce domaine concernent les hommes du Paléolithique moyen ayant laissé des témoignages lithiques se rapportant à la civilisation moustérienne.

A Gigny, cinq phases d'occupation par les hommes du Paléolithique supérieur sont décelables. Quatre d'entre elles intéressent le Würm ancien proprement dit, la cinquième et dernière ayant eu lieu au cours de l'interstade Mésowürm - Néowürm (Würm II - III). Deux remarques peuvent être faites :

- Classiquement, la civilisation moustérienne cesse avec la fin du Würm ancien. A Gigny, cette civilisation perdure au cours de la phase de réchauffement qui suit cette période (couche VIII) et *deux datations absolues viennent confirmer ce prolongement chronologique exceptionnel du Paléolithique moyen en Franche-Comté* (Ly. 566 : 29500 ± 1400 et Ly. 789 : 28500 ± 1400).

- Parmi les 4 occupations successives au Würm ancien, trois concernent la période de l'Eowürm (Würm I) et la quatrième a lieu au tout début du Mésowürm. Au cours de la phase la plus froide du Mésowürm (couches IX à XVI) les hommes du Paléolithique moyen n'ont apparemment pas occupé le porche de Gigny.

A Echenoz, on constate également que les principales phases d'occupation moustérienne (couches IVb-V surtout) se situent dans la partie inférieure du remplissage correspondant à la période du Würm ancien. Les caractéristiques sédimentologiques et faunistiques de cette séquence stratigraphique évoquent un climat froid, mais nettement moins froid que la séquence supérieure (couches I et II). Il s'agirait donc également d'une séquence contemporaine de l'Eowürm (Würm I). Le début du Mésowürm représenté par la couche II contient également quelques vestiges lithiques de faciès moustérien, mais toute la séquence supérieure, présentant des caractéristiques sédimentologiques et faunistiques de type climat très froid, ne contient aucun vestige lithique.

A Casamène, l'essentiel de l'industrie lithique se situe également (selon notre interprétation chronologique) dans la séquence stratigraphique correspondant au Néowürm (Würm I).

Le démantèlement des sédiments de la grotte de Rurey et la rareté des couches en place ne permettent pas de situer avec précision les phases d'occupation moustérienne.

On peut donc considérer que les occupations moustériennes ont eu lieu en Franche-Comté surtout au cours de la première phase du Würm ancien (Eowürm). La séquence la plus complète (Gigny) montre qu'aucune trace d'industrie moustérienne n'est décelable dans la séquence correspondant à la deuxième phase du Würm ancien (Mésowürm), sauf au début de cette période. Par la suite, un retour des hommes du Paléolithique moyen est décelable à Gigny lors de l'interstade Mésowürm - Néowürm.

DEUXIEME PARTIE

LES FORMATIONS GLACIAIRES

CHAPITRE VII

HISTORIQUE ET APPORT DES RECHERCHES ANTÉRIEURES

La publication de ce travail (1982) constituera un anniversaire : il marquera le bicentenaire de la première observation relative aux formations glaciaires jurassiennes. Nous devons cette observation à J.A. DELUC qui, au cours de l'été 1782, traversa le Jura en compagnie de DE SAUSSURE pour se rendre dans les Alpes. Il fallut cependant plus de cinquante ans pour que cette observation importante soit connue des géologues français, car évoquée dans une lettre publiée à Londres et en anglais en 1813, elle passa tout d'abord totalement inaperçue. Cette lettre, traduite en français en 1838, fut publiée la même année dans le compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Porrentruy. On peut y lire notamment :

" comme je montais la montagne entre Ornans et Pontarlier, je remarquai que la route était chargée de fragments de pierres calcaires, mêlées avec d'autres de gneiss, qui avaient été détachées de blocs sortis des champs ".

Comme on peut le voir, la première observation relative au glaciaire jurassien porte sur un fait relativement mineur (la présence de blocs allochtones), mais ce détail passionnera le débat pendant deux siècles et cette question importante, mais secondaire, nuira à l'étude des vrais problèmes posés par l'existence du glacier jurassien. Jusqu'aux études de TRICART (de 1962 à 1965), les publications relatives à la présence de blocs erratiques alpins dépasseront, et de loin, celles concernant les observations morphologiques, sédimentologiques et faciologiques.

Plutôt que de reprendre chronologiquement chaque publication et d'en résumer l'apport, nous avons choisi de suivre l'évolution des idées à partir des trois données maîtresses soulevées par les études successives et autour desquelles les arguments parfois passionnés se sont échangés :

- *Le " grand " problème des blocs erratiques allochtones (alpins)*
- *Les glaciers de vallée issus de la calotte alpine*
- *Les glaciers d'origine locale, considérés comme isolés et multiples dans une première approche, puis uniques en seconde analyse et constituant une seule calotte dite jurassienne, non tributaire de la calotte alpine.*

I. - LE PROBLEME DES BLOCS ERRATIQUES ALLOCHTONES

A) Répartition et importance

Après DELUC, de nombreux auteurs font mention de blocs qualifiés quelquefois modestement " allochtones " et plus souvent baptisés " alpins ".

Le Père CHRYSOLOGUE en 1786, lors de la présentation à l'Académie de Besançon d'un mémoire qui sera publié en 1806 et ayant pour titre " Plan d'une carte physique de Franche-Comté ", observa un bloc de roche alpine près du lac de Saint-Point.

Plusieurs allusions sont faites dans le Bulletin de la Société Géologique de France par THURMAN (1ère série, tome VI, 1834-35, page 16), AGASSIZ (1ère série, tome VII, 1835, page 30), ROZET (1ère série, tome VIII, 1836, page 137) à propos de blocs erratiques trouvés dans diverses régions du Jura et d'origine alpine.

FOURNIER, dans son Essai de statistiques du Département du Doubs (1919), dresse un inventaire de toutes les localités où des galets allochtones ont pu être récoltés.

A notre connaissance, après une étude bibliographique aussi complète que possible, et à la lumière de nos propres observations, ces galets et blocs allochtones sont toujours rares, isolés parmi de nombreux autres d'origine locale lorsqu'ils ne dépassent pas une dizaine de centimètres de diamètre. Quand ils sont beaucoup plus gros et méritent à ce moment le nom de blocs erratiques, ils sont isolés de tout contexte morainique et représentent probablement le reliquat de dépôts plus importants, mais dont la matrice plus fine a été dégagée par l'érosion.

Deux exceptions peuvent cependant être signalées :

- Le professeur DREYFUSS (communication orale) nous a signalé un dépôt morainique presque exclusivement constitué de blocs alpins à Ornans. Dégagé lors de travaux de terrassement, ce dépôt était plaqué contre la paroi jurassique de la vallée de la Loue, rive droite (x = 241,15 y = 888,20). Cet affleurement n'est plus visible actuellement.

- Nous avons vu personnellement un affleurement constitué exclusivement de blocs alpins sur le plateau d'Amancey (x = 233,10 y = 885,25) lors de l'élargissement d'une route forestière.

Ces deux exemples exceptionnels doivent probablement leur existence à leur position privilégiée les ayant préservés d'un démantèlement ultérieur.

B) Provenance

Reconnus très tôt comme blocs alpins, la seule mention relative à leur origine plus précise est donnée par BENOIT (1877). Pour lui, ces blocs " sont en majorité des schistes cristallins tels que micaschistes, talcschistes, schistes verdâtres, quartzites. Ils proviennent certainement des montagnes du flanc droit du Valais, des sommets entre lesquels s'étend le glacier d'Aletsch, le plus grand des Alpes ".

Rien de bien nouveau sur ce problème n'apparaît dans les travaux ultérieurs. Aucune synthèse globale liant les observations pourtant nombreuses n'a été proposée. Outre des affirmations péremptoires non fondées, énoncées souvent avec passion dans les diverses Sociétés Savantes suisses et françaises, le travail et la carte de BENOIT (Fig. 111) sont les seules propositions soutenables jusqu'aux travaux de deux géographes suisses, NUSSBAUM et GYGAX (1935) dont l'étude aura surtout pour but de définir l'extension du glaciaire dans la chaîne jurassienne.

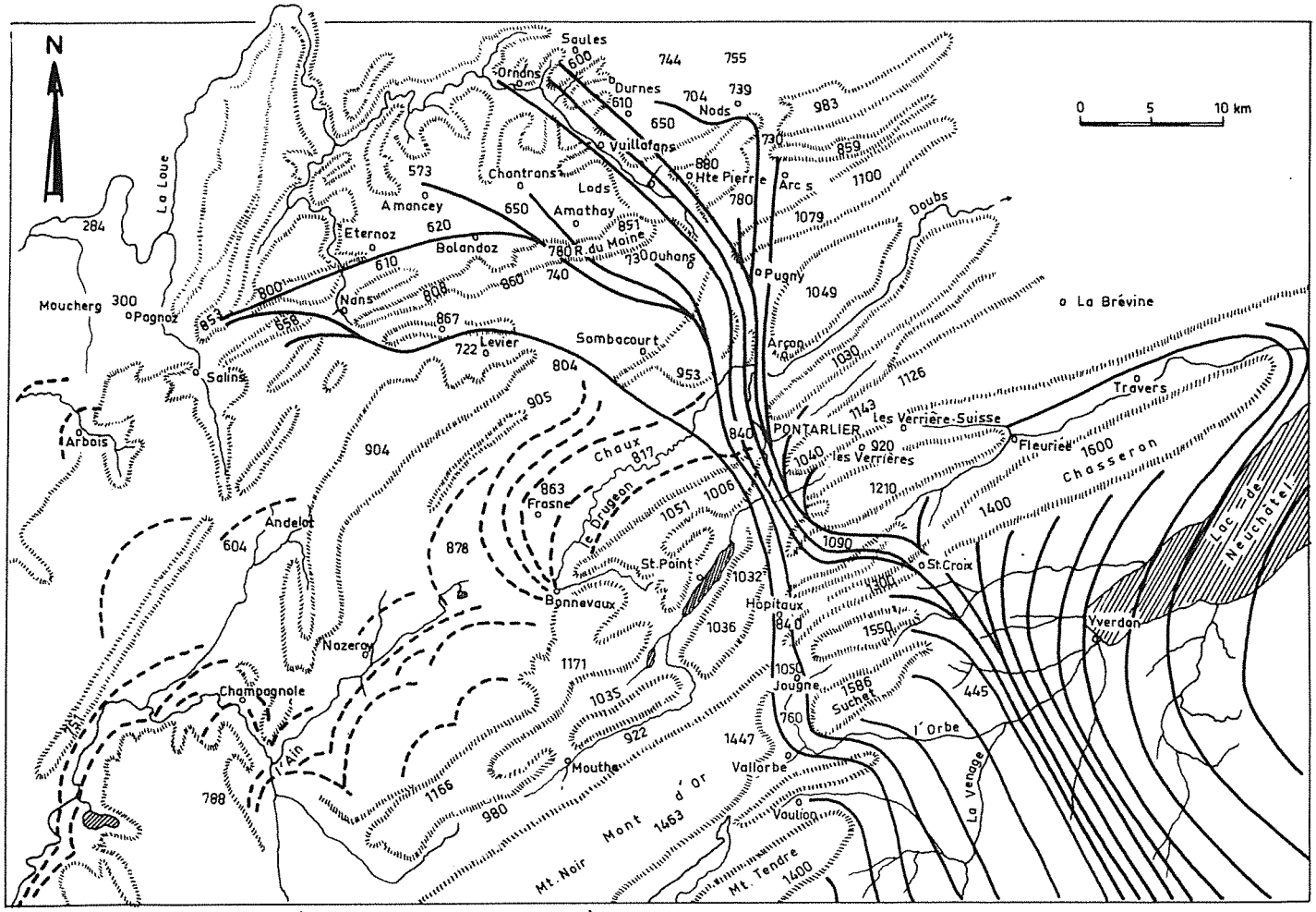


Fig. 111 : Pénétration du glacier alpin dans la chaîne jurassienne d'après BENOIT (1877)

2) Les limites d'extension du glaciaire, basées sur la répartition des blocs erratiques alpins

Après une suite d'études locales et d'observations ponctuelles au cours du XIX^{e} siècle, paraît le monumental travail de PENCK et BRÜCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter* dont la publication, commencée en 1901, s'est terminée vers 1910. Le chapître relatif au territoire français a fait l'objet d'une bonne traduction de Louis SCHAUDEL en 1910. Il est inutile de revenir sur l'importance de ce travail synthétique. En ce qui concerne la chaîne jurassienne, les auteurs tracent la limite occidentale externe de l'extension glaciaire en se basant essentiellement sur la présence de blocs allochtones. Ils la situent au niveau du Revermont et plus au

Nord, cette limite s'incurve vers l'Est dans la région d'Ornans et file vers la vallée du haut Doubs en aval de Pontarlier. Cette étude synthétique et généralisatrice possède les défauts inhérents à ses qualités : basée essentiellement sur les études du Piedmont bavarois, elle ne tient pas suffisamment compte des observations locales antérieures. Ainsi, l'ensemble du glaciaire jurassien est attribué au stade des moraines externes (Riss), la limite des moraines internes passant à l'Est de la chaîne jurassienne. Outre cette erreur, le glaciaire jurassien apparaît comme inclus dans le domaine glaciaire alpin, bien que certains auteurs locaux que nous évoquerons ultérieurement, aient déjà démontré le contraire.

La première étude de synthèse relative au glaciaire jurassien, s'appuyant sur les observations antérieures et en donnant une interprétation logique, a été publiée en allemand par deux géographes suisses : F. NUSSBAUM et F. GYGAX en 1935. Le critère de base de ces auteurs fut de distinguer deux types de moraines externes en fonction de l'absence ou de la présence de galets alpins. C'est ainsi qu'ils confirment *grosso modo* les limites proposées 25 ans plus tôt par PENCK, mais en distinguant les apports allochtones qu'ils attribuent au glacier rhodanien et les apports uniquement locaux attribués à une calotte locale (Fig. 112). Depuis cette publication, aucune observation n'a pu affaiblir leur interprétation.

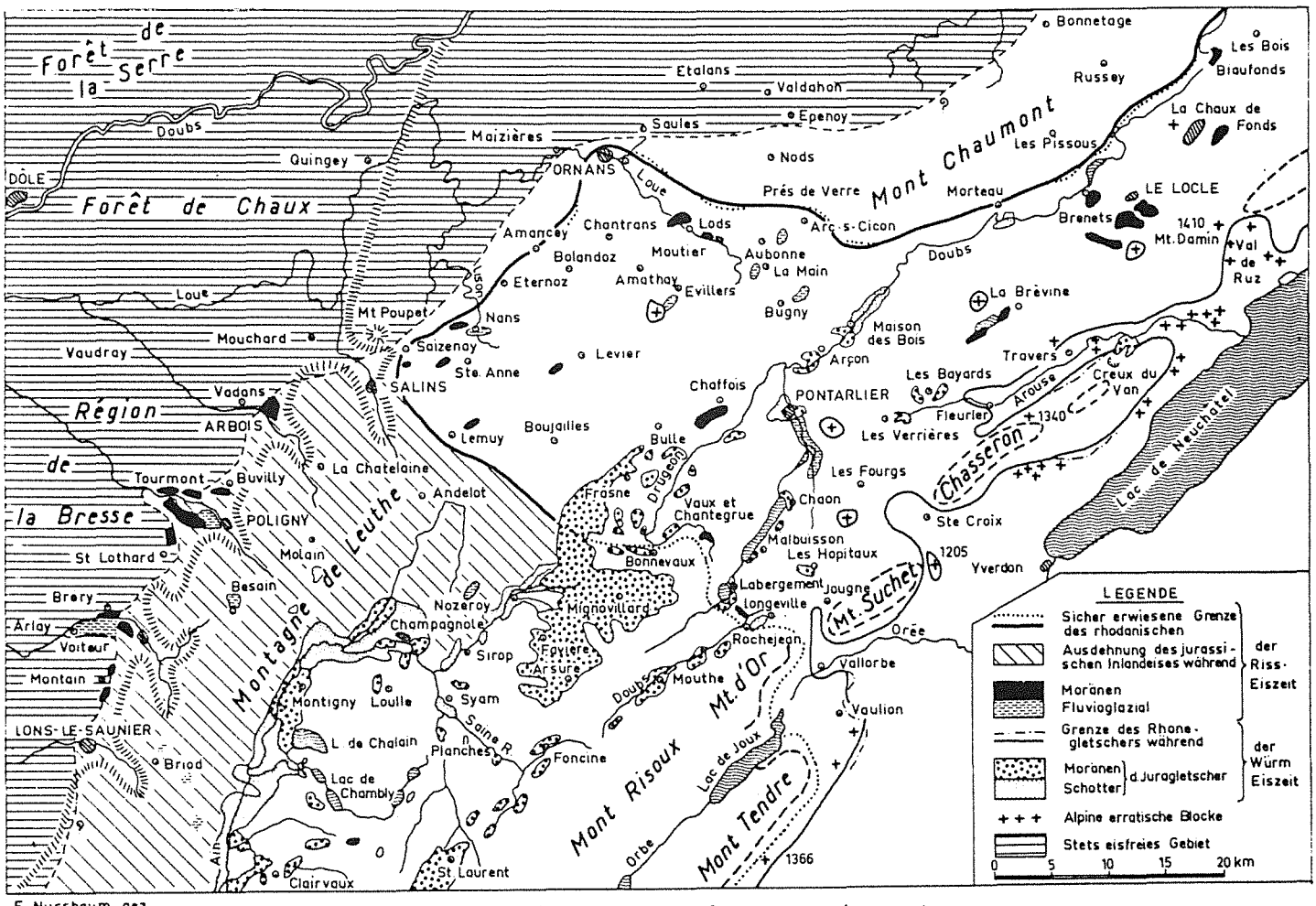


Fig. 112 : Les rapports entre le glaciaire jurassien et le glaciaire alpin (d'après NUSSBAUM et GYGAZ, 1935).

C) Interprétations et déductions

La présence de blocs erratiques alpins dans les formations glaciaires jurassiennes a donné lieu à deux développements interprétatifs : d'une part les lieux et les modes de pénétration du glacier alpin dans la chaîne du Jura et d'autre part, la limite d'extension du glacier sur le versant ouest de la chaîne jurassienne.

1) La pénétration du glacier alpin dans le Jura

AGASSIZ en 1835 (opus cité) remarque que les blocs erratiques, si nombreux sur les revers orientaux du Jura, devaient se trouver aussi dans sa partie occidentale. Elie de BEAUMONT, par contre, pensait que ces blocs avaient seulement pénétré le Sud du Jura par la vallée du Rhône.

ROZET en 1836 (opus cité) affirme que les blocs alpins sont entrés dans le Jura par les ouvertures du versant oriental, c'est-à-dire du Sud au Nord : vallée du Rhône, cluse des Hopitaux, cluse de Nantua, cols de la Faucille et de Saint-Cergues, col de Jougne.

BENOIT en 1877 publie une carte des formations glaciaires du Jura central indiquant le trajet présumé des glaciers alpins par dessus la haute chaîne (Fig.111). Ceux-ci auraient non seulement emprunté le col de Jougne, mais aussi recouvert toute la partie sud-ouest du Chasseron jusqu'à 1400 m d'altitude.

Rien de bien nouveau sur ce problème n'apparaît dans les travaux ultérieurs. Aucune synthèse globale liant les observations pourtant nombreuses n'a été proposée. Outre des affirmations péremptoires non fondées, énoncées souvent avec passion dans les diverses Sociétés Savantes suisses et françaises, le travail et la carte de BENOIT sont les seules propositions soutenables jusqu'aux travaux de deux géologues suisses, NUSSBAUM et GYGAX (1935) dont l'étude aura surtout pour but de définir l'extension du glaciaire dans la chaîne jurassienne.

2) Les limites d'extension du glaciaire jurassien

Après une suite d'études locales et d'observations ponctuelles au cours du XIX^{e} siècle, paraît le monumental travail de PENCK et BRÜCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter* dont la publication, commencée en 1901, s'est terminée vers 1910. Le chapitre relatif au territoire français a fait l'objet d'une bonne traduction de Louis SCHAUDEL en 1910. Il est inutile de revenir sur l'importance de ce travail synthétique. En ce qui concerne la chaîne jurassienne, les auteurs tracent la limite occidentale externe de l'extension glaciaire au niveau du Revermont, jalonnée par le débouché des reculées jurassiennes sur la Bresse au Sud de Salins. Plus au Nord, la limite s'incurve vers l'Est au niveau d'Ornans et file vers la vallée du haut Doubs en aval de Pontarlier. Cette étude synthétique et généralisatrice possède les défauts inhérents à ses qualités : basée essentiellement sur les études du Piedmont bavarois, elle ne tient pas suffisamment compte des observations locales antérieures. Ainsi, l'ensemble du glaciaire jurassien est attribué au stade des moraines externes (Riss), la limite des moraines internes passant à l'Est de la chaîne jurassienne. Outre cette erreur, le glaciaire jurassien apparaît comme inclus dans le domaine glaciaire alpin, bien que certains auteurs locaux que nous évoquerons ultérieurement, aient déjà démontré le contraire.

La première étude de synthèse relative au glaciaire jurassien, s'appuyant sur les observations antérieures et en donnant une interprétation logique, a été publiée en allemand par deux géologues suisses : F. NUSSBAUM et F. GYGAX en 1935. Le critère de base de ces auteurs fut de distinguer deux types de moraines externes en fonction

de l'absence ou de la présence de galets alpins. C'est ainsi qu'ils confirment *grosso modo* les limites proposées 25 ans plus tôt par PENCK, mais en distinguant les apports allochtones qu'ils attribuent au glacier rhodanien et les apports uniquement locaux attribués à une calotte locale (Fig.112). Depuis cette publication, aucune observation n'a pu affaiblir leur interprétation.

En conclusion, on se rend compte à quel point ce problème des blocs erratiques alpins a prévalu dans les recherches sur le glaciaire comtois. Leur présence a polarisé les observations et très rapidement, toutes les autres méthodes d'investigation ont été court-circuitées et cette seule présence déclenchait l'image d'une calotte glaciaire alpine submergeant la chaîne jurassienne et déposant ses galets allochtones sur le flanc occidental. Au fil des ans et devant l'impossibilité d'un tel schéma, on a fait pénétrer les glaces alpines par les cols jurassiens. La présence de blocs alpins prévalait toujours en tant qu'argument scientifique indiscutable sur toutes les autres constatations. Enfin, une deuxième école voit le jour avec ses précurseurs, ses exégètes et ses maîtres. L'idée maîtresse est la suivante : la chaîne jurassienne a eu ses glaciers propres, l'apport alpin étant considéré comme minime et très localisé. Voilà, à notre avis, situé le grand dilemme à propos des théories sur le glaciaire jurassien.

Héritage alpin (et son corollaire glaciers de vallée issus de la calotte alpine) ou glacier local ? Nous tenterons, dans les paragraphes suivants, de voir comment ces deux idées ont germé, se sont développées et se sont affrontées.

II. - L'HYPOTHESE DE L'HERITAGE ALPIN PAR DES GLACIERS DE VALLEE

Cette hypothèse repose, à notre avis, sur deux choses : un fait d'observation et un raisonnement " logique ".

Le fait d'observation, c'est la présence indiscutable de galets alpins dans le glaciaire jurassien. Nous avons montré, dans le paragraphe précédent, tout le poids de cette observation dans le débat qui dure depuis deux siècles. C'est DELUC qui, indirectement, lança ce débat en 1838 après son observation de 1782. La discussion reste ouverte. Nous proposons dans ce travail, non pas de nier ce fait indiscutable, mais de le ramener à sa place parmi tous les autres faits. Nous pouvons cependant affirmer dès maintenant que cette présence a fait pencher de manière excessive la balance du côté de la théorie de l'héritage alpin et plus ou moins inconsciemment, la plupart des géologues ont abordé l'étude du glaciaire jurassien avec l'idée préconçue qu'il n'était qu'un épiphénomène alpin.

Le raisonnement " logique " repose sur l'altitude modeste de la chaîne jurassienne, considérée comme incapable de nourrir un glacier local. Ainsi, J. DE CHARPENTIER en 1841 considérant que les blocs erratiques des Préalpes ne sont connus qu'à partir de 1170 m d'altitude, il est inutile d'en chercher à une altitude plus basse dans le Jura.

Un excellent observateur, André DELEBECQUE, Ingénieur des Ponts et Chaussées, nous livre en trois notes successives entre 1902 et 1909, le résultat de ses observations sur le glaciaire franc-comtois. Influencé probablement *a priori* par l'hypothèse des glaciers de vallées hérités des Alpes, il ne s'intéresse qu'aux formations glaciaires présentes dans les principales vallées jurassiennes : le Doubs et ses

affluents (Drugeon, Loue, Lison), l'Ain et ses affluents (Bienne, Surand, Oignin, Albarine). On doit à A. DELEBECQUE une bonne description des formations glaciaires et paraglaciaires de la Combe d'Ain en particulier. Il remarque la variété des faciès et met en évidence la présence de formations lacustres que GRAVELLE et MATTAUER redécouvriront en 1957. Partisan implicite de l'hypothèse des glaciers de vallée, mais trop prudent pour théoriser, son honnêteté le contraint à des explications logiques s'opposant à la thèse à la mode : " Bien que l'altitude des montagnes voisines ne soit guère que de 600 mètres, nous sommes forcés d'admettre, faute d'explications meilleures, qu'elle a été suffisante pour engendrer de petits glaciers qui ont laissé les traces en question ".

Après les levers des cartes géologiques au 1/50.000° (Pontarlier, Mouthe, Saint-Claude, Moirans), le Professeur J. TRICART a publié de 1952 à 1961, dans le Bulletin de la Carte Géologique de la France, une série d'articles relatifs aux formations quaternaires et plus spécialement glaciaires de chacune de ces feuilles. Il nous donne une synthèse de ses observations dans une note importante de 1965 publiée dans la Revue Géographique de l'Est. D'emblée, l'introduction précise la particularité du glaciaire jurassien :

> " *Les aspects de la géomorphologie glaciaire jurassienne sont assez particuliers, car ils résultent de l'invasion d'une chaîne formée de plis de couverture par une glace en grande partie allogène, provenant des Alpes. Débordant de l'énorme accumulation de piedmont submergeant la plaine suisse, la glace pénétrait dans le Jura par un petit nombre de brèches, perpendiculairement aux plis, et s'y écoulait ensuite, guidée par le relief propre de la chaîne. La situation ainsi créée était donc très complexe, les courants de glace formant un véritable quadrillage dans la chaîne, d'où une très grande variété de formes, dignes d'un plus large intérêt de la part des géomorphologues* ".

On ne peut, à mon avis, mieux résumer l'hypothèse dont nous suivons le développement dans ce chapitre. L'apport de J. TRICART à la connaissance du glaciaire jurassien est important. Son grand mérite, à notre avis, fut de pousser à son paroxysme, voire à sa caricature, une théorie que l'examen des faits nous oblige à réfuter. Nous pensons apporter suffisamment d'arguments dans ce travail pour en étayer l'incohérence. A notre sens, les faiblesses de l'argumentation résident dans plusieurs aspects du travail :

- L'absence de cartographie de synthèse, reliant les schémas partiels les uns aux autres,
- La minimisation de l'importance des dépôts morainiques des plateaux ou des hautes chaînes,
- La confusion faciologique entre les dépôts de kame-terrasse* et les dépôts deltaïques de lacs pro-glaciaires,
- La trop grande part donnée aux aspects chronologiques par rapport aux aspects lithologiques et phénoménologiques,
- Le manque de connaissance des travaux régionaux antérieurs.

Il est vrai que les études de J. TRICART et de ses collaborateurs portaient sur les zones septentrionales (cartes de Pontarlier et Mouthe) et méridionales (Saint-Claude, Moirans, Nantua) de la chaîne jurassienne, c'est-à-dire les zones où l'influence du glacier rhodanien se fait le plus sentir. Il est probable qu'un examen, même superficiel, des formations glaciaires du Jura central (cartes de Lons-le-Saunier, Champagnole et Morez Bois d'Amont) aurait amené l'équipe strasbourgeoise

* kame-terrasse ou terrasse de kame : formations édifiées par les chenaux d'eaux de fonte juxtaglaciaires. Lors de la fonte du glacier, ces dépôts restent accrochés aux versants de la vallée et présentent souvent des structures d'effondrement causées par la fusion de la glace morte sous-jacente.

vers une interprétation globale moins outrancière des phénomènes glaciaires jurassiens.

L'apport de ces travaux est important, par contre, dans le domaine de la chronologie. En se fondant essentiellement sur le glaciaire du Jura septentrional et par le biais d'une méthodologie purement géomorphologique, J. TRICART envisage plusieurs périodes glaciaires qu'il relie à la chronologie alpine de PENCK et BRUCKNER. Il admet dans la région d'Ambérieu :

- Plusieurs glaciations anciennes matérialisées par diverses formations qu'il organise chronologiquement comme suit :

* une moraine à Varambon (La caronnière) avec fluvioglaciaire de progression et profil d'altération tronqué qu'il assimile chronologiquement aux " Cailloutis et sables ferrugineux des Dombes " et aux cailloutis de la forêt de Chaux.
→ glaciation du Danube

* un ensemble fluvioglaciaire à Neuville/s/Ain et entre les vallées de l'Ain et du Suran, riche en roches alpines et surtout en quartzite, localement consolidé en conglomérat et ayant subi une altération lessivante pouvant conduire à un sol lessivé podzolique.
→ glaciation du Günz

* des brèches de pente très consolidées à Thol (versant occidental de la vallée de l'Ain) contemporaines d'une moraine de fond argileuse grise, riche en roches alpines (Sud de Leyment), altérée sur 5 m.
→ glaciation du Mindel

Chacun de ces ensembles lithologiques " glaciaires " serait suivi d'épisodes importants de creusement, surtout entre les formations du Cunz et celles du Mindel.

- Les glaciations récentes :

* des moraines et dépôts fluvioglaciaires, riches en roches alpines (moraines " externes ") fortement altérés sur 1 m à 1,5 m de profondeur, parmi lesquels il est possible de distinguer deux stades d'avancées glaciaires séparés par une période de retrait.
→ glaciation du Riss (Riss I et Riss II)

* des moraines et dépôts paraglaciaires associés, aux formes fraîches, caractérisés par un stade d'avancée maximum, suivi d'un certain nombre de stades de retrait.
→ glaciation du Würm (Würm I et Würm II)

Cette chronologie repose, comme nous l'avons vu, sur des bases géomorphologiques et paléopédologiques. Les derniers travaux des pédologues dans la vallée du Rhône en particulier (M. BORNAND, 1978), nous ont montré la faiblesse de ces bases à des fins chronologiques.

Pour des formations de même âge, les contextes topographiques, lithologiques, faciologiques peuvent avoir des influences très différenciatrices dans les processus de pédogenèse. Ces études de paléopédologie moderne ont prouvé que les critères d'appréciation pédologique directe (épaisseur, couleur de l'altération) pouvaient conduire à des erreurs grossières lorsqu'on les utilisait à des fins chronologiques. Une étude, que nous n'entreprendrons d'ailleurs pas dans notre travail, reste à faire dans ce domaine.

Nous considérons que, hors témoignages chronostratigraphique, paléontologique, toute tentative de datation dans le Quaternaire ancien reste illusoire, voire dangereuse, dans la mesure où l'attribution non fondée d'une chronologie par référence à la chronologie alpine, si elle satisfait l'esprit classificateur, gêne le développement ultérieur des recherches et masque souvent le manque de données d'observation. De nombreuses études modernes ont montré la fragilité et les sources d'erreurs d'une telle méthode où l'interprétation outrepasse largement les faits et données analytiques.

III. - L'HYPOTHESE DES GLACIERS D'ORIGINE LOCALE

Parallèlement à l'hypothèse précédente, prend naissance très tôt et se développe un courant de pensée qui trouve son souffle dans l'examen des faits et ne se laisse pas obnubiler par la présence clairsemée des blocs alpins. L'impossibilité de la chaîne jurassienne à nourrir un glacier local n'est pas considérée comme postulat initial et les Alpes ne sont pas reconnues, a priori, comme le seul pourvoyeur possible de glace.

A) Les précurseurs

Paradoxalement, l'idée première fut émise par les spécialistes du glaciaire alpin. C'est en effet AGASSIZ qui, lors de la séance du 21 décembre 1842 de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, avance l'idée. On peut en effet lire dans le compte-rendu de cette séance : " M. AGASSIZ discute quelques faits observés dans le Jura, relatifs à la distribution des blocs erratiques, d'où il résulte que, pour lui, [il pense avoir] *la preuve que le Jura a eu ses glaciers propres* ".

Après cette caution de l'éminent savant suisse, les langues se dénouent et les pensées secrètes s'expriment.

Sept mois après, GUYOT (séance du 25 juillet 1843 de cette même Société) signale dans la région de la Valserine des dépôts constitués uniquement de matériel jurassique, sans aucun matériel alpin. Aussitôt, les maximalistes s'enhardissent, et VENETZ émet, durant cette même séance, l'hypothèse suivante : " lorsque le glacier duRhône est venu s'appuyer contre le Jura, il y avait simultanément dans le Jura des glaciers indépendants qui furent refoulés avec leurs moraines. Plus tard, lorsque le grand glacier commença à diminuer, ceux-ci acquirent de nouveau un plus grand développement et envahirent même le domaine occupé par le grand glacier ".

Parmi les géologues français méritant l'appellation de précurseur, on peut citer MM. PIDANCET et LORY qui, en 1847, présentèrent une note à l'Académie des Sciences sur les " phénomènes erratiques dans les hautes vallées du Jura ". Ces auteurs pensaient être les premiers à signaler ces dépôts glaciaires, mais une lettre de FAVRE, alors professeur de Géologie à Genève, adressée à la Société Géologique de France, indique que ces observations ne sont pas inédites et signale les travaux d'AGASSIZ et GUYOT, ainsi que la théorie de VENETZ. Le mérite de ces auteurs réside cependant dans la description appliquée qu'ils donnent des formations glaciaires de la région des Rousses, de Saint-Laurent et de Pontarlier au pied du Fort de Joux. Ils évoquent des stries glaciaires, des galets anguleux et striés et surtout ils reconnaissent deux types de dépôts :

- Les uns constitués uniquement de matériel calcaire qu'ils attribuent à des glaciers locaux,

- Les autres formés de matériel calcaire, parsemés de blocs alpins amenés par les glaciers qui comblaient la plaine suisse et débordaient sur le Jura.

B) Les glaciers d'origine locale considérés comme isolés et multiples

La multiplicité des études locales va conduire à l'identification de petits glaciers très circonscrits, les uns prenant naissance sur les massifs élevés du Jura, les autres dans les cirques de fond de vallée et s'écoulant dans celle-ci.

BENOIT en 1877 évoque un glacier jurassien dans la région de Pontarlier et pense que celui-ci aurait fonctionné avant l'extension maximum des glaciers alpins. Un torrent sous-glaciaire aurait existé sur le cours du Doubs actuel, qui aurait accumulé les sables qui forment la partie inférieure de la colline du Mont au Sud de Pontarlier. Essayant de concilier les différentes hypothèses, il pense que les glaciers alpins ont été relayés dans le transport des blocs erratiques par des glaciers jurassiens préexistants. BENOIT cite plus loin la moraine sur laquelle est bâti le village de Mouthier dans la vallée de la Loue, et il émet l'hypothèse que cette vallée devait être occupée par un culot de glace qui l'aurait comblée jusqu'au niveau des plateaux qui sont de chaque côté. Ce culot de glace n'aurait toutefois pas dépassé Ornans.

PENCK et BRÜCKNER, dans leur monumental ouvrage, pensent que le Jura avait effectivement ses glaciers propres et que ceux-ci s'alimentaient dans les régions culminant au-dessus de 1000 m. Ils auraient, de ce fait, été localisés à la haute chaîne et à l'ondulation transversale. On peut voir que ces deux auteurs, dont la démarche scientifique oubliait le détail pour aller immédiatement à la synthèse, avaient déjà pressenti une calotte jurassienne unique.

GIRARDIN et NUSSBAUM en 1907 étudient plus spécialement les dépôts morainiques de la Chaux d'Arlier et y font converger deux langues glaciaires, l'une empruntant la vallée du Doubs et l'autre celle du Drugeon. Alors qu'au contraire, BENOIT en 1877 dessine les moraines de cette région comme concentriques et adossées au Mont Laveron, plutôt qu'au débouché des vallées.

DELEBECQUE, malgré son acceptation tacite de la notion de glacier de vallée issu des Alpes, ne parvient pas à faire fi de ses observations ponctuelles s'opposant à sa conception générale. Ainsi, cite-t-il " un curieux placage glaciaire, un peu à l'Ouest de Mournans, ... se trouve sur une arête, assez étroite, qui sépare deux vallées descendant, l'une au Nord vers les Nans, l'autre au Sud vers Equevillon ". Plus loin, il évoque des " glaciers descendus de la chaîne de Saint-Sorlin, dont la hauteur dépasse 1200 m ". Il considère même comme très probable que " les montagnes de la chaîne de l'Euthe, dont l'altitude varie de 600 à 800 mètres, ont donné naissance à des glaciers locaux ".

Toutes ces observations, aussi ponctuelles soient-elles, ont eu le grand mérite de faire évoluer les idées sur les caractéristiques du glaciaire jurassien. Peu à peu, il a bien fallu admettre que des moraines véritables se trouvaient à de très basses altitudes. On est loin, au début du XXème siècle, des affirmations péremptoires de DE CHARPENTIER (1841) et DESOR (1842) qui, s'appuyant sur le fait que les blocs erratiques des Préalpes ne se trouvent pas en dessous de 1170 m d'altitude, considèrent qu'il est vain d'en rechercher à des altitudes plus basses dans le Jura. C'est probablement ce raisonnement qui a conduit les rédacteurs de l'Atlas de

la Suisse (H. JACKLI et R. HANTKE, 1970) à restreindre l'extension du glacier jurassien aux seuls Chasseron, Mont d'Or, Mont Risoux pour le Nord et vers le Sud au seul axe Mont Tendre, Dole, Crêt de la neige, c'est-à-dire à des altitudes voisines de 1000 m. Une ligne pointillée extrêmement discrète marque la " limite approximative des névés dans le Jura ". On peut être surpris par tant de prudence des auteurs suisses en 1970 quand on sait qu'à cette date, D. AUBERT avait déjà publié sa contribution importante sur le problème. On peut également noter la contradiction existant entre la représentation cartographique au 1/550.000 de la " Suisse durant la dernière période glaciaire " du même ouvrage faisant apparaître le glaciaire jurassien comme totalement tributaire de la calotte alpine et la notice explicative de cette carte stipulant " Les montagnes du Jura occidental {.....} avaient leurs propres glaciers lors de la dernière glaciation. Ces régions ne furent pas recouvertes par les glaces d'origine alpine, mais par des calottes glaciaires particulières, de faible épaisseur. Celle du Jura, se heurtant au glacier du Rhône, ne put se déverser vers le plateau suisse : elle fut donc contrainte de s'écouler lentement en direction du Nord-Ouest, vers la Franche-Comté ".

C) Hypothèse de la calotte jurassienne unique, indépendante de la calotte alpine

Implicitement reconnue comme " unique " par les partisans du débordement alpin, la calotte jurassienne n'existe pas en tant que telle aux yeux de ces auteurs (PENCK, BRUCKNER et suivants) car elle ne représente que la frange festonnée la plus nord-occidentale de l'immense inlandsis alpin.

Les premiers à avoir esquissé une " calotte " jurassienne sont les auteurs suisses NUSSBAUM et GYGAX (1935), cités par ailleurs. Leur apport en ce sens concerne surtout les moraines externes (" Riss ") et leur mérite réside dans le fait d'avoir distingué nettement une calotte locale ne véhiculant que des matériaux jurassiens jusqu'au Revermont, de Salins-les-Bains à Lons-le-Saunier.

Le travail le plus complet, étayant solidement l'hypothèse d'une calotte unique jurassienne lors de la dernière glaciation, est l'oeuvre de D. AUBERT, par une note publiée en 1965 sous le titre " Calotte glaciaire et morphologie jurassienne ". L'auteur reprend en quelque sorte à la base le vaste problème du glaciaire jurassien et par des observations nombreuses débouchant sur un raisonnement cohérent, donne une interprétation tout à fait nouvelle de la question. Après avoir constaté que " chaque fois que l'on reprend l'étude des glaciers jurassiens, on leur attribue davantage d'importance ", D. AUBERT fait part d'observations nombreuses et précieuses se groupant en plusieurs types, mais concourant toutes vers une interprétation globale logique :

1) Les dissymétries des roches moutonnées et striées observées au flanc du Risoux suisse occidental montrent que la glace n'empruntait pas le sens amont-aval, comme les auteurs précédents le présumaient, mais s'écoulait dans le sens inverse, c'est-à-dire remontait de la vallée de Joux (altitude voisine de 1000 m) vers le Nord-Ouest en direction des sommets du Risoux (altitude voisine de 1350 m).

2) Les blocs erratiques appartenant aux calcaires du Crétacé et facilement identifiables (calcaires limoniteux du Valanginien supérieur et calcaires spathiques glauconieux de l'Hauterivien supérieur) existent abondamment sur les sommets jurassiens à l'intérieur des dépôts morainiques perchés. Or, ces faciès n'affleurent qu'au fond des synclinaux. Leur transport vers les croupes anticlinales n'a pu se faire que

par un glacier qui ne tenait par compte de la topographie et qui confirme les observations précédentes sur la morphologie du substrat.

3) Enfin, AUBERT corrige la sous-estimation qui avait été faite jusqu'à présent, de l'importance des amas morainiques perchés. Il remarque en particulier l'abondance du matériel morainique sur le flanc nord-ouest du Risoux et jusqu'à la zone de culmination de la croupe anticlinale (territoire français) par opposition au flanc sud-est, et note que " cette disposition s'accorde bien avec l'existence d'une nappe de glace qui aurait franchi le Risoux, par un mouvement d'abord ascendans, puis descendant ".

Les conclusions de D. AUBERT sont alors claires :

" *Ces observations sont incompatibles avec l'existence de glaciers de versants et de vallées, alimentés par les icefields des régions les plus élevées. Elles impliquent un mouvement général et transversal, indépendant des directions et des obstacles topographiques, entraînant une calotte glaciaire qui s'étendait de la vallée de Joux au bassin de Pontarlier ..... Il s'agissait d'un appareil de type Inlandsis, caractérisé par un mouvement centrifuge et un écoulement profond, sans rapport avec les glaciers de vallées décrits jusqu'ici dans le Jura* ". (Fig. 113)

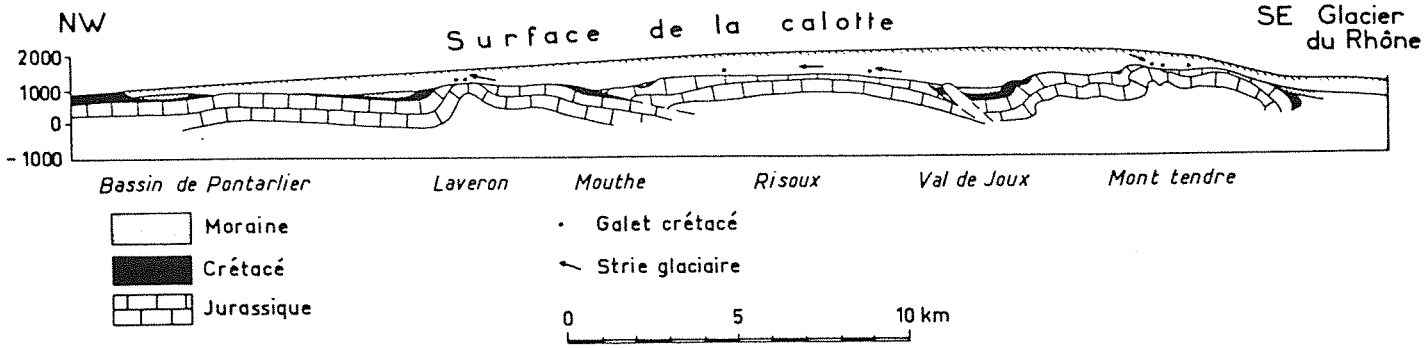


Fig. 113 Coupe transversale de la calotte glaciaire au niveau du Laveron et val de Joux (d'après D. AUBERT).

D. AUBERT pousse plus loin l'analyse et propose une vue globale de ce que furent, à ses yeux, l'alimentation et le mouvement de cette calotte glaciaire jurassienne.

- Discutant les appréciations des auteurs précédents, il pense que la limite inférieure des neiges würmiennes pouvait se situer dans le Jura aux environs de 1200 m. Il note que l'aire ainsi délimitée pour la zone d'alimentation d'un tel glacier est faible, ce qui avait induit les interprétations antérieures à minimiser par raisonnement " logique " *a priori* l'importance de ce glacier. Mais, pour D. AUBERT :

" l'altitude n'est pas tout. Si c'est bien elle qui a déterminé l'existence proprement dite des glaciers, *c'est la topographie, en définitive, qui est responsable de leur importance.* Du côté de la plaine, le Jura central est limité par un obstacle orographique presque continu, du Crêt d'Eau au Mont Tendre, par le Reculet et la Dôle. Incapables au début de le franchir et de rejoindre directement le glacier du Rhône, les glaces jurassiennes, retenues à l'intérieur de la chaîne, *n'ont pu que se rassembler dans les vallées.* Or, celles-ci présentent presque toutes *le caractère de bassins fermés ou mal drainés,* débouchant dans des cluses étroites. Ne pouvant s'écouler entièrement par ces issues facilement engorgées, la glace dut *s'accumuler dans les bassins internes jusqu'à ce que l'écoulement transversal, par dessus les chaînons devint possible,* réalisant du même coup *une nappe continue,* une fois les dépressions comblées et les hauteurs submergées.

Il en résulte automatiquement une *amélioration des conditions d'alimentation.* Les hautes vallées jurassiennes ayant une altitude voisine de 1000 m, la glace qui s'y accumula ne tarda pas à atteindre, puis à dépasser le niveau des neiges, même s'il était un peu plus élevé que celui que nous avons admis. A partir de ce moment, le glacier s'est alimenté dans toute sa partie centrale, indépendamment des accidents du relief. Il s'agissait d'une alimentation de faible extension verticale, compensée par une grande extension horizontale, assimilable à celle des inlandsis, et bien différente de celle qu'on essaye d'imaginer par l'examen de la carte topographique. Elle augmentait donc à mesure que la glace s'épaississait, par une sorte *d'autocatalyse* ".

Cette interprétation originale est, à notre avis, très plausible. C'est la seule capable d'expliquer les dimensions importantes de cette calotte jurassienne indéniable par la masse des formations morainiques qu'elle a engendrée et les traces qu'elle a laissées sur son substrat.

- Quant au mouvement de cette calotte, D. AUBERT l'envisage ainsi :

" C'est à la vallée de Joux qu'on peut s'en faire l'image la plus nette. La dispersion des cailloux crétacés sur les chaînes qui l'environnent et les stries à contre-pente de ses versants, correspondent à un *mouvement centrifuge et ascendant de la glace profonde.* Dans ce bassin fermé, ce mouvement n'a pu être causé que par *le poids de la glace surincombante, à l'exclusion de toute poussée latérale.* Il s'agissait donc d'une fuite en profondeur, d'un mouvement plastique, dont l'existence est démontrée ici dans des conditions particulièrement favorables en raison de l'exiguité du bassin et de son caractère topographique.

C'est vraisemblablement à la vallée de Joux, foyer du mouvement centrifuge, que le dôme de glace était le plus épais. En direction du NW, il s'abaissait progressivement jusqu'au bassin de Pontarlier, tandis que de l'autre côté, une fois franchi l'obstacle de la haute chaîne, il devait se raccorder à la surface du glacier du Rhône par une pente assez prononcée ".

D. AUBERT, pour terminer sa démonstration, évoque les différences morphologiques et pédologiques qui existent entre les zones recouvertes par la calotte glaciaire et les zones extérieures au glacier. Il est amené ainsi à distinguer un " Jura rocheux " pour les premières d'un " Jura pelouse " pour les secondes.

La contribution de cet auteur à l'étude du glaciaire jurassien est fondamentale. A la suite des travaux de TRICART, toutes les études locales portant sur des levers géologiques localisés tentaient, tant bien que mal, de concilier leurs observations avec l'hypothèse de cet auteur. La tâche était ardue et les faits souvent contradictoires avec la théorie : on pouvait parler de période " scientifiquement bloquée ". L'autorité, la perspicacité de D.AUBERT, ont permis de relancer le débat scientifique à un niveau plus élevé.

Cependant, l'essentiel de l'hypothèse de D. AUBERT repose sur des observations faites dans la haute chaîne jurassienne et sur son versant oriental. Il nous a paru utile de reprendre, sous un aspect plus sédimentologique, l'étude des formations glaciaires et paraglaciaires du versant occidental où D. AUBERT n'avait pas relevé de faits s'opposant à la théorie de la calotte jurassienne, mais n'y avait pas non plus mené d'études susceptibles de renforcer ou d'affaiblir cette théorie. Cette carence motiva nos recherches qui, dans leurs prémices, n'envisageaient que de petites vérifications locales. L'ampleur des formations, la variété de leur faciès nous conduisirent bientôt à déborder le cadre étroit que nous nous étions primitivement tracé.

De plus, si nous voulions aborder la chronologie des avancées glaciaires que D. AUBERT n'avait fait qu'esquisser, c'était bien dans les marges de l'extension qu'il fallait en rechercher les témoignages.

CHAPITRE VIII

METHODOLOGIE

CHOIX ET ETUDE CRITIQUE

Il peut paraître inutile d'évoquer les choix méthodologiques que nous nous sommes imposés dans le cadre de cette étude des formations glaciaires de la chaîne jurassienne, car la démarche utilisée est classique : travail de terrain, reconnaissance des grandes unités stratigraphiques, de leur géométrie, de leurs relations et caractérisation descriptive et sédimentologique des principaux faciès. Un certain nombre de choix méthodologiques ont cependant guidé ces diverses approches et nous les évoquerons afin de justifier notre démarche générale.

I. Choix de l'espace géographique étudié

Une certaine insatisfaction, déclenchant souvent l'envie d' " aller voir plus loin ce qu'il s'y passe ", se manifeste après une étude locale. Nous avons maintes fois ressenti ce sentiment amer, bénéfique dans la mesure où il suscite toujours la curiosité, mais dangereux car il provoque soit le découragement, soit la dispersion des observations par la démesure du champ d'étude.

La chaîne jurassienne constitue une entité géographique relativement circonscrite, bien que ses rapports méridionaux avec les chaînes subalpines soient assez flous et progressifs. Cette chaîne forme, à elle seule, un domaine d'étude suffisamment vaste, mais il est évident que les pulsations climatiques qui l'ont affectée pendant le Quaternaire se sont également manifestées dans les Vosges et dans la zone septentrionale des Alpes occidentales. Un grand désir de comparaison des formations glaciaires de notre zone d'étude avec les formations de ces régions nous anime et nous les avons maintes fois parcourues dans ce but, soit seul, soit sous la conduite de collègues meilleurs connaisseurs que nous des problèmes glaciaires qui s'y posent. Malgré ce désir et sa satisfaction partielle, nous avons évité au maximum d'ajuster à tout prix les données déduites de notre étude régionale aux conclusions tirées des zones voisines en tentant de rester au maximum dans une disposition d'esprit objective, mais critique.

A une autre échelle, mais dans le même ordre d'idée, nous ne pouvons prétendre avoir vu et étudié toutes les coupes des formations glaciaires de la chaîne jurassienne : les rectifications de route en découvrent chaque année et malgré les dix années de recherche sur le terrain et la complicité amicale de nombreux indicateurs, certaines ont pu nous échapper. Mais le souci majeur qui nous a animés au cours de ce travail réside dans le dilemme précédemment défini : calotte glaciaire proprement jurassienne ou langues glaciaires essentiellement issues des Alpes et pénétrant dans le Jura en parcourant ses vallées principales. Le désir de trancher cette question, ou du moins d'apporter des éléments de réponse à sa résolution, nous a automatiquement conduits à diriger notre centre d'intérêt géographique vers la marge occidentale de la chaîne jurassienne. C'est dans cette zone que nos travaux de reconnaissance ont été les plus approfondis. Ce choix a probablement influencé nos conclusions, mais c'est ici que se sont forgées nos idées-maîtresses dans la définition et la reconstitution de l'englacement de la chaîne jurassienne au cours du Quaternaire. Ainsi, on pourra constater que pour le complexe des moraines externes, la zone des reculées

externes au niveau du contact occidental de la chaîne jurassienne avec la dépression bressanne a constitué notre champ géographique privilégié. Les zones méridionales (" petite montagne " et Bugey) et septentrionales (haute chaîne et plateaux de la région de Maiche - le Russey) ont donné lieu à des recherches moins approfondies. Il est vrai que pour la première de ces zones, les travaux de J. TRICART (1965-1967) ont déjà largement abordé la question, tandis que pour la seconde, la synthèse récente de R. HANTKE propose une vue globale apparemment complète et cohérente.

En ce qui concerne le complexe des moraines internes, notre champ d'investigation privilégié a porté sur les grandes dépressions synclinales et monoclinales au contact entre chaîne jurassienne et plateaux occidentaux, centré sur la combe d'Ain. Les formations glaciaires des vallées de l'intérieur de la chaîne (Haut-Doubs, Bienne, Tacon, Valserine) ont été étudiées moins à fond. Ceci constitue un choix conditionné par le but général précédemment évoqué : calotte autochtone ou langues glaciaires issues des Alpes. De ce fait, nous manquons d'éléments pour proposer une reconstitution cohérente de l'évolution propre des masses glaciaires dans ces zones restreintes et en particulier au cours des phases de déglaciation. Nous sommes par conséquent conscients des limites de notre travail et de ses conclusions, celles-ci apportant essentiellement des éléments en ce qui concerne le problème global du glaciaire jurassien, l'évolution plus particulière de chaque vallée, principalement au cours de la déglaciation, reste un travail à faire.

II. Choix des investigations de terrain

L'étude des formations glaciaires et d'une manière générale des formations quaternaires bénéficie d'une particularité : leur mise en place récente a favorisé la conservation de la géomorphologie des unités stratigraphiques. De plus, la topographie d'ensemble du substrat ayant en général peu varié depuis leur mise en place (du moins pour les plus récentes) il est possible de prendre en compte, avec quelques précautions, cette topographie dans les facteurs génétiques ayant présidé à leur élaboration. Cet aspect géomorphologique privilégié par les géographes ne doit pas seul être pris en compte dans l'interprétation des ensembles morpho-sédimentaires glaciaires : les faciès où interviennent les données texturales, structurales, morphométriques et sédimentologiques au sens large doivent s'associer à l'approche géomorphologique classique.

1) Approche géomorphologique

1.1. Les formes des édifices glaciaires et paraglaciaires

La carte topographique à grande échelle, les photographies aériennes et la vision directe constituent les trois méthodes classiques de l'approche géomorphologique. Chacune, tour à tour, prend plus d'importance que les autres ou complète l'une ou l'autre. La proximité de notre terrain d'étude a favorisé les campagnes de terrain en toutes saisons et l'apparence de nombreux types morphologiques varie souvent en fonction du temps, de la présence ou non des feuillages ou de l'existence ou non de couverture neigeuse. Les formes des édifices glaciaires décrits dans la bibliographie sont souvent des formes classiques évidentes, et nous avons constaté que les moraines terminales classiques peuvent être absentes d'un front glaciaire stationnaire lorsque celui-ci est largement étalé et mal canalisé. D'une certaine manière, les formes des édifices récents bien conservés inclinent à pousser l'investigation des corps sédimentaires édifiés beaucoup moins loin que lorsqu'il s'agit de

formations plus anciennes dont la morphologie a été perturbée. D'une manière générale, l'approche géomorphologique est utile dans le cas des formations glaciaires de la dernière extension, mais est beaucoup plus aléatoire dans le cas de formations plus anciennes.

1.2. Topographie générale du substrat

La direction des écoulements glaciaires sera totalement indépendante des canalisations préglaciaires déterminées par les vallées lorsque les sommets encadrant celles-ci seront recouverts par la glace. Il s'établira dans ce cas un écoulement superficiel obéissant à la polarité topographique générale qui pourra être totalement différente de la pente de la vallée sous-jacente submergée.

Par contre, les écoulements glaciaires profonds se feront selon la pente générale des dépressions naturelles, et c'est pour cette raison qu'il est utile d'avoir une bonne connaissance, à toutes les échelles, de la topographie du substrat. Les cartes topographiques concourent utilement à cette connaissance, mais la lourdeur des annotations secondaires (végétation, agglomérations, voies de circulation ...) masque la topographie pure matérialisée par les courbes de niveau et gêne son évaluation rapide et directe. Dans ce cas, les cartes hydro-orographiques d'impression ancienne et non ré-éditées par le Service Géographique National, sont extrêmement précieuses. Nous avons établi, de plus, pour les petites échelles (1/250.000, 1/100.000) des cartes topographiques sur papier calque où ne figurent que les courbes de niveau maîtresses qui nous ont permis une approche directe et dépouillée de la topographie générale. Celles-ci nous ont été particulièrement utiles pour expliquer l'individualisation et l'emplacement des langues de la marge glaciaire ou le rôle des seuils topographiques.

2) L'exploitation des affleurements

En contexte détritique non consolidé, les affleurements sont classiquement fournis par les escavations artificielles : carrières, tracé de rectification de route, travaux de fondations ... Les affleurements naturels sont également abondants et les meilleures coupes nous furent données par les rives concaves des méandres où les coupes se rajeunissent sans cesse. De même, les loupes de glissement consécutives aux forts orages procurent des affleurements limités, mais précieux. Par contre, si ces types de formations offrent pour ces raisons diverses des affleurements nombreux, ceux-ci se dégradent très vite et sont difficilement utilisables après quelques années : une végétation abondante les colonise rapidement. Pour cette raison, il est utile de tenir un fichier d'affleurement au jour le jour, où la photographie tient une grande place.

Le choix des échantillons à étudier pose toujours un problème délicat. La tentation de les multiplier a souvent pour conséquence l'inflation vertigineuse des lieux de stockage et si un certain nombre de mesures (morphométrie des galets) peut se faire sur place, il est nécessaire d'effectuer un choix dans les coupes à étudier et les échantillons à prélever. Nous avons sciemment privilégié les coupes les mieux représentatives des unités faciologiques reconnues et en particulier celles dont l'existence avait les meilleures chances de durer (carrières communales ou particulières dont l'exploitation est constante, mais limitée par exemple) afin de pouvoir contrôler les analyses de laboratoire.

Le travail de terrain reste, à notre avis, primordial : une bonne connaissance directe des formations, de leur géométrie, de leurs rapports, reste le guide essentiel pour la majeure partie des analyses de laboratoire.

III. Choix des analyses sédimentologiques

1) Le choix des formations étudiées

L'abondance des affleurements et des données de terrain nous a contraints à opérer un tri en vue des analyses sédimentologiques. On ne peut effectuer l'étude sédimentologique systématique de tous les affleurements découverts, surtout pour une question de temps et de moyens. En ce qui nous concerne, nous avons privilégié l'étude des formations bien reconnues et individualisées au cours des investigations de terrain : moraines de fond, moraines d'ablation, moraines sub-aquatiques, deltas proglaciaires lacustres et dépôts de fond lacustres (formation à varves).

Le désir de donner une définition lithologique la plus complète possible des unités sédimentaires bien reconnues et individualisées sur le terrain explique également que notre effort particulier ait porté sur le complexe des moraines internes. L'éparpillement des affleurements du complexe des moraines externes, la difficulté de raccorder les observations et de définir des unités sédimentaires cohérentes, leur caractère relictuel, rendaient les études sédimentologiques très aléatoires et leur intégration à un cadre global beaucoup plus hasardeuse.

2) Choix des coupes et des échantillons

Selon les formations retenues pour l'étude sédimentologique, l'exploitation des coupes et les techniques d'échantillonnage ont varié :

- Les moraines affleurent abondamment, mais la puissance des coupes est souvent réduite à quelques mètres. Dans ce cas, il est impossible de suivre verticalement et horizontalement l'évolution de la formation, et notre démarche a donc consisté à étudier le plus d'affleurements possible dans chacun desquels peu d'échantillons ont fait l'objet d'une étude sédimentologique : 1 ou 2 au maximum. Exceptionnellement, les moraines sub-aquatiques ont permis l'étude dans le même affleurement de dix échantillons superposés.

- Les deltas et les dépôts de fond par contre, offrant des coupes bien développées (pour raison d'exploitation ou d'érosion naturelle) ont permis l'étude détaillée de quelques affleurements, choisis parmi les plus complets, portant sur un échantillonnage abondant effectué dans les niveaux superposés.

Dans tous ces cas, les matériaux grossiers ont nécessité une quantité échantillonnée importante, toujours comprise entre 20 kg et 35 kg, les niveaux plus fins permettant un poids d'échantillon beaucoup plus restreint, compris entre 50 g et 500 g.

3) Choix des méthodes sédimentologiques

Effectuées essentiellement sur les formations du complexe des moraines internes, les études sédimentologiques avaient pour but essentiel de définir les grandes unités lithostratigraphiques, afin de tenter de caractériser le phénomène glaciaire par son expression sédimentaire. Nous avons donc adapté les méthodes sédimentologiques à ce but général par la mise en oeuvre d'analyses granulométriques, morphométriques et l'utilisation dans des cas particuliers de la microscopie électronique, des analyses pétrographiques et minéralogiques.

3.1. Les analyses granulométriques

Effectuées pour les fractions grossières par les méthodes classiques des tamis, nous avons bénéficié pour les fractions fines (inférieures à 50 µ)

de l'utilisation d'un "Sedigraph" * permettant des analyses plus rapides et plus sûres de la texture des formations silteuses en particulier. Cet appareil nous a été particulièrement utile pour l'étude granulométrique systématique des formations lacustres de fond de la combe d'Ain (formations varvées).

3.1.1. Préparation des échantillons

Les échantillons hétérométriques à éléments grossiers ont été immergés dans l'eau pendant au moins 24 h afin de libérer les éléments grossiers de la gangue adhérente (ceci est surtout nécessaire dans le cas des moraines de fond). Un lavage du sédiment sous eau courante a ensuite été réalisé sur tamis à maille carrée de 2 mm de diamètre afin d'isoler la fraction granulométrique de diamètre supérieur à la fraction sableuse.

Une masse connue (en général 500g) de la fraction inférieure a été lavée sur un tamis de maille carrée d'arêtes égales à 50 µ (tamis n° 18 de la norme AFNOR), après une agitation d'environ 12 h dans un agitateur rotatif classique. Le refus de tamis (sables) est séché à l'étuve et la fraction inférieure à 50 µ est recueillie dans des cuves à décantation, puis déshydratée.

3.1.2. Techniques de fractionnement

Les fractions grossières supérieures à 2 mm sont classées par tamisage manuel sur une colonne de tamis de grand diamètre (40 cm) et de maille carrée. Les tamis utilisés sont les numéros pairs de la norme AFNOR, c'est-à-dire, dans l'ordre croissant de la taille de l'arête : n° 34 (2 mm), n° 36 (3,15 mm), n° 38 (5 mm), n° 40 (8 mm), n° 42 (12,8 mm), n° 44 (20,2 mm), n° 46 (32 mm), n° 48 (51 mm), n° 50 (80 mm). Chaque classe est pesée et son pourcentage calculé par rapport à la totalité de la masse de l'échantillon. Les classes égales ou supérieures au résidu du tamis n° 44 seront utilisées pour les études morphométriques.

Les fractions moyennes (sables), issues du refus de tamis n° 18, sont classées sur une colonne de 8 tamis par vibration périodiquement interrompue pendant dix minutes (appareil de type analysette FRITSCH). Les tamis utilisés sont les suivants : n° 18 (0,050 mm), n° 20 (0,080 mm), n° 22 (0,125 mm), n° 24 (0,200 mm), n° 26 (0,315mm), (0,315 mm), n° 28 (0,500 mm), n° 30 (0,800 mm) et n° 32 (1,25 mm).

La granulométrie des fractions fines, inférieures à 50 µ, est obtenue par tracé automatique d'une courbe granulométrique sur papier de type 1/2 logarithmique (marque micromeritics, type 500/42701). L'échantillon traité est dissocié préalablement par agitation magnétique. Le solvant est de l'eau distillée.

3.1.3. Nomenclature et présentation graphique des analyses granulométriques

La nomenclature utilisée est celle proposée par FOLK (1968), c'est-à-dire :

- blocs ou cailloux : fraction supérieure à - 4Φ (20 mm)
- graviers : fraction comprise entre - 4Φ et - 1Φ (20 mm et 2 mm)
- sables : " " " - 1Φ et + 4,33Φ (2 mm et 0,050 mm)
- silts : " " " + 4,33Φ et + 9Φ (0,050 mm et 0,002 mm)
- argiles : fraction inférieure à + 9Φ (0,002 mm)

* L'appareil utilisé est le SEDIGRAPH 5000 D de marque COULTRONICS permettant une analyse granulométrique jusqu'à 1 µ pour les fractions fines.

L'expression des résultats granulométriques a été faite sur papier 1/2 log (progression logarithmique pour les diamètres de particules et progression arithmétique pour les pourcentages). Ce choix a été déterminé par le fait que cette expression est la plus utilisée dans la bibliographie et a permis ainsi une comparaison plus aisée avec les données obtenues ailleurs. L'utilisation de l'échelle Φ a été adoptée pour les mêmes raisons ainsi que le calcul des paramètres classiques obtenus par les formules proposées par R.L. FOLK et W.C. WARD (1957) :

- Pour les paramètres de position :

. mo : point médian de la classe modale

. Md : valeur du diamètre en unité Φ des particules correspondant à 50 % de la courbe cumulative

. Mz : moyenne graphique ("mean size") faisant intervenir trois points de la courbe cumulative :

$$Mz = \frac{\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84}{3}$$

- Pour les paramètres de dispersion :

. σi : Ecart-type ("inclusive graphic standard deviation") ou déviation-standard concernant 90 % de la distribution

$$\sigma i = \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{4} + \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{6,6}$$

- Pour les paramètres de forme :

. SKi : coefficient d'asymétrie ("inclusive graphic skewness") ou asymétrie globale qui correspond à la moyenne entre l'asymétrie de la partie centrale de la courbe et celle des extrémités :

$$SKi = \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2\Phi 50}{2(\Phi 84 - \Phi 16)} \quad \frac{\Phi 5 + \Phi 95 - 2\Phi 50}{2(\Phi 95 - \Phi 5)}$$

. KG : coefficient de Kurtosis ("graphic kurtosis") ou d'acuité qui mesure l'aplatissement ou l'angulosité de la courbe.

$$KG = \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{2,44(\Phi 75 - \Phi 25)}$$

La valeur de ces coefficients granulométriques et surtout les relations des valeurs de coefficients envisagés deux à deux nous ont permis de définir des faciès morainiques que la seule observation ne suffisait pas à caractériser. Le calcul de tous ces paramètres a permis d'établir des critères de définitions quantifiés de la texture des matériaux.

Accessoirement et lorsque cela facilitait l'expression de la granulométrie des unités étudiées, nous avons utilisé les diagrammes triangulaires. La grossiéreté des moraines a conduit à modifier les classes couramment utilisées aux trois pôles du diagramme. Les classes choisies ont été le plus souvent les blocs et graviers (diamètre supérieur à - 1Φ), les sables (diamètre compris entre - 1Φ et 4,33Φ) et les fines (diamètre inférieur à 4,33Φ).

3.2. Les analyses morphométriques

Elles ont été largement utilisées pour la caractérisation de la maturité sédimentaire des galets inclus dans les formations morainiques et les deltas. Le calcul et l'étude statistique de la valeur des deux indices classiques définis par A. CAILLEUX : indice d'aplatissement (I.A.) et indice d'émoussé (I.E.) ont donné des résultats tangibles quant aux faciès et sous-faciès de moraines. Grâce à cette méthode, les réapprovisionnements en éléments du substrat calcaire et les éventuelles reprises par le glacier de matériaux émoussés antérieurement ont été mis en évidence.

L'indice d'émoussé semble être le critère le plus sensible et ses larges variations permettent une caractérisation très différenciée des diverses formations, alors que l'indice d'aplatissement présente des valeurs beaucoup plus condensées et moins révélatrices des diverses influences morphogénétiques liées aux milieux de sédimentation.

Nous avons tenté d'appliquer au début de notre travail les méthodes morphoscopiques et morphométriques sur les fractions fines et en particulier sur les sables. Les résultats obtenus ont été très décevants en ce sens que les particules calcaires, largement dominantes sinon exclusives dans ces formations, ne sont pas morphoscopiquement et morphométriquement très différentes selon les types faciologiques. Ce critère d'appréciation utilisé avec succès pour les particules siliceuses s'est révélé ici inefficace. Nous pensons que le broyage glaciaire dominant dans la genèse des fractions fines laisse peu de place aux autres facteurs morphogénétiques.

3.3. Les analyses pétrographiques

La monotonie des calcaires jurassiques et en particulier du Jurassique supérieur largement dominant dans la chaîne jurassienne, n'a pas permis une étude pétrographique fructueuse des matériaux grossiers morainiques. L'abondance des calcaires micritiques dans tous les étages du Jurassique n'a pas rendu possible une approche des origines précises des prélèvements opérés par le glacier dans la chaîne jurassienne. Une étude systématique entreprise s'est donc rapidement avérée peu significative et seules quelques observations ponctuelles ont pu être exploitées avec quelques bénéfices : dominance des faciès argoviens dans les moraines sub-aquatiques de Pont de Poitte, présence de blocs crétacés dans les moraines de la combe d'Ain ...

En ce qui concerne le complexe des moraines externes, l'analyse pétrographique réalisée avec le concours de spécialistes*et l'étude de la répartition des blocs allochtones alpins ont permis d'établir les rapports entre le glacier alpin et le glacier jurassien. Cette étude sommaire et relativement ponctuelle devra être étendue et généralisée.

3.4. Les analyses minéralogiques

Réalisées également avec le concours de spécialistes* de l'étude des argiles en particulier, les analyses minéralogiques de la fraction argileuse ont montré le caractère hérité des formations glaciaires sans apport allochtone ni complexe d'altération important. Le stock minéralogique reflète, en effet, celui des marnes, marno-calcaires et calcaires du substrat.

3.5. Les observations au microscope électronique

Exécutée sur les faciès fins des varves lacustres, cette technique a permis de nous faire une image directe de cette formation et d'en observer l'arrangement granulaire. Utilisée à notre connaissance pour la première fois sur ce type de formation, cette technique devrait être amplifiée et généralisée.

Comme pour les remplissages karstiques, la méthodologie utilisée pour l'étude des formations glaciaires reste simple et fait largement appel aux données de terrain. Les analyses diverses effectuées sur les formations appuient, soutiennent ou infirment les idées qui naissent des observations. Les deux démarches menées conjointement concourent à l'élaboration de la synthèse et se complètent au fur et à mesure de la progression des idées.

* M. ROSSY pour l'étude pétrographique et la détermination de l'origine des blocs erratiques " alpins " et N. MORRE-BIOT pour l'étude minéralogique des argiles du complexe des dépôts lacustres (varves).

CHAPITRE IX

LE COMPLEXE DES MORAINES EXTERNES

Le complexe des " moraines externes " a été très tôt localisé sur la bordure occidentale du Jura (PENCK et BRUCKNER, 1901 à 1911). Son étude et sa définition n'ont, par contre, pas donné lieu à de nombreux travaux. L'explication la plus plausible à cette lacune tient, à notre avis, à la complexité et à la variété des faciès glaciaires et paraglaciaires auxquelles s'ajoute le caractère relictuel de cet ensemble. Très démantelés, ces dépôts ne représentent, en effet, que les reliquats d'un complexe sédimentaire et sont, de ce fait, très difficiles à corréler. Nous tenterons cependant cette démarche toutes les fois qu'elle sera possible. Après une étude lithologique des principaux affleurements dans leur cadre géographique et géomorphologique, nous essaierons de définir la paléogéographie du système glaciaire responsable du complexe des moraines externes.

I. - REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET ANALYSE LITHOLOGIQUE

Le système des moraines externes et des dépôts associés se situe sur une ligne qui tangente la zone occidentale du Jura central. Bien représentés au débouché des reculées (Lons-le-Saunier, Voiteur, Poligny, Arbois, Salins) les dépôts glaciaires et paraglaciaires sont beaucoup plus discrets dans les zones situées entre les reculées et sur le premier plateau. Vers le Nord, le front du système des moraines externes s'incurve vers l'Est et ses jalons majeurs se retrouvent dans la vallée de la Loue et sur les plateaux avoisinants. Vers le Sud, les dépôts se font beaucoup plus rares et les principaux affleurements se situent non plus sur la bordure du Revermont, mais à 15 km plus à l'Est, dans la vallée du Suran. Examinons du Nord au Sud les principales zones d'affleurement (Fig.114).

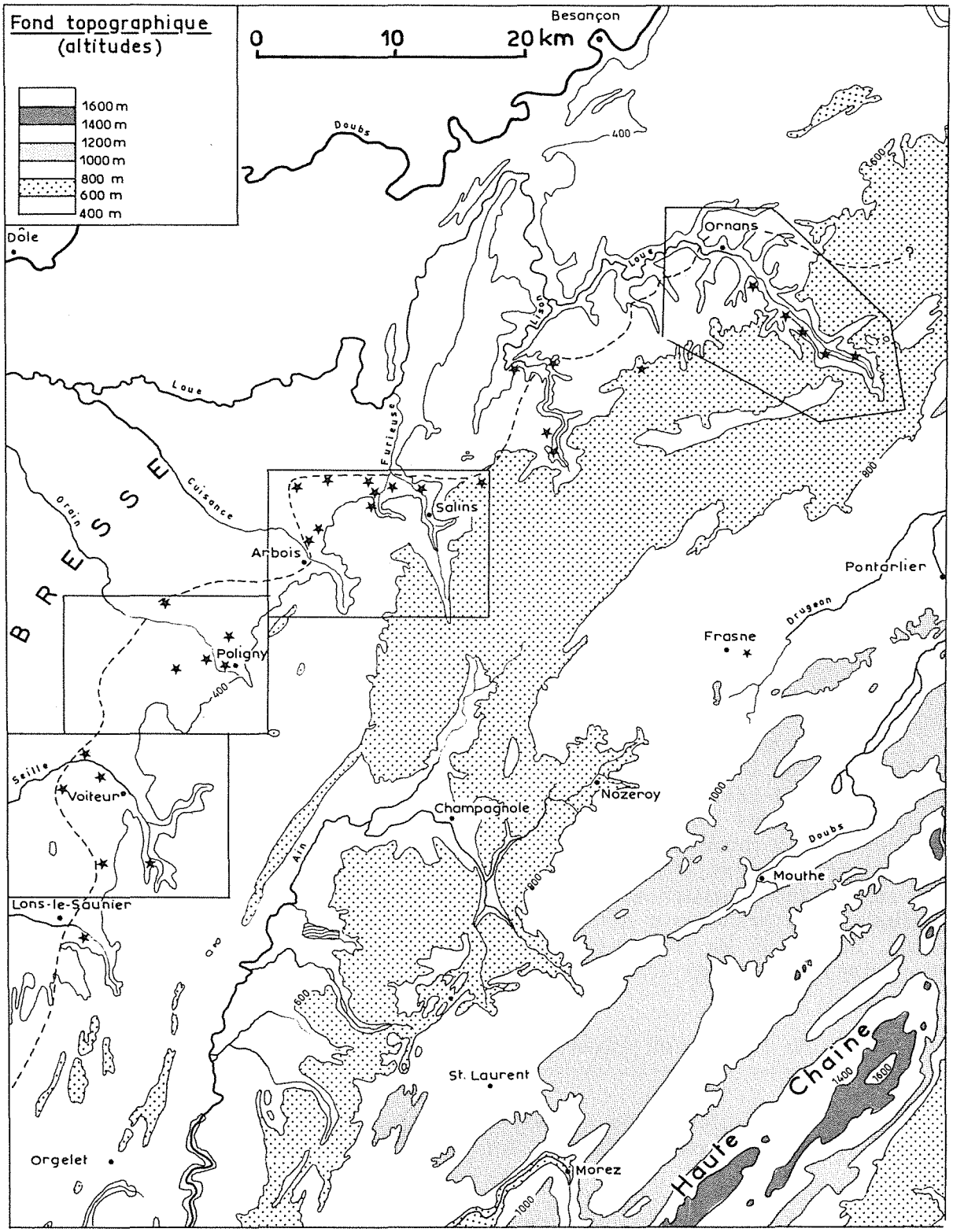
A) Vallée de la Loue et plateaux voisins

C'est la seule vallée jurassienne dans laquelle on trouve des dépôts glaciaires du système externe échelonnés sur plus de 20 km (d'Ornans à Mouthier).

1) Distribution géographique des principales unités lithologiques

L'essentiel des dépôts détritiques (glaciaires, paraglaciaires et fluviatiles) est localisé dans la vallée de la Loue et de ses affluents. Quelques placages morainiques sur lesquels nous reviendrons sont situés sur le plateau.

* Nous avons appelé " paraglaciaires " toutes les formations dont la mise en place est liée indirectement à l'action glaciaire (cône fluvio-glaciaire, delta lacustre proglaciaire ...) par opposition aux moraines qui constituent des dépôts glaciaires s.s., c'est-à-dire mises en place directement par la glace sans intervention ni remaniement par des eaux de fusion.



★ Coupes décrites et évoquées dans le texte
Limite occidentale des affleurements de type morainique

Fig.114 Le système des moraines externes. Localisation des zones cartographiées et des coupes décrites

La carte schématique (Fig. 115) rend compte de leur répartition, de la source de la Loue jusqu'à l'aval d'Ornans, c'est-à-dire là où ces formations sont le mieux représentées. Le profil en long de la haute vallée de la Loue (Fig. 116) donne une vision spatiale plus compréhensible de ces ensembles en ce qui concerne leurs rapports génétiques et géographiques. Examinons brièvement les différents ensembles cartographiés.

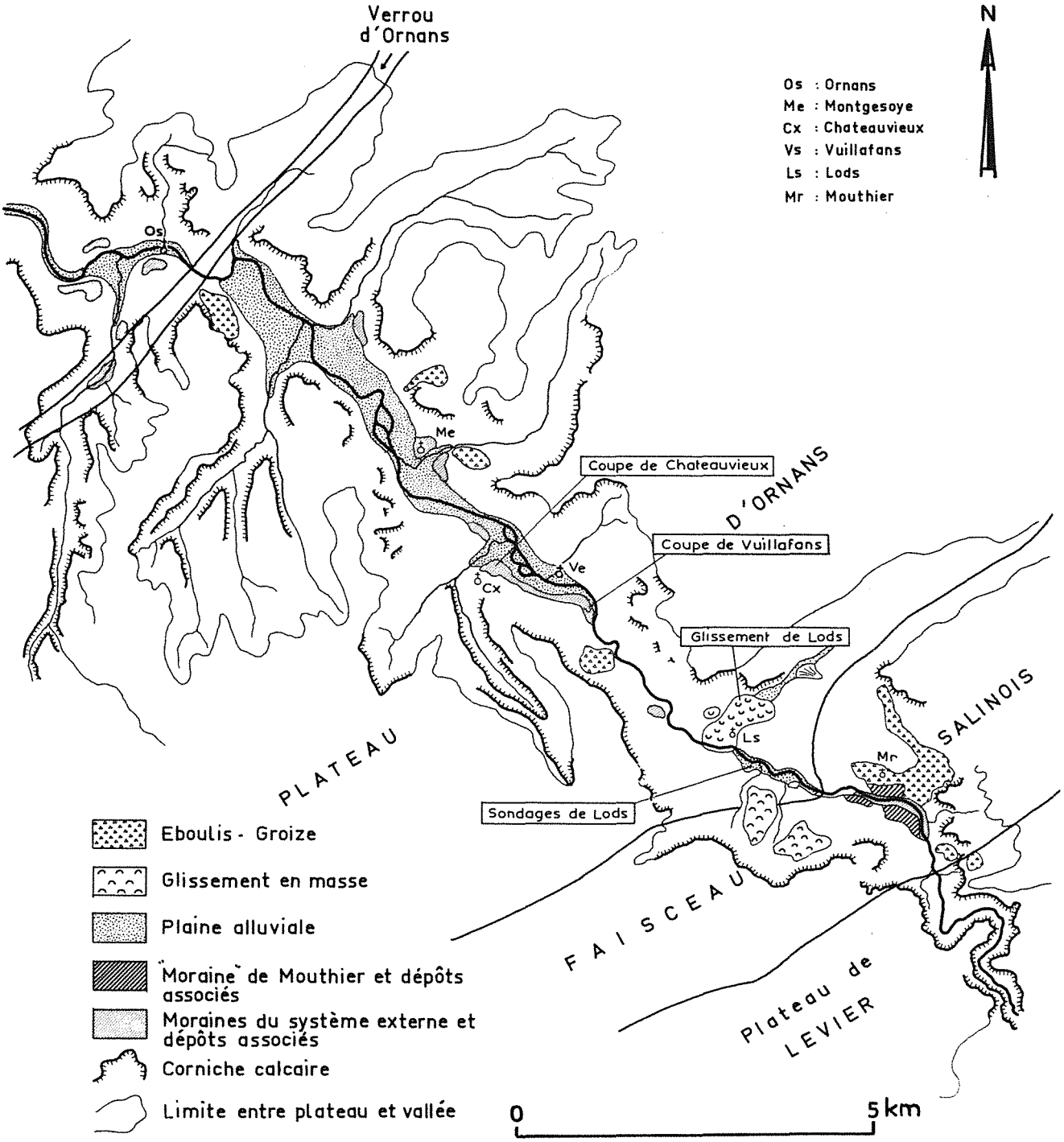


Fig.115 Les Formations glaciaires et paraglaciaires de la haute vallée de la Loue. Localisation des coupes et sondages

1.1. Les " moraines " du système externe et les dépôts associés

- Dans le secteur d'Ornans, un certain nombre d'affleurements en général de mauvaise qualité (bord de talus, champs labourés) témoignent d'une domination des faciès morainiques francs (moraines de fond ou d'ablation) situés à des altitudes qui varient de 340 à 380 m. C. PASQUIER (1978) a réalisé une étude granulométrique de ces formations. Très hétérométriques, elles se présentent en placages discontinus, surtout immédiatement à l'aval d'Ornans (sous-bassement du C.E.S., route de Chassagne, cimetière) et sur la rive gauche de la Loue et renferment quelques rares galets alpins (voir plus loin leur étude pétrographique). Plus à l'aval (Maisières, Scey-en-Varais, Cléron), les formations franchement morainiques ne sont pas attestées avec certitude. Il semble donc que la zone d'Ornans représente au niveau de la vallée de la Loue la limite occidentale des moraines externes et de leurs dépôts associés.

- De Vuillafans à Ornans, une plaine alluviale importante se développe à l'amont du seuil d'Ornans où affleurent les calcaires du Jurassique et sur lesquels reposent les dépôts morainiques précédents. Cette plaine alluviale est dominée vers l'amont par des reliefs formés de matériaux glaciaires et paraglaciaires (région de Montgesoye, Vuillafans et amont). Les dépôts affleurant au niveau de la plaine de débordement de la Loue sont des dépôts grossiers à galets abondants caractéristiques des environnements de type fluviatile s.l. Ces formations grossières superficielles semblent être emboîtées dans un ensemble fin de type argile à varves. Cette série est difficile à observer, car souvent recouverte de colluvions et éboulis divers. Les seuls affleurements visibles se trouvent rive gauche, là où la Loue érode sa rive dans une concavité de méandre (par exemple au point x = 891,95 y = 238,62). D'après C. PASQUIER (opus cité p. 24) " une campagne de géophysique effectuée pour le Syndicat de la Haute-Loue a révélé une épaisseur de 45 m d'alluvions ". A notre avis, il s'agit d'un remplissage de type lacustre à dominance de matériaux fins, comblant un ancien surcreusement glaciaire (bassin de l'Isle aux Prêtres) précédant vers l'aval le verrou d'Ornans. Des précisions sur ce lac sont apportées par la lithologie des formations détritiques, dominant ce bassin vers l'amont. La carrière de Chateauvieux-les-fossés (x = 893,65 y = 236,85) et la tranchée de l'ancienne ligne de chemin de fer à l'amont de Vuillafans (x = 895,10 y = 236,40) avaient déjà permis à C. PASQUIER de décrire une formation deltaïque avec net talus de progradation (*Foreset beds*) surmontée d'un niveau fluvioglaciaire horizontal (*Topset beds*) donnant à quelques mètres près le niveau du lac correspondant aux dépôts varvés découverts à l'aval. La terrasse de Montgesoye, comme le poudingue bien visible au débouché du ravin de Cornebouche, constituent des reliquats de cette terrasse deltaïque surtout représentée au débouché des vallées adjacentes issues des plateaux et se déversant dans la vallée principale noyée par les eaux. Le niveau du lac (environ 370 m) était sous la dépendance probable du barrage constitué par les moraines de la région d'Ornans, alors bien conservées.

1.2. Le glissement de Lods et les dépôts du système de Mouthier

Divers auteurs, dont M. TOITOT (1955), ont étudié les dépôts quaternaires de la région de Lods. La loue présente dans cette région (Fig. 116) un profil longitudinal particulier : de Mouthier à Lods, la pente est faible et la rivière coule sur une plaine alluviale étroite, mais régulière. Après Lods, sa pente augmente brusquement comme si ce village se situait sur un seuil barrant la pente normale de la vallée. Les études géomorphologiques et lithologiques de M. TOITOT ont montré que le village est " en grande partie construit sur une accumulation d'énormes blocs de calcaires kimméridgiens, soudés par des brèches de pente, constituées d'éléments anguleux, cimentés par des infiltrations postérieures de calcite ". Cet amas de blocs est considéré comme le résultat d'un éboulement ancien ayant barré la vallée (Fig. 116), déterminant un bassin de type lacustre dans lequel se sont accumulés des dépôts terrigènes et de précipitation chimique (Fig. 119).

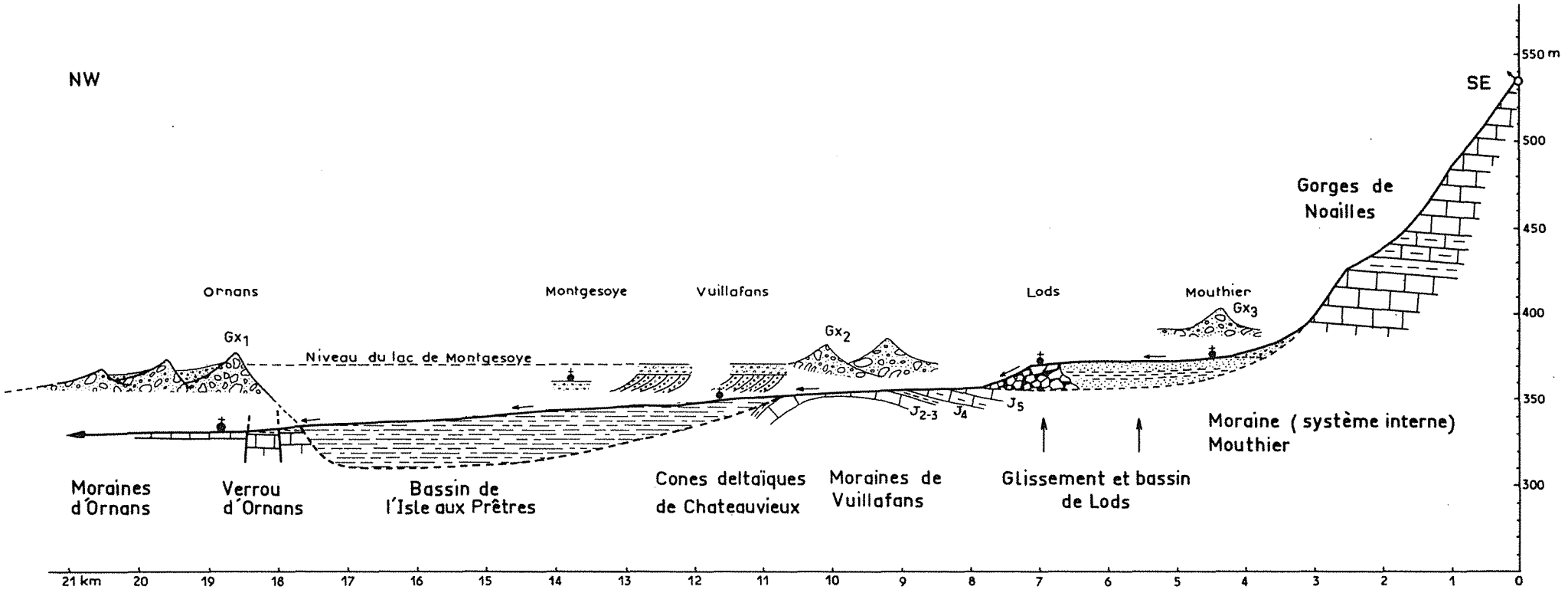


Fig.116 Profil en long de la haute vallée de la Loue et localisation des principales unités lithostratigraphiques quaternaires

Au niveau du village de Mouthier, un certain nombre d'affleurements de faciès " morainique " au sens large sont le témoignage de l'existence d'une zone d'ablation glaciaire importante. Les quelques points d'affleurement cités par M. TOITOT ont été en partie retrouvés (x = 898,75 y = 234,15 ; x = 899,15 y = 234,30 ; x = 899,34 y = 235,15). Ils se situent tous sur la rive droite de la Loue comme le principal affleurement (x = 899,22 y = 233,98) connu depuis le siècle dernier (E. BENOIT, 1877) dans le village même. Il a été décrit par PASQUIER (opus cité, p. 12) qui y a vu deux niveaux distincts :

- un niveau inférieur, fin, lenticulaire, constitué uniquement de sables.

- un niveau supérieur, très hétérométrique (blocs de 1 m de diamètre) à éléments calcaires peu façonnés et matrice sableuse également calcaire.

Cet affleurement est beaucoup moins visible actuellement, mais son faciès ne laisse aucun doute : il s'agit d'une moraine probablement d'ablation avec forte influence des eaux de fonte.

Examinons quelques coupes dans ces formations du système externe.

2) Etude lithologique

Deux coupes principales et une analyse de sondage retiendront notre attention.

2.1. La carrière de Chateauvieux-les-Fossés (x = 893,65 y = 236,82)

C'est une exploitation qui entaille une butte résiduelle préservée par l'érosion au débouché des reculées adjacentes drainées par les ruisseaux de Vergetolle et de Raffenot. Trois niveaux ont pu être distingués (Fig. 117) :

- Niveau I : ensemble sableux à lentilles de graviers avec léger pendage vers le Nord-Ouest. Les galets sont anguleux à sub-anguleux et deviennent plus abondants vers le haut.

- Niveau II : ensemble à galets et sables triés en lits à fort pendage (32 à 38°), de direction variable (du Nord au Nord-Est). Les lits présentent une granulométrie très variable : très grossiers sans matrice, hétérométriques des sables aux galets, riches en galets à faible matrice sableuse. Les galets sont sub-anguleux à anguleux.

- Niveau III : il couronne l'ensemble. C'est un mélange non stratifié de galets, graviers et sables calcaires. Localement, quelques lentilles sableuses témoignent d'une stratification horizontale.

Interprétation

Les deux niveaux inférieurs (I et II) représentent deux faciès lacustres : le niveau I est l'équivalent latéral amont des " argiles à varves " mises en évidence rive gauche de la Loue, en face du village de Montgesoye, c'est-à-dire à quelques kilomètres d'ici. Le niveau I présente le faciès typique d'un dépôt deltaïque représentant l'expression amont de l'ensemble précédent. Il semble que ces cônes deltaïques, dont seules quelques zones préservées aujourd'hui sont visibles, se situaient

surtout au débouché des vallées adjacentes à la Loue. Le dépôt supérieur (niveau III) est plus difficile à interpréter : recouvrant les deux niveaux précédents, il peut représenter le cône fluvio-glaciaire (cône sub-aérien) des moraines de Vuillafans après le comblement du lac proglaciaire.

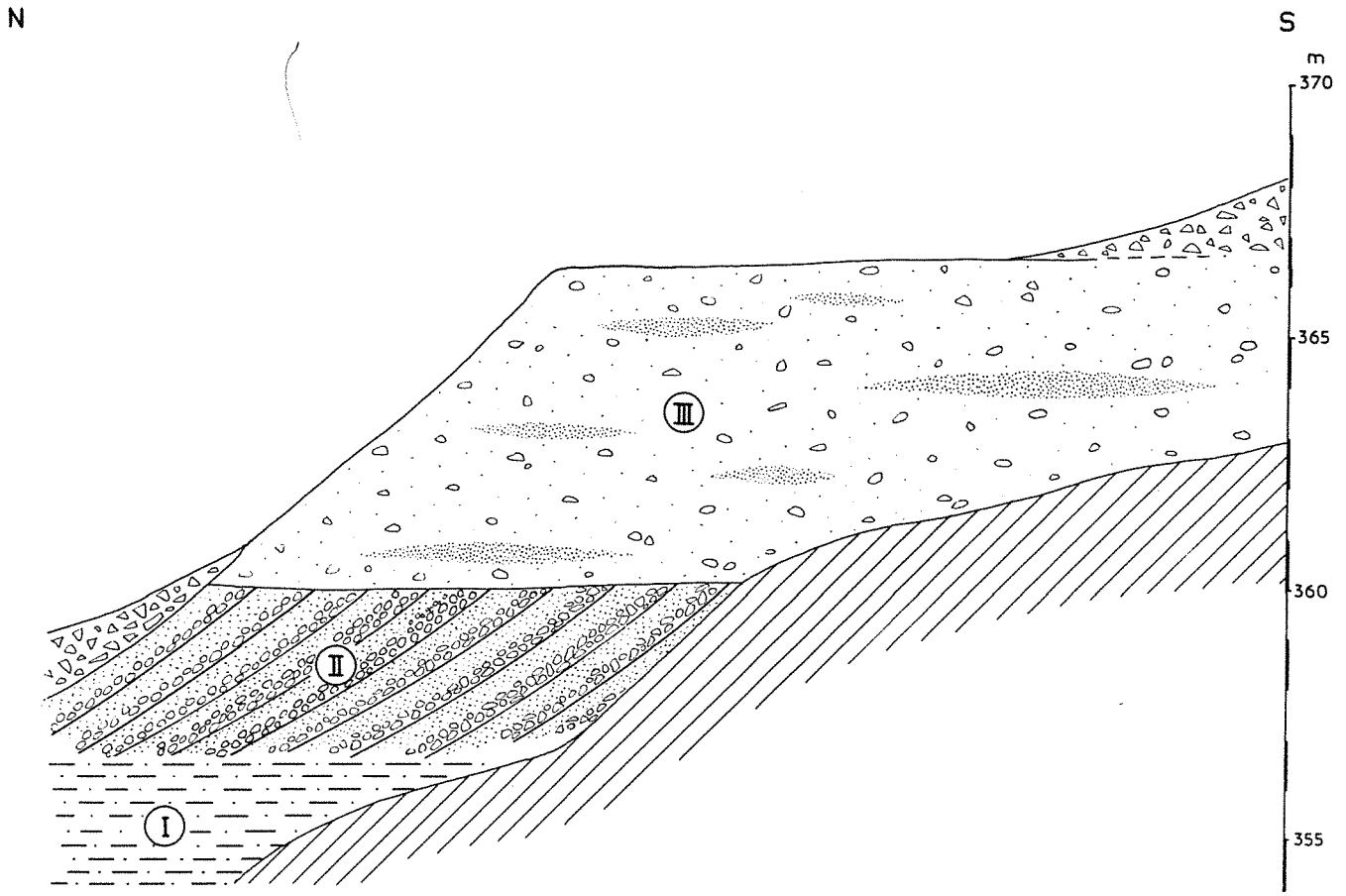


Fig.117 Coupe semi-schématique de la carrière de Chateauvieux

2.2. La tranchée de chemin de fer de Vuillafans
(x = 895,10 y = 236,40)

Déjà décrite par Ch. PASQUIER, cette coupe présente un grand intérêt lithostratigraphique. Trois ensembles faciologiques ont été reconnus (Fig. 118) :

- Niveau I : talus de progradation comparable au niveau II de Chateauvieux.

- Niveau II : dépôt très hétérométrique (blocs de 1 m de diamètre, galets, matrice sableuse) induré par de la calcite. Pas de structures sédimentaires visibles, contours diffus passant progressivement aux niveaux latéraux (I) et supérieurs (III).

- Niveau III : dépôt comparable au niveau III de Chateauvieux.

Interprétation

Nous sommes en présence d'un équivalent latéral amont des niveaux de la coupe de Chateauvieux. Le niveau II peut être interprété comme une moraine d'ablation passant latéralement aux niveaux deltaïques. Le niveau III représente le cône proglaciaire sub-aérien (cône fluvio-glaciaire) lors du retrait de la langue glaciaire.

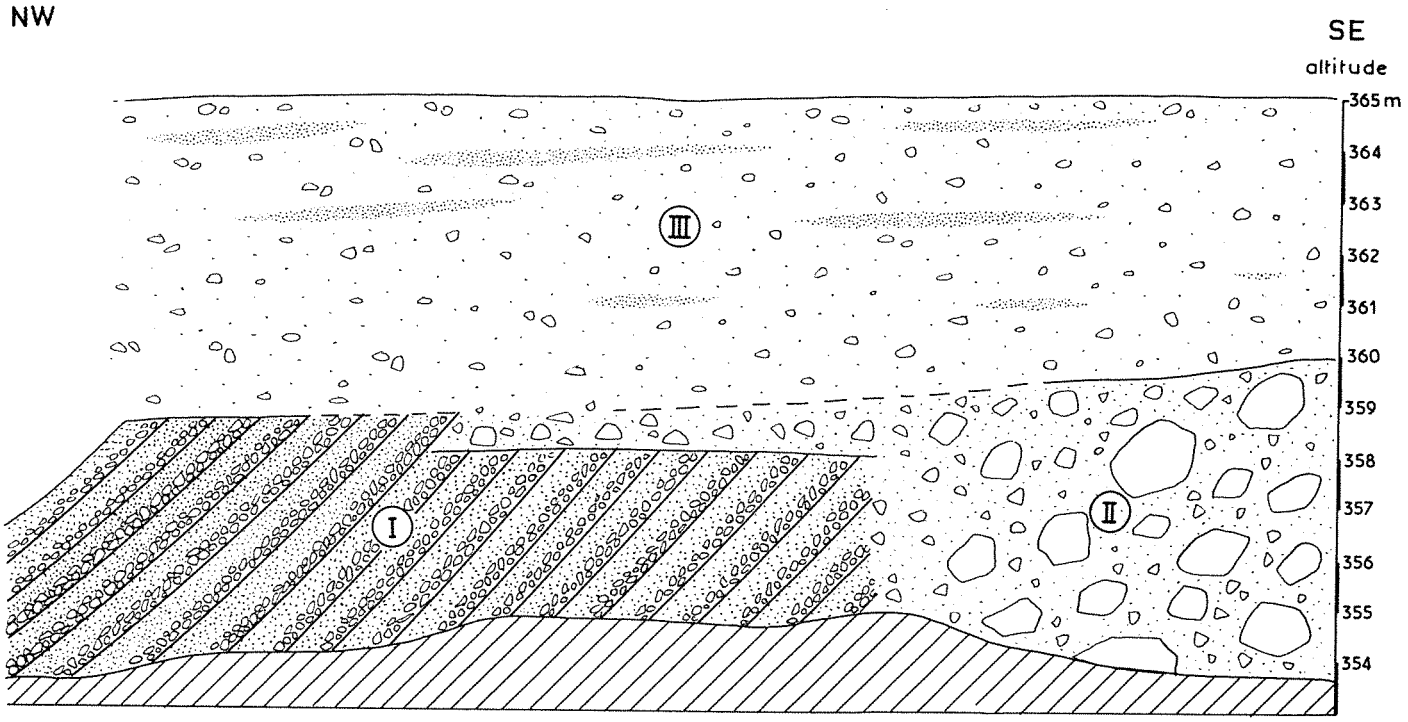


Fig.118 Coupe semi-schématique de la tranchée de Vuillafans

2.3. Les sondages de Lods

Huit sondages ont été effectués dans la plaine alluviale à l'amont de Lods au cours des mois de Juillet-Août 1954 en vue d'une recherche d'eau pour le Syndicat intercommunal de la Haute-Loue. M. TOITOT (1955), chargé de surveiller ces travaux, donne une coupe relativement précise de chacun d'entre eux. J'ai réalisé un bloc-diagramme (Fig. 119) rendant compte du remplissage de la plaine alluviale de la Loue à cet endroit. D'une puissance voisine de 17 m vers le centre de la vallée actuelle (sondages P 0, P 2, P 3, P 5, P 6) le remplissage devient moins important vers les bords de la vallée (8 m au niveau du sondage P 1). Cette épaisseur exceptionnelle est la résultante d'une accumulation de matériaux à l'amont du barrage créé par l'éboulement de Lods (Fig. 116).

Très schématiquement, la stratigraphie des différents sondages met en évidence deux niveaux grossiers séparés par un dépôt marneux à lentilles sableuses contenant des débris végétaux. Localement et en particulier entre le niveau grossier inférieur et les marnes, une importante accumulation de tufs scelle les niveaux inférieurs. Pour M. TOITOT, l'existence de ces tufs prouve que la Loue coulait à ce niveau au moment de leur formation, ceux-ci ne pouvant se former qu'en eau courante. C'est seulement après leur dépôt que l'éboulement de Lods a provoqué une retenue d'eau où les marnes à débris végétaux se sont formées.

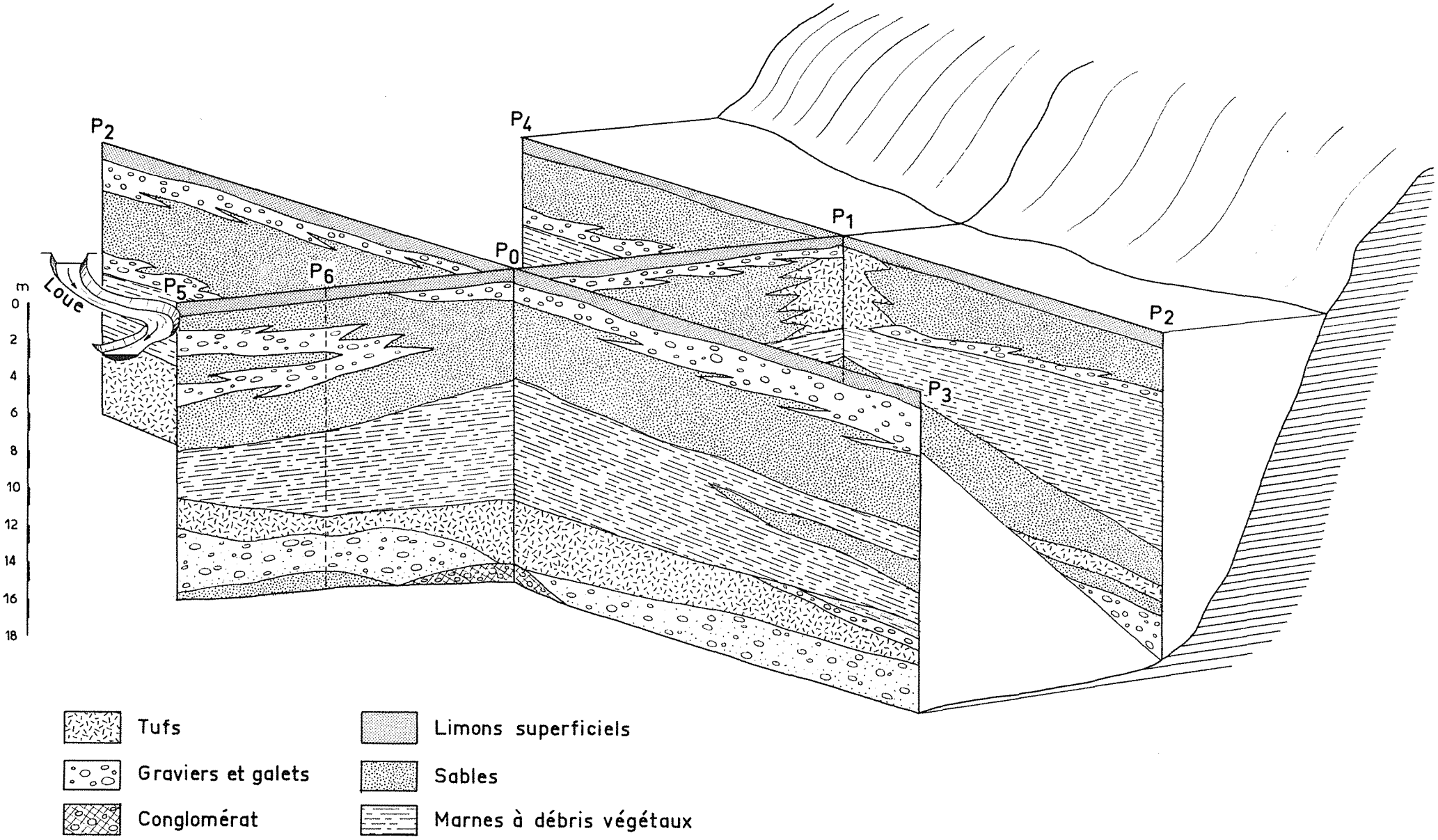


Fig.119 Le remplissage de la plaine alluviale de la Loue en amont de Lods (d'après les sondages de Juillet 1956 suivis par M. Toitot).

3) Synthèse stratigraphique et chronologique

L'examen des formations glaciaires et paraglaciaires de la vallée de la Loue nous permet d'envisager une suite chronologique d'évènements géologiques ayant contribué au façonnement de la vallée et aux dépôts qui la tapissent :

Première étape : phase des moraines d'Ornans : Gx 1

Les quelques lambeaux morainiques présents à l'aval du verrou d'Ornans témoignent d'une phase de stagnation du glacier à ce niveau. La dépression de 25 m présente à l'amont du verrou peut être considérée comme un surcreusement contemporain de cette phase glaciaire.

Deuxième étape : phase des moraines de Vuillafans : Gx 2 et du lac de Montgesoye

Les moraines de la zone de Vuillafans témoignent également d'une phase de stabilisation du glacier dont le front se déverse dans un lac proglaciaire dont le niveau voisin de 370 m est conditionné par le barrage que provoquent les moraines frontales du système précédent.

Remarque : Les formations contemporaines de ces deux étapes contiennent des blocs allochtones ("alpins"). Nous reviendrons par la suite sur la pétrographie et l'origine possible de ces fragments allochtones.

Troisième étape : c'est après le retrait de la langue glaciaire que l'éboulement de Lods a dû se produire. Plusieurs exemples de tels phénomènes sont connus dans les Alpes (par exemple éboulement de Sierre - vallée du Rhône). Immédiatement après un retrait glaciaire, les flancs de la vallée subissent une décompression et les érosions glaciaires créent des déséquilibres gravitaires.

Quatrième étape : le remplissage lacustre à débris de plantes (sondages de Lods) pourrait dater d'une période interstadiaire.

Cinquième étape : la moraine de Mouthier (Gx 3) marque un retour du glacier après cette phase de réchauffement. Elle représente le jalon le plus interne du système des moraines externes à matériaux uniquement jurassiens. Sa situation au pied des gorges de Nouailles pourrait également s'expliquer par la présence d'un petit glacier regénéré à partir du front glaciaire général situé plus à l'Ouest sur le plateau de Ouhans - Aubonne où les affleurements morainiques sont abondants.

B) La vallée du Lison

Affluent de la rive gauche de la Loue, le Lison prend sa source au niveau du faisceau salinois. En amont et au niveau de Nans-sous-Sainte-Anne, sa vallée est encaissée, mais large et ramifiée. Plusieurs ruisseaux, issus de vallées rayonnantes, convergeant vers Nans /s/ Ste Anne, viennent rapidement faire de ce ruisseau une rivière importante (Bief de Vau et Bief du Fouré en rive gauche - Bief du Jura et ruisseau du Verneau en rive droite). Très rapidement, le Lison s'encaisse à l'aval de Nans /s/ Ste Anne dans un canyon méandriforme qui entaille les assises du Jurassique moyen d'environ 150 m sur une dizaine de kilomètres. Du débouché au niveau du moulin de Chiprey à sa confluence avec la Loue, soit sur une douzaine de kilomètres, il draine une vallée plus large jusqu'à Myon, puis s'encaisse de nouveau dans la surface structurale callovienne dominée par la corniche rauracienne.

1) Répartition géographique des formations (Fig. 120)

La structure géologique a imposé à cette vallée une morphologie très variable tout au long de son cours. De cette morphologie, dépendra la présence ou l'absence de dépôts quaternaires glaciaires ou paraglaciaires :

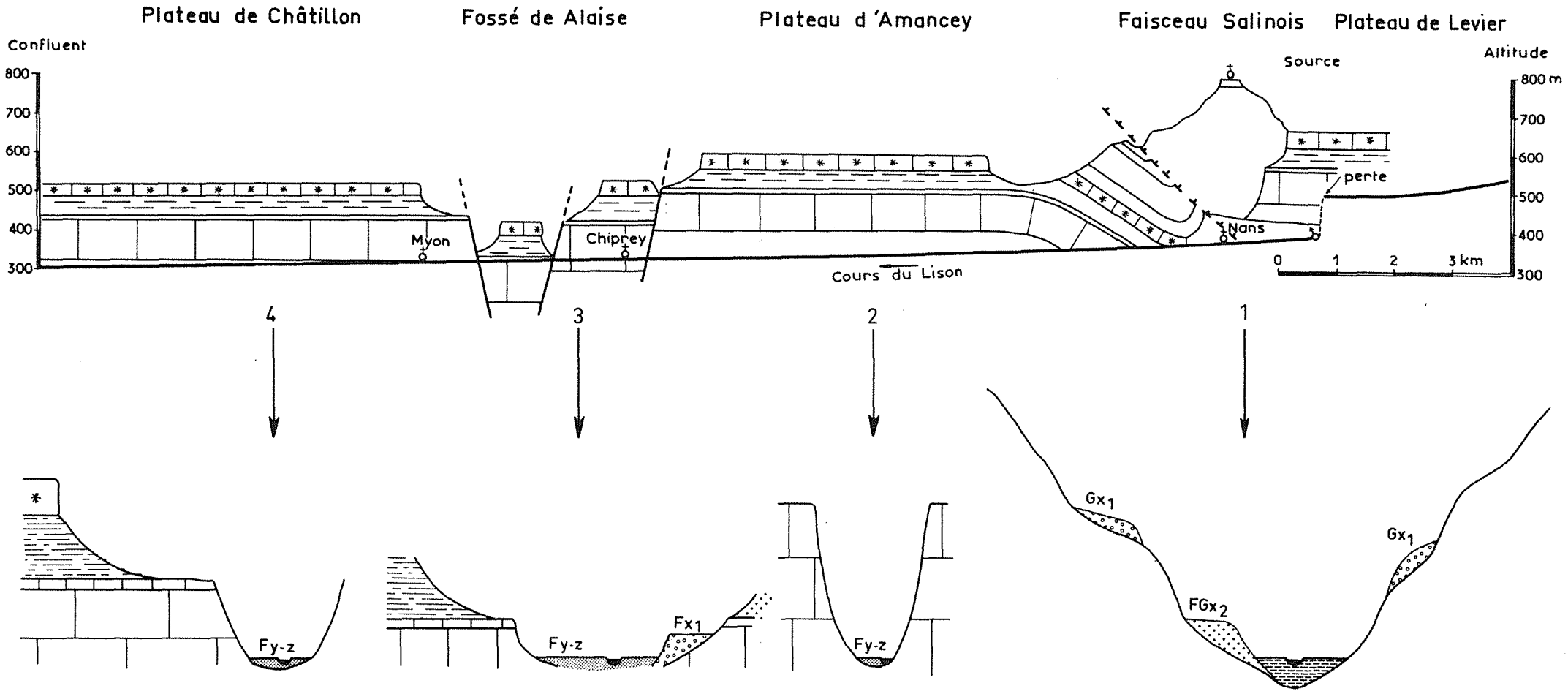


Fig.120 La Valleé du Lison : Rôle de la structure et de la morphologie dans la conservation des dépôts quaternaires

- lorsque la vallée entaille en canyon les assises du Jurassique moyen (cas 2 et 4 de la Fig. 120) aucun dépôt de terrasse n'est décelable ;

- au contraire, lorsque les structures faillées (cas du fossé d'Alaise), plissées et chevauchantes (cas du faisceau salinois) font affleurer au niveau de la vallée des formations plus tendres (Oxfordien et Argovien dans le premier cas, Lias et Trias dans le second), la vallée s'évase et les formations quaternaires, glaciaires et paraglaciaires, sont relativement abondantes. Dans le cas 1 (faisceau salinois), les placages de Glaciaire (Gx 1) sont conservés à une centaine de mètres plus haut que le fond de la vallée actuelle. Dans le cas 2 (fossé d'Alaise) la nappe fluvio-glaciaire correspondante (Fx 1) forme une terrasse à 10 m au-dessus du niveau actuel du Lison.

2) Etude lithologique

2.1. Les dépôts de Nans /s/ Ste Anne

2.1.1. Les dépôts de flanc de côte (Gx 1)

Au flanc des vallées rayonnant autour de Nans /s/ Ste Anne sont accrochés des dépôts glaciaires aux environs des altitudes 430 à 460 m, soit 80 à 90 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle du Lison. Toutes les réfections de route avec décapage de fossés mettent en évidence de telles formations :

- Départementale 103 entre Nans et Crouzet-Migette
- Nationale 492 en direction de Salins-les-Bains et d'Eternoz
- Départementale 139 en direction de Saraz.

Elles ne donnent pas naissance à une morphologie particulière par rapport au substrat marneux et leur présence est difficile à déceler en dehors de travaux de terrassement. Et ceci d'autant plus qu'elles sont souvent recouvertes de groizes et d'éboulis récents.

La coupe la mieux visible est due aux travaux d'élargissement de la route de Salins au cours de l'hiver 78-79 (x = 876,70 y = 226,50 z = 460). Nous en donnons une représentation schématique (Fig. 121) : sous 1,50 m à 2 m de groize calibrée à matrice argileuse brun-rouge, les formations hétérométriques affleurent sur 3 à 3,50 m d'épaisseur.

Elles sont constituées d'un enchevêtrement de lentilles très grossières à la base, recoupant localement des dépôts sableux à éléments très calibrés, lités ou pas. Morphologiquement, les blocs calcaires sont émoussés à sub-émoussés et on peut noter la présence de quelques éléments très arrondis, de la taille d'un oeuf. Localement, et en particulier à la partie supérieure des niveaux sableux, on peut constater la présence d'indurations massives.

L'hétérogénéité des dépôts et la morphologie des éléments démontrent la proximité d'un glacier. Par contre, le classement et le litage des dépôts sableux attestent de l'influence d'eau de fonte dans leur transport. Nous interpréterons ces formations comme des dépôts de bordure de glacier, au contact de celui-ci et du versant (dépôts de Kame au sens large).

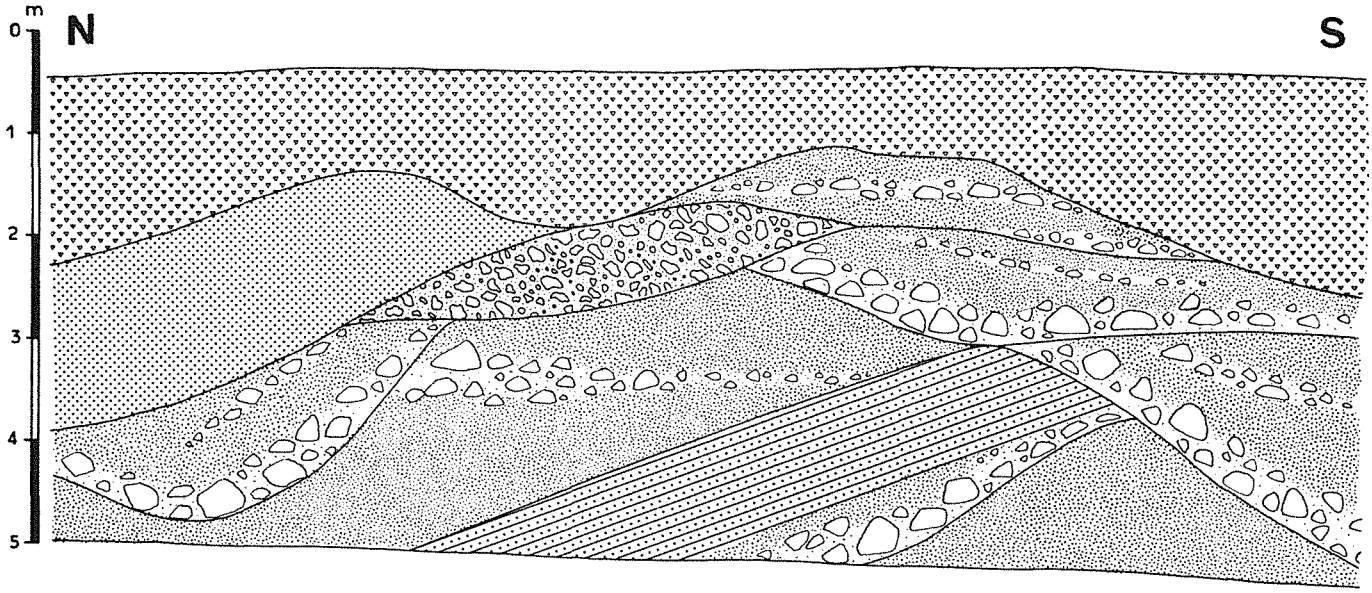


Fig.121 Vallée du Lison . Coupe de la côte de Fertans à Nans/s/ Ste. Anne (876,7 ; 226,5 ; z = 455)

2.1.2. Les terrasses de Nans /s/ Ste Anne (FGx 1)

Au Sud-Ouest du village, rive droite du Bief de Vau et à l'Est de l'ancienne fabrique de La Dois, une " terrasse " aux formes molles domine la plaine alluviale du Lison de 25 à 30 m. Plusieurs affleurements de petites dimensions le long du sentier qui suit la rive gauche de la rivière permettent de se faire une idée de la lithologie de cette terrasse. De gros blocs calcaires de 20 à 30 cm de diamètre aux arêtes très émoussées (arrondis à sub-arrondis), sans litage apparent, voisinent avec des galets et des graviers. Une matrice sableuse, légèrement consolidée lie l'ensemble grossier. Malgré la morpphologie en terrasse, cette formation doit être considérée comme un dépôt morainique peut-être légèrement remanié. Un parallèle évident peut être établi entre cette formation et la moraine de Mouthier dont nous avons parlé dans le paragraphe précédent (position à l'aval immédiat d'une reculée, nature faciologique, morphologie en pseudo-terrasse). Comme pour cette dernière, il serait logique d'attribuer cette formation à un glacier regénéré, postérieur au glacier responsable de la mise en place des dépôts de flanc de côte décrits dans le paragraphe précédent.

2.1.3. Les dépôts de la plaine alluviale : le " surcreusement " de Nans /s/ Ste Anne

Dans le cadre d'un projet de retenue à l'amont de Nans, divers sondages ont été réalisés par la Société Béarnaise dans la plaine alluviale : trois d'entre eux furent implantés sur la rive droite du Lison et deux sur la rive gauche, à l'emplacement de la future digue. Dans un rapport inédit du 25 janvier 1971, C. BERTHOMIER, J. MAILLOT et J. MARTIN donnent les coupes stratigraphiques de ces sondages. Quatre d'entre eux (S2 à S5) ont traversé 4 à 7 m de formations quaternaires (fines au sommet, plus grossières à la base) avant d'atteindre le Trias.

Le premier sondage (S1 : x = 878,7 y = 226,0) a mis en évidence un surcreusement de l'ordre d'une quinzaine de mètres comblé de formations détritiques. Nous rapportons la coupe relevée par les auteurs :

de 0,00 à 0,25 m - Terre végétale avec les éléments organiques habituels des sols.

de 0,25 à 3,24 m - Limon argileux, gris-noir à brun, lui aussi ponctué de matières organiques.

de 3,24 à 5,20 m - Galets calcaires de dimensions variées, les plus gros pouvant atteindre 10 cm de diamètre. Ces galets sont mélangés à un limon sableux jaune, très différent du limon argileux ci-dessus.

de 5,20 à 5,97 m - ?
Cette " zone aveugle " peut être expliquée par un certain tassement dû au battage effectué sur un gros galet résistant. Ce galet a d'ailleurs dû être passé au carottage.

de 5,97 à 6,20 m - Carottage : galets et limon argileux.

de 6,20 à 6,50 m - Limon sableux fin de couleur jaune ; grains en général inférieurs à 1 mm.

de 6,50 à 6,75 m - Limon " sablo-argileux " grossier, de couleur jaune, et renfermant de petits galets (diamètre sensiblement égal à 5 cm pour les plus gros).

de 6,75 à 7,65 m - Galets calcaires avec une légère matière sableuse. Le diamètre des galets varie de 2,3 à 10 cm.

de 7,65 à 7,85 m - Galets calcaires (les plus gros ne dépassant pas 5 cm de diamètre), enrobés dans un limon argileux brunâtre.

de 7,85 à 7,95 m - Graviers et argiles grises.

de 7,95 à 9,70 m - Gros galets calcaires (diamètre environ 10 cm).

de 9,70 à 10,30 m - Galets calcaires (identiques à ceux décrits ci-dessus), mais avec graviers.

de 10,30 à 11,35 m - Sable grossier (diamètre des grains : 1 mm environ), mélangé à des passées graveleuses.

de 11,35 à 12,55 m - Gros galets. La plupart sont de nature calcaire, mais il apparaît maintenant quelques galets de gypse de taille importante (parfois 12 à 15 cm de diamètre).

de 12,55 à 13,10 m - Galets de calcaire et de gypse avec éléments schisteux noirs, enrobés dans une marne rouge ou grise contenant des graviers et des traces blanches de gypse.

de 13,10 à 15,20 m - Marne " irisée " ou " bariolée ", de couleur variant du rouge au gris-bleu, avec des graviers, des traces de gypse et quelques galets calcaires.

de 15,20 à 18,30 m - Marnes gris-rouge avec graviers et gypse (traces blanches).

Très schématiquement, le remplissage peut être considéré comme une moraine de fond (de 6,75 à 18,30 m) enrichie probablement par une moraine d'ablation dans sa partie supérieure, passant progressivement à des dépôts lacustres ou palustres comblant peu à peu la dépression jusqu'à atteindre le niveau du seuil rocheux présent à l'entrée des gorges.

2.2. Les dépôts du fossé d'Alaise : Fx 1

Depuis le moulin de Chiprey à l'amont jusqu'à Myon à l'aval, plusieurs affleurements de style " haute-terrasse " sont visibles dans la vallée du Lison. Les principaux sont situés aux coordonnées suivantes :

- rive droite : x = 877,3 y = 231,9
- rive gauche : x = 876,1 y = 231,8 ; x = 875,1 y = 232,0

Le dernier cité a donné lieu à une extraction de bloc et de sable par la commune de Myon. La coupe schématique en est la suivante (Fig. 122) :

- Sous un sol brun forestier de 50 cm, une nappe de cailloutis grossier à matrice sableuse sans stratification apparente. Une légère brunification sensible jusqu'à 1,5 m de profondeur semble provenir d'une pédogénèse ancienne (puissance 1 m environ).

- La partie inférieure est constituée d'un sédiment hétérométrique avec gros galets allongés (diamètre 20 à 30 cm), s'organisant en plans ou en guirlandes évoquant des stratifications obliques de grande ampleur. Entre ces structures, les blocs sont légèrement plus petits et noyés dans une matrice à sables et graviers. A part quelques exceptions, les blocs sont émoussés à sub-anguleux.

- Dans cette formation inférieure et sur le sommet de la terrasse, des gros blocs de calcaire aux angles légèrement émoussés interrompent les structures et semblent parfaitement enracinés dans la formation. Il peut s'agir de gigantesques " drop-stones " * ou de blocs éboulés de la falaise proche lors de la mise en place de la nappe.

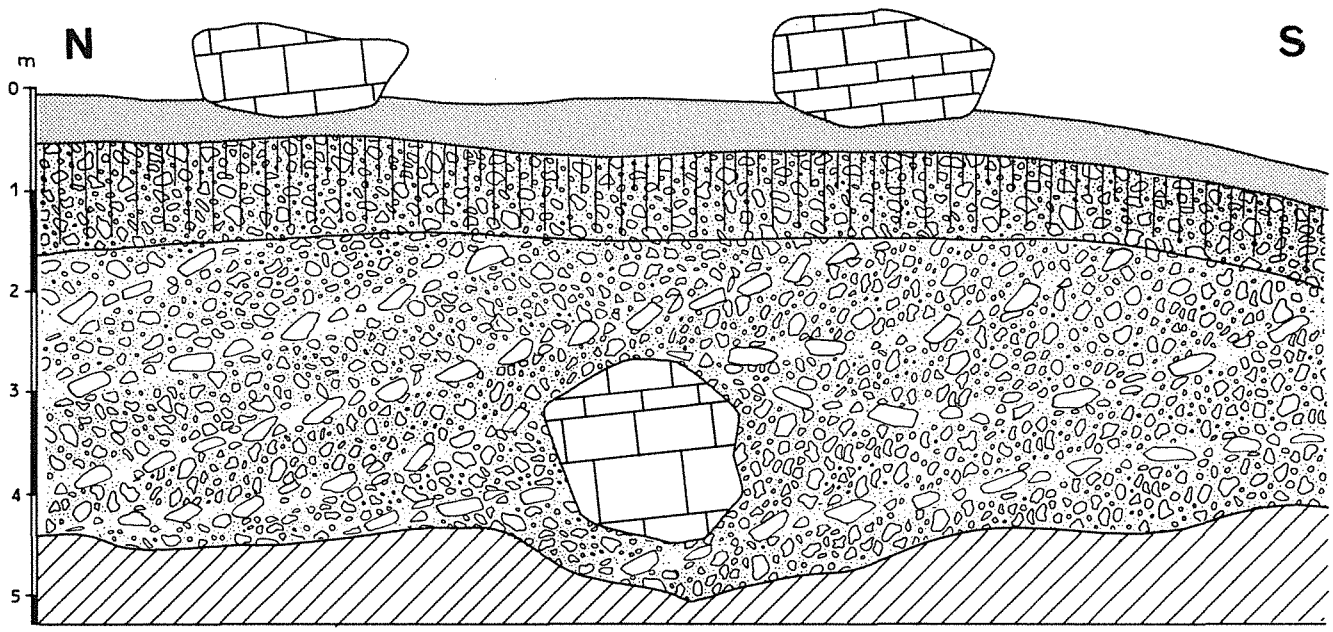


Fig.122 Vallée du Lison. Coupe du Pont de Myon
(875,15 ; 232,00 ; z = 330)

* drop-stones : terme anglo-saxon utilisé pour désigner des blocs de grandes dimensions incorporés dans un dépôt plus fin. On interprète cette présence par un transport de ces blocs par des radeaux de glace flottante et libérés lors de la fonte.

Les formations du fossé d'Alaise peuvent être considérées comme des reliquats de la nappe fluvio-glaciaire contemporaine du glacier responsable de la mise en place des dépôts de flanc de côte de la région de Nans /s/ Ste Anne à faciès de Kame.

3) Synthèse stratigraphique et chronologique

Les dépôts de la vallée du Lison sont trop relictuels pour permettre la reconstitution d'une synthèse chronologique des évènements glaciaires. Ils apportent cependant des données importantes :

- Présence d'une langue glaciaire comblant la vallée jusqu'à l'altitude 460 m au niveau de Nans /s/ Ste Anne. Les eaux de fonte construisaient vers l'aval une nappe fluvio-glaciaire (Fx 1) importante dont les restes dominent la vallée actuelle du Lison d'une dizaine de mètres. C'est probablement cette langue glaciaire qui est responsable du surcreusement de Nans.

- Existence d'une deuxième période glaciaire dans la reculée de Nans, accumulant une moraine d'ablation (FGx 2) à l'amont du village. Les eaux de fonte bousculent les dépôts antérieurs et les entaillent.

C) Les reculées d'Arbois et de Salins

Elles sont drainées d'une part par la Cuisance et d'autre part par la Furieuse, toutes deux affluents de la rive gauche de la Loue. Bien que la structure géologique soit complexe (carte géologique au 1/50.000 Salins-les-Bains), la morphologie générale de la région peut être assimilée à deux vastes vallées en cul-de-sac, d'orientation générale SE-NW, entaillant les plateaux calcaires qui les dominent de 100 à 150 m. La corniche calcaire est constituée le plus souvent par les assises du Jurassique moyen, tandis que les reculées sont creusées dans les marnes du Lias et du Trias.

Bien que très voisines, les reculées d'Arbois et de Salins sont très différentes par les matériaux quaternaires qu'elles contiennent : la première est largement colmatée par les formations récentes (fluviatiles et tufacées), la seconde en est totalement dépourvue, excepté les placages morainiques situés à son débouché. La reculée de Salins semble avoir plus servi de couloir évacuateur au cours du Quaternaire récent et les formations plus anciennes en ont probablement beaucoup souffert.

1) Les types de formations (Fig. 123)

Malgré le très mauvais état des lambeaux conservés, trois types de dépôts peuvent être distingués :

1.1. Les reliquats morainiques : Gx 1

Déjà inventoriés par M. PIROUTET (1925), ils sont surtout abondants à l'écart des drains principaux actuels (Cuisance et Furieuse). Ils dominent souvent les thalwegs de 50 à 80 m. Aucun n'a donné lieu à une description lithologique détaillée, les divers affleurements étant de trop mauvaise qualité. Nous les énumérons rapidement à partir des chiffres de rappel figurés sur la carte (Fig. 123).

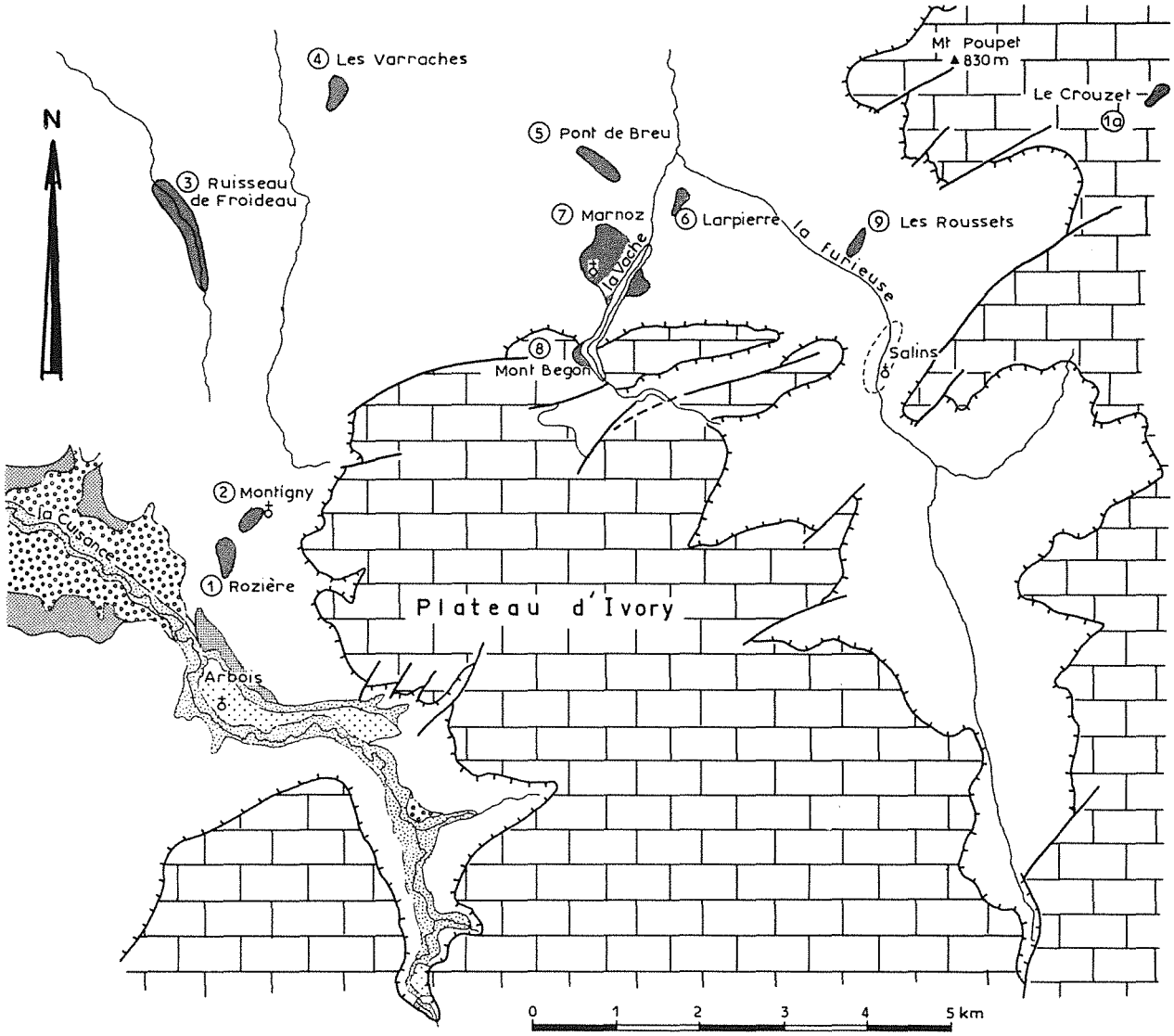


Fig.123 Les dépôts quaternaires au niveau des reculées d'Arbois et de Salins

Affleurement 1 : au Sud du hameau de Rozière (commune de Montigny-les-Arsures, x = 861,8 y = 219,1).
" Lambeau glaciaire couvrant un monticule et dans lequel des lits à cailloux roulés alternent avec d'autres offrant l'aspect typique de la moraine de fond à cailloux polis et striés " (M. PIROUTET, 1925).

Affleurement 2 : au Sud de l'église de Montigny-les-Arsures (x = 862,2 y = 219,5)
" Lambeau ... constitué par une formation appartenant très nettement à une moraine de fond ".

Affleurement 3 : ruisseau de Froideau, forêt communale de Mouchard (x = 861,2 y = 222,6)
Visible sur 1 m d'épaisseur, formé de galets calcaires à très forte hétérométrie. Ce dépôt avait été considéré par le chanoine BOURGEAT (1883) comme glaciaire typique.

Affleurement 4 : Les Varraches, commune de Mouchard (x = 862,9 y = 224,6)
Formation hétérométrique visible dans les labours avec cailloux polis et striés.

Affleurement 5 : tunnel du Pont de Breux (x = 866,1 y = 223,7)
" dans la tranchée du chemin de fer de Salins, du côté de l'entrée occidentale du tunnel du Pont de Breux, fort beau dépôt morainique à cailloux polis et striés au milieu desquels un nombre élevé de blocs très volumineux dont la présence donne à penser qu'on se trouve au voisinage du front du glacier " (M. PIROUTET, 1925).

Affleurement 6 : La Larpierre (x = 866,9 y = 223,4)
petit placage morainique sur le flanc occidental d'une butte calcaire d'après M. PIROUTET.

Affleurement 7 : Marnoz
Un vaste placage morainique se développe sur la rive gauche de la Vache entre le village de Marnoz, le hameau de Cotaine et le flanc ouest de la colline de St-Michel-le-Haut. Entrevue lors du creusement de canalisation en novembre 1972, c'est une formation à gros blocs calcaires arrondis à sub-arrondis.

Affleurement 8 : Mont Begon (x = 866,0 y = 221,7)
Sur 2 m d'épaisseur, un dépôt hétérométrique à éléments calcaires variés est recouvert par 1 m d'éboulis issus du flanc du Mont Begon. Interprété comme fluvioglaciaire par A. CAIRE (notice de la carte géologique de Salins au 1/50.000) (1970), aucune structure sédimentaire de type fluviatile n'a pu être mise en évidence.

Affleurement 9 : Les Roussets (x = 869,1 y = 223,2)
" un certain nombre de cailloux et de blocs, certains de ces derniers parfois assez gros, portant le poli et les stries caractéristiques, constituent le passage d'un glacier " (M. PIROUTET).

Affleurement 10 : La Grange du Crouzet (x = 873,7 y = 225,3)
" joli lambeau renfermant d'énormes blocs " (M. PIROUTET, 1925).

L'excellente connaissance des environs de Salins qu'avait Maurice PIROUTET nous permet de faire confiance à ses témoignages malgré la brièveté de ses descriptions. La plupart des affleurements qu'il cite ont été retrouvés, d'autres sont venus s'ajouter à cette liste. Il n'est pas douteux que toutes ces traces dispersées portent le témoignage d'un vaste ensemble morainique de type moraine bordière qui marquait le stade d'avancée maximum du glacier.

1.2. Les nappes fluviatiles

Dans la reculée de Salins, aucun dépôt fluviatile perché n'est décelable. Les seuls dépôts fluviatiles existant sont les dépôts de la plaine alluviale actuelle de la Furieuse constitués de galets calcaires dans sa partie profonde, surmontés par 50 cm à 1 m de limons sableux calcaires. Comme nous le verrons plus loin, la reculée de Salins a servi d'exutoire actif à l'évacuation des eaux de fonte des glaciers correspondant aux moraines internes. Une intense activité érosive est probablement responsable du démantèlement des terrasses anciennes.

La reculée d'Arbois présente, par contre, plusieurs séries de nappes fluviatiles emboîtées :

- Fx 1 : Dominant la Cuisance d'une vingtaine de mètres, une " terrasse " à gros blocs est bien représentée au niveau d'Arbois sur la rive droite de la rivière. Vers l'aval, un replat correspondant se poursuit, dominant la plaine alluviale de Villette-les-Arbois (replat du terrain d'aviation) d'une quinzaine de mètres.

- Fx 2 : Bien représentée par un replat important de 1 à 2 km de large sur 3 à 4 km de long au débouché de la reculée, cette nappe alluviale est très discrète à l'intérieur de la reculée. Elle est seulement évidente, rive droite de la Cuisance, à mi-distance entre la source et la ville d'Arbois.

- Fy-z : C'est la nappe alluviale sur laquelle coule la rivière actuellement. Etroite et sinueuse, elle s'emboîte dans les précédentes, desquelles elle se différencie par une texture plus fine.

1.3. Les dépôts de tufs

Sur les nappes fluviatiles, viennent se poser des formations de précipitations (tufs). Trois séries principales se différencient d'aval en amont :

- Ux 1 : une importante butte de tufs constitue le substratum de la ville d'Arbois et du village de Mesnay, s'allongeant sur plus de 2 km. De nombreuses caves sont creusées dans cette formation et un puits proche du centre d'Arbois en a traversé 12 m avant d'atteindre une formation à galets.

- Ux 2 : représenté par une terrasse d'un quart de km² à l'extrémité sud de la reculée.

- Uz : un replat en cours d'accroissement domine la précédente de 5 à 6 m dans la même région.

Remarque :

Des formations tufacées récentes existent en fait tout au long de la reculée. Ainsi M. PIROUTET (1925) signale la découverte de poteries et d'objets datant de civilisations de la Tène I terminale (400 environ avant J.C.) dans les tufs récents de la Cuisance au niveau d'Arbois. Mais, ces formations récentes constituent des petits gours d'extension limitée dans le cours de la Cuisance, matérialisés par des cascades successives.

2) Synthèse stratigraphique et chronologique

Malgré leur proximité et leur morphologie comparable, les reculées d'Arbois et de Salins possèdent des unités lithostratigraphiques quaternaires très différentes. L'une (Arbois) présente un ensemble de terrasses fluviatiles et tufacées polycyclique et cohérent, mais pas de dépôts morainiques ou sub-morainiques. L'autre (Salins) ne possède, au contraire, pas de dépôts fluviatiles et tufacés, mais son débouché est jalonné de placages morainiques. La première semble avoir eu une histoire glaciaire réduite par rapport à la seconde. Par contre, cette dernière

a été l'objet d'une intense activité d'érosion au cours du Quaternaire récent. C'est par cette voie que s'est évacuée, comme nous le verrons au chapître correspondant, une bonne partie des eaux de fonte de la zone nord de la calotte glaciaire jurassienne au cours de la dernière glaciation.

Trois cycles climato-sédimentaires semblent s'être succédés et sont conservés dans les reculées d'Arbois-Salins, caractérisés chacun par un alluvionnement grossier de type fluvio-glaciaire et un dépôt de précipitation chimique de type tufacé.

D) La reculée de Poligny (Fig. 124)

Bien que réduite en dimension par rapport à ses voisines septentrionales (Arbois-Salins) ou méridionales (Voiteur, Lons-le-Saunier), la reculée de Poligny a joué un rôle important en tant que couloir évacuateur des masses glaciaires jurassiennes responsables du complexe morainique externe. Deux ensembles lithologiques peuvent être distingués :

1) Le complexe externe : formations morainiques et limons

De vastes zones (Sud-Est de Bersaillin, Nord-Est de Brainans, région de Darbonnay, Nord-Est de St-Lothain, Sud et Est de Buvilly) sont constituées par d'épais placages de formations hétérométriques à blocs et matrice limoneuse (Gx 1-2). Ils constituent des buttes oblongues ou colmatent des dépressions du substrat. Ils peuvent dominer la vallée actuelle de l'Orain et de la Glantine de plus de 100 m. Les zones d'affleurement sont toutes éloignées du couloir drainant actuel issu de la reculée. Ils représentent, à notre avis, les reliquats d'un vaste complexe morainique démantelé.

Entre les formations précédentes, les dépressions sont occupées par des limons ocres altérés par des sols profonds de style gley ou pseudo-gley glossique. L'absence d'affleurements dans une morphologie molle rend difficile l'interprétation génétique de cet ensemble limoneux. Nous pensons que cette formation est complexe et qu'elle peut être issue de plusieurs processus sédimentaires pouvant regrouper :

- des dépôts lacustres : un dépôt de ce type, à Mammouth, *Bos primigenius*, *Rhinoceros* et *Cervus capreolus* a été mis en évidence lors du creusement de la tranchée de chemin de fer près de la gare de St-Lothain (M. PIROUTET, 1923). Des lacs ont dû s'installer derrière les moraines après le retrait du glacier et rapidement se combler. L'érosion régressive, probablement importante en contexte périglaciaire würmien, a dû modifier profondément la morphologie, rendant difficile la détection de ces dépôts.

- des dépôts de solifluxion : au flanc des affleurements du substrat, les marnes du Keuper et du Lias, constituants principaux de la " zone des lanières " ont dû largement fluer dans les dépressions voisines et alimenter les dépôts initiaux.

- des dépôts éoliens : localement, les formations de couverture ont une texture et une structure proches d'un loess. En l'occurrence et en l'absence de preuve de type exoscopique ou géochimique, il est probable que des limons éoliens participent à ce vaste ensemble lithologique complexe. Seule une étude précise, avec de nombreuses coupes et sondages, pourrait déterminer la nature de ce complexe.

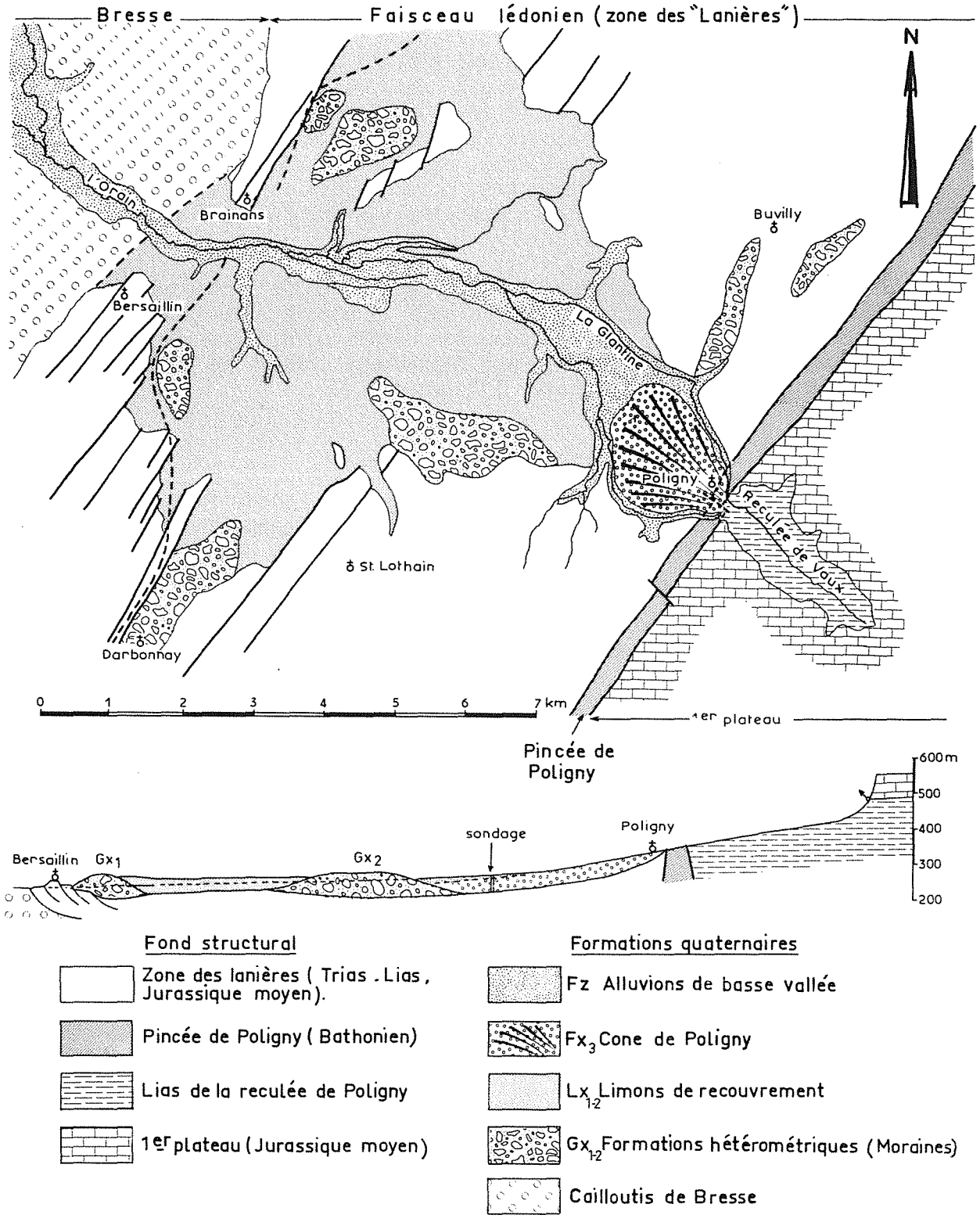


Fig.124 Les Formations quaternaires au débouché de la reculée de Poligny

2) Le cône de Poligny : Fx 3

Au débouché immédiat de la reculée, un vaste cône de formations grossières, à pente forte (50 m sur 1,5 km) s'étale sur 2 à 3 km². Il est actuellement évité latéralement par la Glantine au Nord et l'Orain au Sud. Des sondages, réalisés en 1977 par Y. KERRIEN pour le lever de la carte géologique au 1/50.000 de Poligny, ont traversé ce cône fluviatile sur plus de 31 m (x = 856,0 y = 210,45) et 27 m (x = 856,2 y = 209,55). A l'aval, au droit du village de Tourmont, il a été retrouvé sous les formations récentes, mais le substratum triasique apparaît sous une vingtaine de mètres de dépôts quaternaires débutant par des formations fines qui peuvent être lacustres.

Ainsi, il existe immédiatement à l'aval de la pincée bathonienne de Poligny un surcreusement d'une trentaine de mètres sous la plaine alluviale actuelle. On peut admettre que le glacier ayant déposé les dépôts morainiques Gx est responsable de ce surcreusement occupé par un lac rapidement comblé. Le cône de Poligny a recouvert ces dépôts dans une phase ultérieure.

3) Synthèse stratigraphique et chronologique

De toutes les reculées du Jura externe, c'est la reculée de Poligny qui possède à l'aval de son débouché la plus grande quantité de dépôts glaciaires et associés : cette zone a servi de couloir évacuateur majeur lors de l'extension maximum des glaciers pré-würmiens.

L'absence de repères biostratigraphiques rend toute interprétation chronologique délicate et fragile. Cependant, la géométrie et la lithologie des formations nous autorisent à proposer une synthèse chronologique provisoire que nous diviserons en quatre étapes :

Première étape : dépôt des " moraines " Gx 1 les plus externes (région de Bersaillin-Brainans) traduisant une avancée très ample des langues glaciaires à plus de 8 km de la bordure du plateau.

Deuxième étape : phase de retrait (ou de réavancée) glaciaire provoquant l'accumulation des dépôts morainiques Gx 2 entre Buvilly au Nord et St-Lothain au Sud.

Troisième étape : Dépôt du cône de Poligny Fx 3 qui correspond à un alluvionnement de type fluvio-glaciaire lors d'un stade glaciaire de retrait.

Quatrième étape : correspondant d'une part à un remaniement et à une destruction partielle des dépôts antérieurs avec genèse de limons polygéniques et d'autre part à une pédogénèse importante des dépôts antérieurs et en particulier du cône de Poligny constitué de matériaux primaires particulièrement faciles à lessiver.

E) La reculée de Voiteur - Baume-les-Messieurs

Parcourue par la Seille, la reculée de Voiteur - Baume-les-Messieurs est la mieux connue et la plus importante par ses dimensions, des reculées du système externe. Elle se divise à 1 km à l'amont et au Sud-Est du village de Nevy/s/Seille en deux branches, l'une nord et l'autre sud, elles-mêmes compliquées par de nombreux diverticules. A l'aval de Voiteur, où se situe le débouché proprement dit de la reculée, la vallée s'évase largement dans les assises du Lias et du Trias constituant le substrat du faisceau lédonien (Fig. 125). Enfin, à l'aval d'Arlay St-Vincent, la Seille s'engage dans la Bresse et les terrasses alluviales calcaires d'origine jurassienne s'emboîtent perpendiculairement dans les apports alpins de la partie sud du cône deltaïque de la Forêt de Chaux (cailloutis, sables et marnes de Bresse).

1) Distribution géographique des principales unités lithologiques (Fig. 125)

1.1. Le système des moraines externes : Gx 1

De nombreux placages discontinus de formations hétérométriques, passant progressivement en profondeur aux assises marneuses du Lias et du Trias, jalonnent l'extension glaciaire maximum probable. Les principaux affleurements actuellement visibles sont du Nord au Sud (Fig. 125) :

1 - Tranchée de chemin de fer entre Bréry et Frontenay (x = 848,4 y = 203,35).
2 - Route d'Arlay à Bréry (x = 847,05 y = 202,40 (Fig.).
3 - Au bord de la Nationale 83 (déviation de St-Germain-les-Arlay) (x = 846,0 y = 199,55 (Fig.).
4 - Bois de la Muire (x = 846,6 y = 198,75).
5 - Le Louverot (x = 848,2 y = 197,35).
6 - Route départementale de Lavigny à Pannessières (x = 848,95 y = 196,80).

Rarement exploitées, ces formations affleurent mal. Les seules coupes observées au cours d'une dizaine d'années concernent les affleurements 2, 3 et 6. Une description plus précise des types de dépôt sera donnée plus loin.

1.2. Le système des terrasses fluviatiles et fluvioglaciaires

1.2.1. Les terrasses anciennes " haute terrasse " Fx 1

A l'amont du confluent des branches nord et sud de la reculée, existe un niveau de hautes terrasses dominant la plaine actuelle de 40 à 45 m. La différence d'altitude entre le niveau de la terrasse et la Seille actuelle croît de l'aval vers l'amont (Fig. 126), ce qui laisserait supposer que nous sommes en présence d'un cône fluvio-glaciaire dont l'origine débordait l'extrémité de la reculée. Cette formation affleure mal, car elle est largement recouverte par des éboulis anciens cimentés.

1.2.2. La terrasse de Domblans : Fx 2

C'est l'élément dominant dans la morphologie de la plaine en aval de Voiteur. Son altitude absolue décroît régulièrement de Nevy/s/Seille (270 m) à Ruffey/s/Seille (210 m). Son altitude relative par rapport à la Seille actuelle passe de 12 m au niveau de Voiteur à 1 à 2 m au niveau de Ruffey.

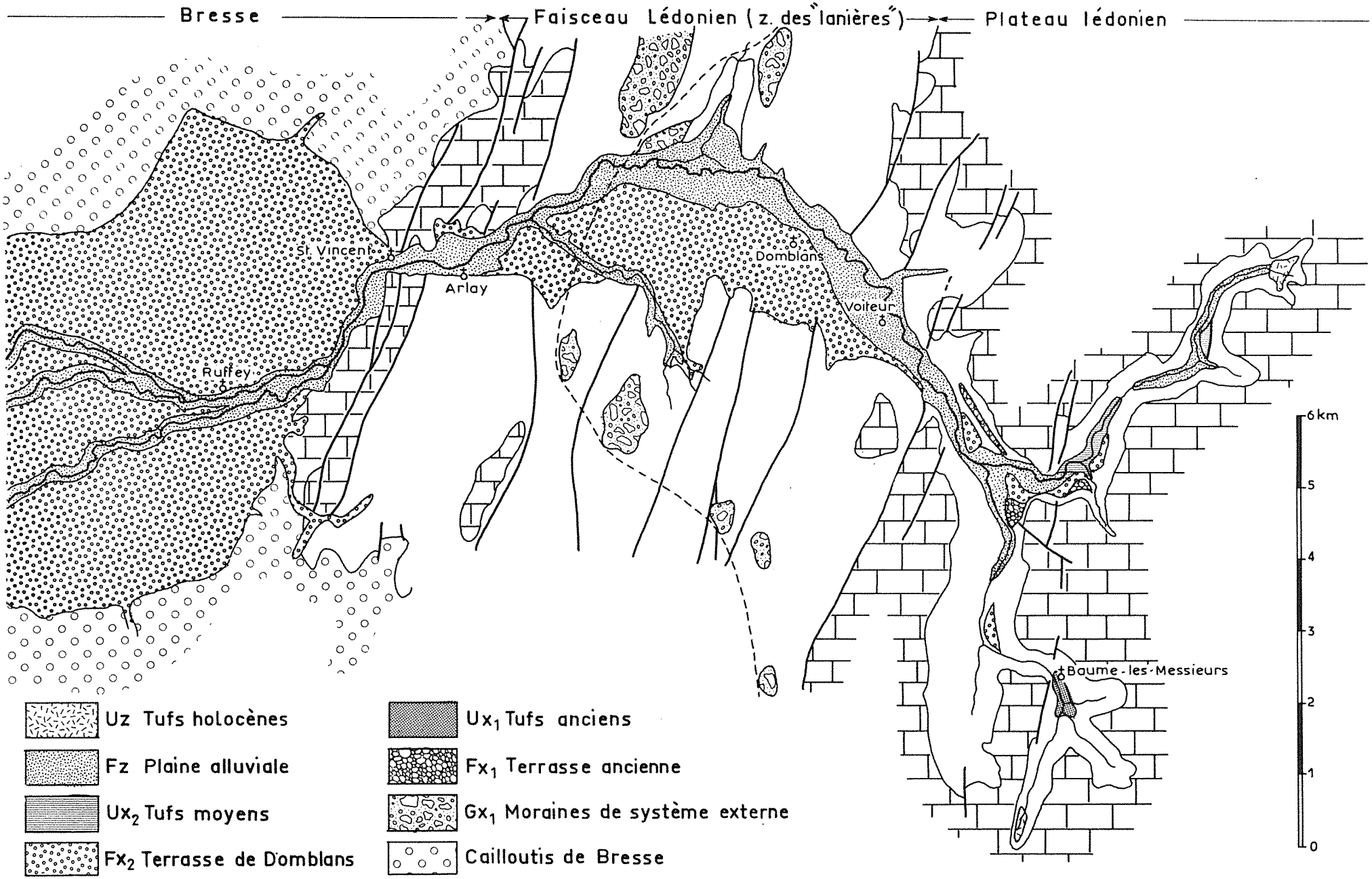


Fig.125 Cartographie des Formations quaternaires de la reculée de Voiteur et de son débouché

A l'intérieur de la reculée, plusieurs témoins isolés se raccordent naturellement à ce niveau alluvial :

- A Nevy/s/Seille, une butte alluviale à sommet plat sépare le village du cours actuel de la Seille (altitude 285 m).

- Au niveau du confluent des branches nord et sud, un beau replat morphologique existe au lieudit " Sornant ", à 300 m d'altitude et dominant la Seille actuelle de 20 m.

- Dans la branche nord, au lieudit " Les Grands Champs ", on retrouve ce niveau à 310 m d'altitude et 25 m au-dessus de la Seille actuelle.

Comme pour les terrasses précédentes, les caractéristiques morphologiques de la terrasse de Domblans la rapprochent d'un cône fluvio-glaciaire. Nous verrons plus loin que les données lithologiques confirment cette interprétation.

1.3. Les tufs

Trois séries de tufs existent dans la reculée de Voiteur - Baume-les-Messieurs (Fig. 126) :

- Ux 1 : traversés sur 16,30 m dans la partie superficielle du sondage de Baume-les-Messieurs (BONTE, GOGUEL et al. 1953), ils reposent sur une quarantaine de mètres de galets grossiers à intercalations marneuses occupant un surcreusement à l'amont de Baume-les-Messieurs. Nous raccordons cette dernière formation à la terrasse ancienne (niveau de 40-45 m) et les tufs sus-jacents se sont probablement formés pendant l'interglaciaire succédant au stade glaciaire des moraines externes.

- Ux 2 : dominant la vallée de la Seille de 15 à 20 m, cette série de tufs, affleurant largement dans la branche nord de la reculée (en aval et en amont de Blois/s/Seille) est emboîtée dans la terrasse de 20-25 m (terrasse de Bletterans). La genèse de cette importante formation tufacée date d'une phase tempérée postérieure au stade glaciaire responsable de la mise en place de cette terrasse fluvio-glaciaire.

- Uz : seulement présentes au fond des reculées et en rapport direct avec les sources actuelles, ces terrasses de tufs doivent être considérées comme holocènes. Elles surmontent un niveau de cailloutis post-glaciaires et l'essentiel de leur genèse date probablement de la phase atlantique.

1.4. Les éboulis

Deux types d'éboulis couvrent le pied des abrupts rocheux de la reculée : des brèches massives à éléments anguleux hétérométriques et matrice argileuse et calcitique brun-foncé (Ex) et des éboulis généralement plus calibrés de teinte générale plus claire et non consolidés (Ey-z). Les premiers masquent souvent la haute terrasse et assurent le raccord morphologique entre celle-ci et la falaise calcaire, relayés vers le haut par les seconds discordants.

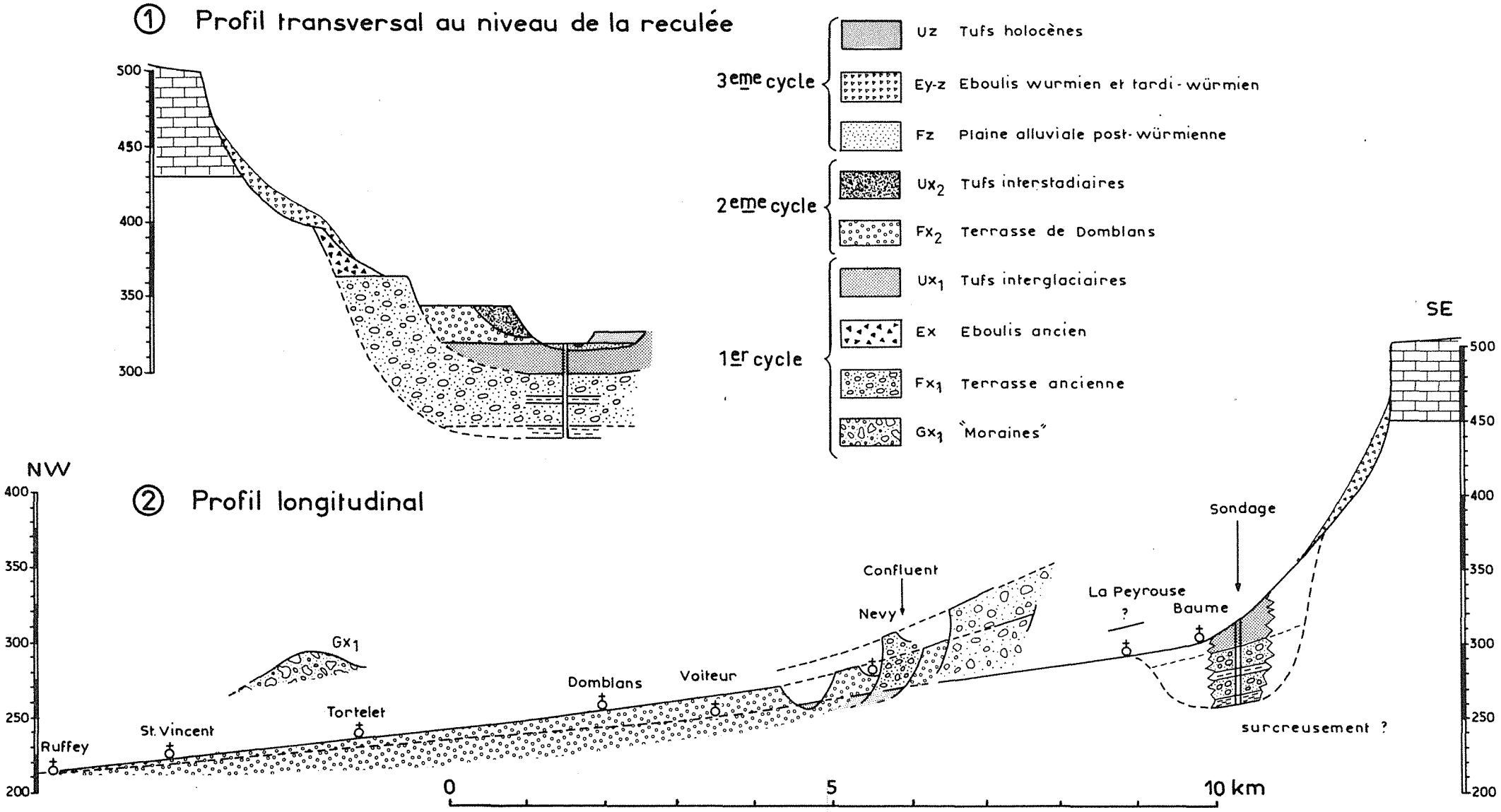


Fig.126 Géométrie et positions respectives des différentesensembles lithologiques quaternaires de la reculée de Voiteur-Baume-les-Messieurs

2) Etude lithologique

2.1. Coupes dans le complexe morainique externe

- Coupe de la Nationale 83 à St-Germain-les-Arlay (Fig. 127)

Les travaux de déviation de la Nationale 83 au niveau du village de St-Germain-les-Arlay ont recoupé, outre les formations de l'infralias (Rhétien et Sinémurien) un placage morainique qui les coiffe dans la partie sud.

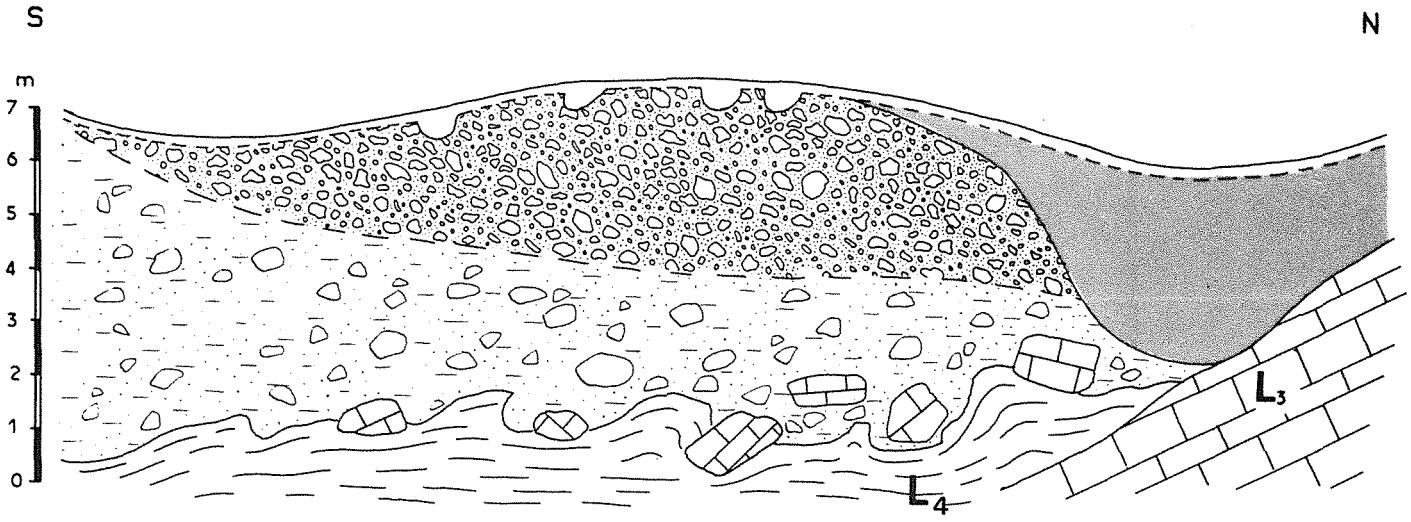


Fig.127 Coupe schématique des formations superficielles au bord de la N. 83 (Déviation de St. Germain-les-Arlay - Oct. 78)

Les dépôts superficiels reposent sur les niveaux des calcaires du Sinémurien s. str. (L3 - calcaire à Gryphées) et la partie inférieure des marnes grises du Lotharingien (L4). Sur une puissance de 1 m à 1,5 m, ces marnes feuilletées,bien en place vers le bas de la coupe, deviennent de plus en plus perturbées et bousculées vers le haut où elles présentent de nombreux plissottements internes avec figures d'injections dans le matériel hétérométrique supérieur. A la limite supérieure des marnes lotharingiennes déformées, se trouvent de volumineux blocs calcaires d'origine variée (Sinémurien, calcaire à entroques, calcaire micritique) aux angles légèrement émoussés. Sur 2,5 m à 3 m, une formation hétérométrique à blocs isolés et striés dans une matrice argilo-silteuse gris-beige constitue un faciès de moraine typique. Vers le haut, un ensemble hétérométrique, mais à blocs calcaires plus nombreux et moins volumineux, dans une matrice brun-beige, termine le complexe morainique. Celui-ci est entaillé par une vaste poche silto-argileuse vers le Nord de la coupe et sur le sommet de la butte, de nombreuses poches plus petites, d'environ 0,50 m de profondeur, sont comblées par un silt jaune-beige.

- Coupe de la carrière de Brery-Tortelet (Fig.128)
(x = 847,05 y = 202,40)

Visible sur 6 m d'épaisseur, une petite carrière a été ouverte en 1973 à gauche de la route menant du Pont de Tortelet au village de Brery sur la rive droite de la Seille. De bas en haut, trois unités lithologiques sont visibles :

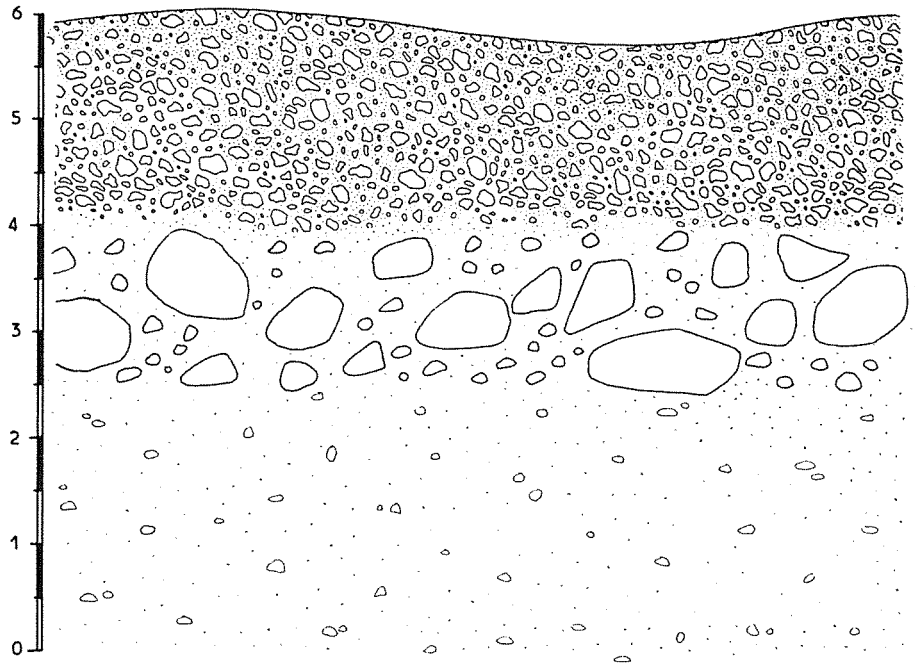


Fig.128 Coupe schématique de la carrière de Brery - Tortelet

. un ensemble inférieur très sableux (sables moyens à grossiers) avec quelques graviers et galets épars. Pas de stratifications visibles (puissance : 2,50 m).

. un ensemble moyen à gros blocs (diamètre 80 cm) nombreux et graviers sableux intersticiels (puissance : 1,20 m).

. un ensemble supérieur hétérométrique à galets peu émoussés et matrice sableuse.

2.2. Coupe dans la terrasse de Domblans (carrière Bourdier, Fig.129)

Une immense carrière exploite depuis 1965 les formations meubles de la terrasse de Domblans, à gauche de la route joignant ce village à celui de Brery, là où la terrasse se raccorde à la plaine alluviale actuelle.

Deux ensembles lithologiques ont pu être dégagés dans cette terrasse. Ils se retrouvent assez régulièrement sur toute sa surface de Voiteur à Arlay :

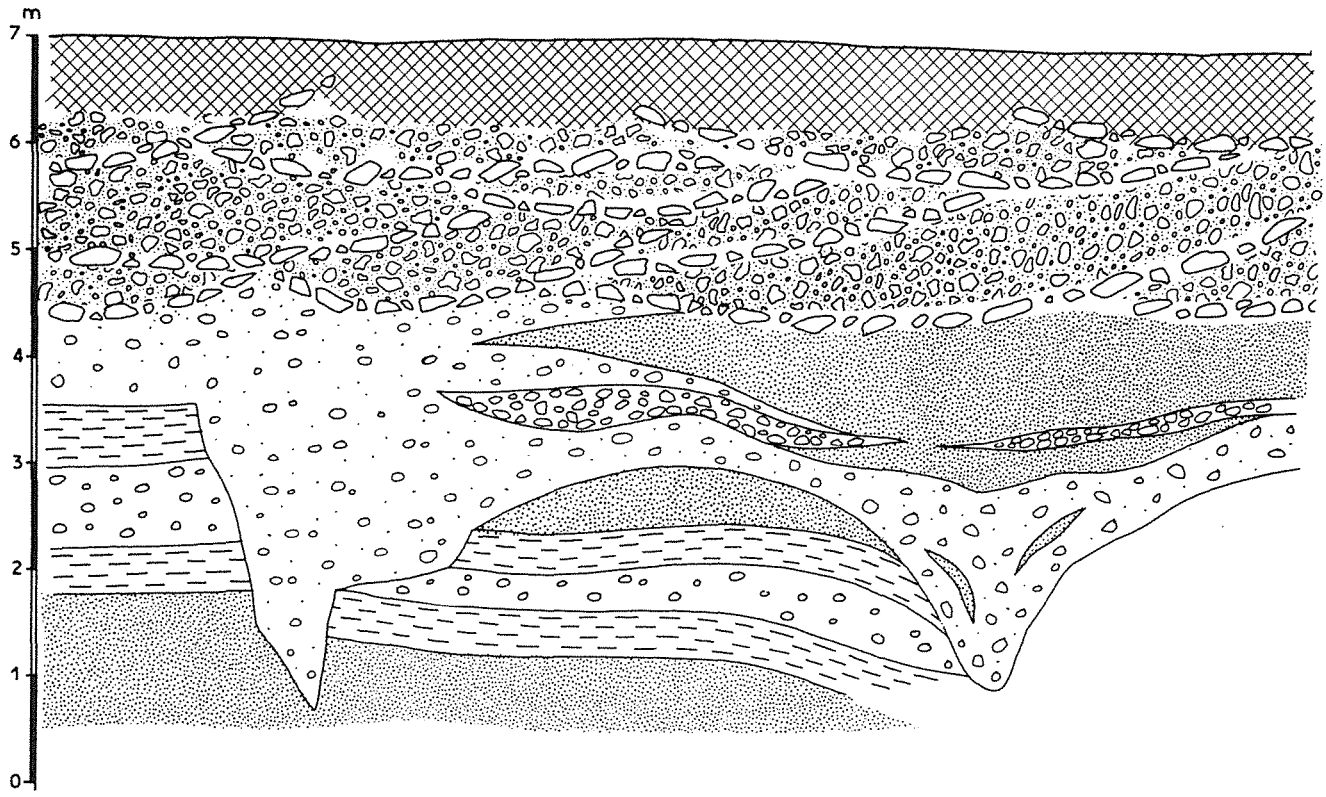


Fig.129 Coupe schématique dans la Terrasse de Domblans (Carrière Boudier)

- Vers le haut, un ensemble hétérométrique avec des figures sédimentaires de type stratification entrecroisée avec vastes chenaux à fonds très peu concaves. La base des chenaux est fréquemment masquée par une ligne de blocs émoussés reposant sur leur plus grande face et légèrement inclinés (vers l'amont ?). Une altération profonde, marquée par des limons argileux brun-rouge, affecte le sommet de cette fromation.

- En bas, un ensemble de texture plus fine (graviers sableux, sables grossiers, sables fins et limons) mais à structures sédimentaires complexes, se développe sur 4 à 5 m. L'irrégularité et la discontinuité des niveaux sédimentaires de la majeure partie de cet ensemble montrent que celui-ci a été largement perturbé et dérangé par des phénomènes post-sédimentaires. Les interruptions des niveaux à texture fine et leur décalage, l'intrusion vers le bas de niveaux grossiers et hétérométriques semblent indiquer que nous sommes en présence de phénomènes liés au dégel de blocs de glace morte incorporés au sédiment lors de son dépôt.

2.3. Le sondage de Baume (Fig. 126)

Au cours de la campagne de prospection ayant pour but la reconnaissance du gisement houiller au contact du Jura et de la Bresse, de nombreux sondages furent effectués dans la zone des lanières, sur le plateau lédonien et dans les reculées. L'un de ceux-ci, exécuté à " 1 km au Sud-Est de la vieille église " (JOURNAUX A., 1956, p. 304) a traversé 54,60 m d'alluvions et de tufs avant d'atteindre les marnes grises du Lias (BONTE A. et all. 1953). La coupe du sondage rapportée par A. JOURNAUX (p. 465) est la suivante :

Altitude de l'orifice : 315,47 m
Coupe :

1.	0 - 16,30	*Tuf éboulant à la base.*
2.	16,30 - 17,90	*Galets calcaires et tuf friable.*
3.	17,90 - 21,90	*Galets, sables et graviers.*
4.	21,90 - 22,22	*Gros galets.*
5.	22,22 - 24,50	*Sables et gros galets.*
6.	24,50 - 32,00	*Graviers et sables.*
7.	32,00 - 36,00	*Graviers et argile sableuse.*
8.	36,00 - 38,70	*Graviers avec petits passages d'argile de 0,30 et sables.*
9.	38,70 - 41,10	*Graviers et galets très gros avec passages d'argile de 0,10 à 0,15.*
10.	41,10 - 45,40	*Graviers avec argile et tuf.*
11.	45,40 - 50,00	*Galets très gros avec tuf et sables.*
12.	50,00 - 51,00	*Graviers et tuf.*
13.	51,00 - 54,60	*Argile grise avec gros galets de calcaire (alt. 260,87).*
14.	54,60 - 138,00	*Charmouthien.*

Schématiquement, un ensemble tufacé d'une vingtaine de mètres de puissance surmonte 30 m d'une formation grossière à gros blocs interrompue par quelques passées fines, sableuses et argileuses. Le tout repose sur 3 à 4 m d'argiles grises.

3) Synthèse stratigraphique et chronologique

L'examen des formations superficielles de la reculée de Voiteur - Baume-les-Messieurs et de son débouché nous permet de proposer une synthèse stratigraphique locale dans un cadre chronologique. Plusieurs étapes peuvent être distinguées (Fig. 126) :

Première étape : phase des moraines de St-Germain-les-Arlay (Gx 1), Le Louverot, Lavigny

Ces jalons morainiques échelonnés de Brery au Nord à Lavigny au Sud (Fig. 126) sont les témoignages d'un stade d'avancée glaciaire maximum. Les reliquats des formations morainiques sont trop réduits, trop altérés ou trop démantelés pour que leur faciès puisse être précisé. Le cône fluvio-glaciaire correspondant a été complètement détruit. Nous avons déjà eu l'occasion de signaler la disparition des alluvions calcaires issues du Jura dès leur contact avec les alluvions plio-villafranchiennes du complexe siliceux de la Forêt de Chaux.

C'est probablement à cette phase que l'on doit rattacher le surcreusement de Baume-les-Messieurs et son remplissage grossier (17,90 m à 51 m). Cette dépression importante a probablement été initialement occupée par un lac qui s'est comblé peu à peu.

Des tufs interglaciaires, rencontrés dans les 18 mètres supérieurs du sondage de Baume, viennent sceller ces dépôts et terminer ce premier cycle climatique.

Remarque :
Il est possible que ce cycle climatique soit perturbé par un épisode secondaire et postérieur, responsable du dépôt de la terrasse de 40-45 m (Fx 1) présente dans la reculée (Fig. 126) et à laquelle ne se rattache ni dépôt morainique à l'amont, ni placage alluvial vers l'aval. Les groizes bréchifiées qui scellent cette terrasse seraient immédiatement postérieures à cet épisode.

Deuxième étape : une phase alluviale importante s'emboîte dans les dépôts antérieurs au niveau de la reculée (terrasse de 20-25 m à Nevy) et dépose un cône fluvio-glaciaire important sur le faisceau lédonien et la Bresse : c'est la terrasse de Domblans (Fx 2). Aucun dépôt morainique correspondant à cette formation fluvio-glaciaire n'est décelable dans la zone amont des reculées. Nous verrons plus loin à quel stade glaciaire on doit rapporter cet épanchement.

Lors de la phase cataglaciaire associée, la nappe fluvio-glaciaire se creuse et lors du réchauffement climatique, d'importants dépôts de tufs se déposent en terrasse dans l'évidement ainsi créé. Ils apparaissent donc emboîtés dans la terrasse fluvio-glaciaire.

Troisième étape : elle concerne les dépôts récents : la nappe alluviale sur laquelle coule la Seille actuellement et les dépôts de tufs déposés en terrasse à l'extrémité des reculées principales et adjacentes.

F) La reculée de Lons-le-Saunier - Revigny et les dépôts du Jura méridional

Cette région est pauvre en formations glaciaires et para-glaciaires. D'un point de vue morphologique, une seule terrasse de 12-15 m domine le cours actuel de la Vallière, de Perrigny à Montmorot. Des dépôts morainiques sont localisés sur la première édition de la carte au 1/80.000, près du village de Villeneuve-sous-Pymont, à 2 km au Nord de Lons-le-Saunier. Mentionnons cependant qu'un sondage effectué à Conliège (cité par J.C. FRACHON, 1975) a recoupé 31 m de formations fluvio-glaciaires et fluvio-lacustres avant d'atteindre les marnes du Lias.

Dans le Jura méridional, les dépôts glaciaires et para-glaciaires sont également rares. Citons pour mémoire le dépôt conglomératique signalé par J. TRICART (1965) dans la vallée du Suran au Sud du village de Gigny-sur-Suran.

G) Les dépôts de plateau

Comme nous venons de le voir, l'essentiel des dépôts glaciaires et associés du complexe des moraines externes se localise au niveau de la retombée du Jura externe sur la Bresse ; cependant, un certain nombre de dépôts de ce type se localisent sur les plateaux entre ce front externe et le front des moraines internes. Nous distinguerons deux types de gisements : les comblements de dépressions préglaciaires (pré-rissiennes ?) et les lambeaux morainiques épars.

1) Les comblements de dépressions proglaciaires

1.1. La gouttière du Bief (Bru) de Corne

Au Sud-Ouest de la reculée d'Arbois, une vaste gouttière d'orientation sub-méridienne et d'origine probablement structurale s'allonge du village de la Chatelaine au Nord jusqu'à l'Ouest du village de Molain au Sud sur 6 km. De nombreuses exploitations anciennes permettent d'entrevoir l'aspect lithologique de son comblement (M. CAMPY, J.C. FRACHON et P. PETREQUIN, 1969). L'essentiel du dépôt est composé d'un ensemble détritique calcaire de type talus de progradation, avec alternance de niveaux hétérométriques et sableux (*Foreset beds*). Cet ensemble à fort pendage est recouvert par un niveau de 1 m de puissance et composé d'une blocaille hétérométrique interrompue localement par des lentilles sableuses (*Topset beds*). Surmontant cet ensemble détritique, une formation pédologique épaisse (limon et argile brune) comble de larges chenalisations creusées dans le substrat sablo-graveleux. La persistance de flaques d'eau à la base des exploitations nous incline à penser qu'un colmatage fin silto-argileux se situe sous les fractions grossières précédemment décrites.

Nous interpréterons les dépôts du Bru de Corne comme un remplissage de type lacustre proglaciaire comblant une dépression structurale du plateau calcaire, rendue imperméable soit par un placage de moraine de fond d'une glaciation précédente, soit par la présence du permafrost. La présence de la formation pédologique évoluée qui affecte cet ensemble témoigne en première analyse de son ancienneté.

1.2. La dépression de Crançot-Vevy

A 2 km au Sud-Ouest du village de Crançot et à 1,5 km au Nord-Ouest du village de Vevy (feuille au 1/50.000 de Lons-le-Saunier), au lieudit " La Croix des Tartres " (x = 852,3 y = 191,6) une dépression de 1 km² environ dans les calcaires du Bajocien inférieur est comblée de dépôts détritiques calcaires grossiers, dont nous avons suivi l'exploitation depuis une dizaine d'années. Deux ensembles lithologiques ont pu être distingués :

- à la base, sur une puissance de 3 à 4 m, un dépôt de type moraine de fond à gros blocs emballés dans une matrice très cohérente de silts sableux blancs calcaires.

- au sommet, un ensemble de 5 m de puissance montre des couches horizontales où alternent des niveaux hétérométriques à gros blocs et des niveaux à petits blocs et matrice sableuse avec stratifications entrecroisées.

Sur le substrat rocheux dégagé à la périphérie de l'exploitation, des stries et polis glaciaires attestent une direction Nord-Nord-Ouest (Nord 340°) des frottements.

Nous interpréterons les dépôts de la Croix des Tartres comme le remplissage de type fluvio-glaciaire d'une dépression colmatée par une moraine de fond antérieurement déposée. Ce comblement fluvio-glaciaire s'est probablement produit lors du recul des glaciers responsables du dépôt des moraines externes au sens large. On peut d'ailleurs suivre ce dépôt fluvio-glaciaire vers le Nord-Nord-Ouest, en direction de la tête de la reculée de Baume-les-Messieurs, où une petite exploitation découvre, sur 2 m de haut, des faciès similaires (x = 852,3 y = 192,9).

2) Les lambeaux " morainiques " épars

Dans cette vaste zone comprise entre le front des moraines externes à l'Ouest et le front des moraines internes à l'Est, on peut repérer une multitude de lambeaux de type morainique dont les affleurements, malgré leur mauvaise qualité, ne laissent aucun doute quant à leur origine. Nous les énumérerons brièvement du Nord au Sud, car les nouveaux levés géologiques au 1/50.000 les signalent rarement, alors que la plupart sont localisés sur les anciennes cartes au 1/80.000. Par commodité, l'énumération se fera en fonction du découpage des feuilles au 1/50.000 du Nord au Sud.

- Feuille au 1/50.000 ORNANS

1 - au Nord du village Les Prés de Vaire (x = 905 y = 236,8).
2 - au Sud du village d'Aubonne (x = 903 y = 233,6) cité par Ch. PASQUIER (opus cité).
3 - au Sud-Est du village d'Aubonne, carrière de la Morelle (x = 903,7 y = 233,6) étudiée par Ch. PASQUIER (opus cité).
4 - au Sud du village de Gorgon-Main, au lieudit " La Main " (x = 903 y = 231,9).
5 - au Nord-Ouest du hameau du Gros-Bugny (x = 906,2 y = 230,7).

- Feuille au 1/50.000 PONTARLIER

6 - au Sud-Ouest du village de Septfontaines (x = 884,2 y = 227).
7 - à l'Ouest du lieudit " Combe de Lachaux " (x = 892,2 y = 224,5).
8 - au Sud de Levier (x = 888,4 y = 222,9).
9 - à 3 km au Sud-Ouest du village de la Chapelle d'Huin (x = 890,1 y = 220,3).

- Feuille au 1/50.000 SALINS-LES-BAINS

10 - dans la région de Villeneuve-d'Amont, plusieurs placages représentant une surface de plus d'un km^2 colmatent une grande dépression argovienne.
11 - plus au Sud et en position morphologique comparable, quatre placages discontinus affleurent au voisinage du village de Lemuy.
12 - au Sud du village de Villers-sous-Chalamont (x = 882,8 y = 217).
13 - le flanc ouest de la Forêt de la Fresse au Sud de Chapois est tapissé de placages morainiques sur 5 km de long. Ces moraines anciennes ont contribué (avec le sous-sol argovien) à l'imperméabilité de cette zone, permettant l'installation du lac proglaciaire de l'Angillon, défini dans le chapître relatif au système des moraines externes.
14 - au débouché de la reculée des Nans, un bourrelet morainique important mais mal définissable (moraine terminale ?) supporte le village de Chapois. Les travaux d'installation d'un réservoir d'eau en novembre 1979 (x = 877,15 y = 210,8) nous ont permis de lui reconnaître un faciès de moraine de fond typique.
15 - la reculée des Nans est elle-même tapissée, particulièrement dans la région du hameau des Petits Nans, de placages morainiques remaniés superficiellement par des coulées de solifluxion.
16 - plus à l'Est, dans la Forêt des Moidons (x = 869,5 y = 211,7).
17 - dans la région du village de Molain, six placages discontinus représentent au total une superficie couverte d'environ 2 km^2.
18 - en direction de Poligny, une dépression structurale, la Combe des Prés Bergeret, est largement comblée par un remplissage de type lacustre proglaciaire, comparable à celui de la dépression du Bief de Corne évoqué précédemment.

19 - près de la tête de reculée de Vaux-les-Poligny (x = 860,7 y = 207,6).

Tous ces affleurements sont parfaitement cartographiés sur la carte de Salins-les-Bains (A. CAIRE, 1967). On peut considérer que c'est la seule carte récente du domaine jurassien dont les formations superficielles n'ont pas été négligées.

- Feuille au 1/50.000 POLIGNY

20 - à 2 km au Sud-Est du village de Chaussenans, au lieudit " Lavourat " (x = 860,7 y = 208,4).
21 - entre les villages de Barretaine et de Champvaux, une vaste butte oblongue constituée de blocs hétérométriques à matrice sablo-silteuse, d'un demi km^2 rappelle la butte de Villeneuve-d'Amont précédemment évoquée (x = 857,7 y = 207,5).
22 - au Sud du village de Champvaux (x = 858,7 y = 206,9).

- Feuille au 1/50.000 CHAMPAGNOLE

23 - la dépression de Besain, à l'Ouest de la côte de l'Euthe, dans le coin NW de la feuille, est tapissée de dépôts morainiques recouverts vers son centre par des placages tourbeux.

- Feuille au 1/50.000 LONS-LE-SAUNIER

24 - à 2 km au Nord du village de Le Fied (x = 857,9 y = 204,2).
25 - immédiatement au Nord de ce même village (x = 858,1 y = 202,7).
26 - à l'Ouest du village de Picarreau (x = 859,6 y = 200,8).
27 - à l'Ouest du village de Vevy (x = 851,9 y = 190,4).
28 - au Sud du village de Briod (x = 852 y = 188,7).
29 - à l'Est du village de Publy (x = 854,1 y = 186,7).
30 - au Sud du village de Verges (x = 855,7 y = 188,4).

- Feuille au 1/50.000 ORGELET

31 - entre les villages de Dompierre-sur-Mont au Sud-Ouest et de Marnezia au Nord-Est (x = 852 y = 180 et x = 852,5 y = 179,4).
32 - la bordure NE du bassin de la Thoreigne au Sud du village de Dompierre-sur-Mont, est tapissée sur plus de 2 km^2 par un placage morainique qui a probablement contribué à assurer l'étanchéité du lac proglaciaire würmien de la Thoreigne.
33 - au Sud du village de Chaveria (x = 847,5 y = 171,8).
34 - au Sud du village de Chatagna (x = 846,4 y = 170,2 et x = 846,3 y = 169,6).

Cette liste n'est probablement pas exhaustive. Elle traduit la présence de nombreux placages de glaciaire " ancien " correspondant probablement à des moraines de fond contemporaines du système des moraines externes ou à des moraines d'ablation déposées lors du retrait définitif de cette calotte glaciaire ancienne. Au cours de ce retrait, des dépressions ont été occupées par des lacs temporaires où se sont accumulés des dépôts de type proglaciaire lacustre (dépôt du Bief de Corne).

II. - LE PROBLEME DES BLOCS ERRATIQUES ALPINS

Nous avons vu le rôle important qu'avait constitué la présence de blocs alpins inclus aux moraines dans l'orientation des recherches relatives au Glaciaire jurassien. Cette présence, si elle ne fait aucun doute, a exagérément engagé les recherches anciennes vers la théorie d'une dépendance totale du glacier jurassien au glacier alpin. Et curieusement, rares sont les auteurs qui ont essayé tant soit peu d'étudier la nature pétrographique de ces blocs allochtones pour tenter de les relier à une origine alpine précise. La seule étude pétrographique quelque peu solide a été publiée dans le Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles par I. MULLER en 1969 (volume 59) à partir de galets alpins trouvés dans le remplissage de la grotte de Glandieu (Ain).

Nous avons tenté cette démarche avec la collaboration de M. ROSSY qui s'est chargé de l'étude pétrographique des galets et de leur origine possible.

A) Conditions de gisement des blocs erratiques alpins

A notre connaissance et malgré ce qu'un certain nombre d'auteurs ont écrit, nous maintenons *que les galets alpins n'existent que dans le système des moraines externes*. Les milliers d'affleurements observés et les nombreux prélèvements granulométriques effectués dans les dépôts glaciaires et paraglaciaires du système interne n'ont jamais révélé la présence de blocs pouvant être considérés avec certitude comme d'origine alpine.

Certains auteurs cependant (NUSSBAUM F. et GYGAX F., 1935) signalent la présence de blocs alpins très isolés dans du matériel jurassien à l'intérieur des moraines du complexe interne : cette présence peut s'expliquer par le remaniement des dépôts antérieurs.

1) Localisation

Les blocs alpins sont présents dans les moraines du complexe externe dans deux zones de la chaîne jurassienne :

- Dans la vallée de la Loue et sur les plateaux environnants (plateau d'Amancey au Sud, plateau de Saules au Nord). Vers le Nord, la présence de blocs alpins est régulièrement attestée sur les plateaux dans la région du Valdahon, du Russey, de Maiche. Au Sud de la vallée de la Loue, leur présence est certaine sur le revers NE du faisceau salinois (région de Déservillers), mais elle se perd plus au Sud dans la région de la vallée du Lison et des plateaux plus méridionaux.

- Dans la zone sud de la chaîne jurassienne, à partir et y compris dans la cluse de Nantua.

Entre ces deux zones, aucun bloc erratique d'origine alpine incontestable n'a été décelé dans les moraines et les dépôts associés du complexe des moraines externes.

2) Abondance et taille

Les blocs alpins ne se présentent pas toujours de la même manière par rapport à l'environnement sédimentaire. Plusieurs types de cas peuvent être reconnus :

- Grande abondance de galets alpins par rapport aux galets jurassiens, l'environnement sédimentaire s'apparentant à un faciès de type moraine d'ablation. C'est le cas de l'affleurement du plateau d'Amancey (x = 855,3 y = 233,1). C'est aussi le cas de l'affleurement découvert par M. DREYFUSS à Ornans (notice de la carte géologique d'Ornans, 1963). Cela doit également être le cas des affleurements morainiques situés à l'aval d'Ornans, rive gauche de la Loue, si l'on en juge par l'abondance des galets alpins remontés par les labours.

- Galets alpins épars dans les sédiments : c'est le cas le plus fréquent et en particulier dans la vallée de la Loue où toutes les coupes visibles font apparaître de manière irrégulière de un à cinq galets alpins sur un front de carrière de 100 m^2 environ. La fréquence des collectes fait évidemment diminuer leur nombre, mais d'une année à l'autre, on a retrouvé à peu près les mêmes quantités.

- Bloc erratique isolé : nous connaissons une quinzaine de ces cas, particulièrement fréquents sur le plateau d'Ornans, au Nord-Ouest du faisceau salinois et plusieurs cas très isolés dans la chaîne jurassienne : plaine du Drugeon à l'Est de Chaffois (gros blocs de gneiss), bordure ouest du lac de St-Point (énorme dalle de roche verte).

- Remplissage de réseaux karstiques anciens. Ces cas sont rares, mais ils existent. L'une de nos collectes parmi les plus fructueuses de la partie sud de la chaîne jurassienne se situe dans le remplissage karstique de la grotte dite de Burlandier s'ouvrant sur la face nord de la cluse de Nantua, au niveau du hameau de même nom. Ces blocs abondants, mêlés aux blocs d'origine locale, ont sans doute pénétré dans le karst à partir de la surface par l'intermédiaire des gouffres et des avens lors du retrait glaciaire. Ce piégeage a assuré leur conservation alors que les zones superficielles ne présentent plus de tels dépôts.

B) Nature pétrographique

Nous avons étudié systématiquement deux échantillonnages principaux : l'un situé dans la zone nord du Jura (affleurement d'Amancey N. AM), l'autre dans la zone sud au niveau de la cluse de Nantua, dans le remplissage karstique de la grotte du Burlandier (S. BUR). Une cinquantaine d'échantillons ont été ramassés, puis regroupés par famille pétrographique et étudiés sur une trentaine de lames minces. Par ailleurs, des blocs de roches *a priori* alpines ont été collectés dans les carrières, aussi bien dans la zone nord, par exemple dans la région d'Ornans (N. OR) que dans la zone sud dans la région d'Oyonnax (S. OY).

Les études pétrographiques (M. ROSSY) ont montré qu'il s'agissait essentiellement de roches magmatiques et métamorphiques affectées le plus souvent de rétromorphoses. Le but premier a consisté à déterminer les diverses paragenèses acquises par les roches au cours de leur histoire magmatique et/ou métamorphique, afin de tenter de localiser leur origine.

Les principaux types reconnus sont les suivants :

1) Echantillons prélevés dans le secteur septentrional (vallée de la Loue et plateaux voisins)

1.1. Roches granitiques s.l. parmi lesquelles les plus caractéristiques sont des granites à mégacristaux de feldspath potassiques (N. AM 2-8-10-14-15). La paragenèse originelle (orthose ou microcline perthitique, plagioclase, biotite, quartz, minéraux accessoires) est affectée plus ou moins nettement de rétromorphoses : le plagioclase est séricitisé et/ou saussuritisé, la biotite est chloritisée ; on note d'autre part des recristallisations : amas de biotites vertes, d'épidotes et de micas blancs dans les zones de cisaillement. Dans quelques échantillons, la présence de fines aiguilles de stilpnomélane dans des fissures de feldspath potassique est probable. Les roches sont d'autre part affectées de déformations dont l'importance varie selon les cas, mais qui se traduisent par une évolution vers une structure porphyroclastique, voire mylonitique : le plus souvent, les grands cristaux fracturés sont à bords arrondis dans une mésastase provenant de phénomènes de granulation et de recristallisation du quartz. Ces roches sont comparables avec certains granites des massifs cristallins externes du domaine helvétique (protogine du Mont Blanc par exemple). D'autres échantillons (N. AM 13) sont différents par leur texture panxénomorphe et leur caractère plus syénitique : orthose perthitique, rare plagioclase An 10, amphibole verte, biotite, sphène. Cette roche peu déformée présente toutefois des signes de rétromorphose (épidotisation du plagioclase).

1.2. " Roches vertes ", dont certaines appartiennent très probablement à un complexe ophiolitique : serpentinite à magnétite et reliques de pyroxène (N. AM 16), métadolérite dont la minéralogie actuelle est à amphibole vert pale, plagioclase saussuritisé, rare biotite (N. AM 9). Ces roches d'origine ophiolitique proviennent soit du domaine pennique ou de la nappe des Préalpes plus proches (région des Gets, Morzine). Les autres " roches vertes " sont des prasinites, roches métabasaltiques du faciès " schistes verts " et à texture schisteuse à actinote, albite, épidote, chlorite, sphène, quartz (N. AM 12). Ce métamorphisme est probablement alpin, mais l'origine géographique des roches est très difficile à préciser (domaine pennique, Préalpes ?).

1.3. Des granulites parmi lesquelles

. des granulites basiques (N. AM 1): pyriclasite à amphibole, à deux pyroxènes, plagioclase calcique, amphibole brune, rare biotite, minéraux opaques. Cette roche présente une texture granoclastique caractéristique à tendance polygonale.

. des granulites acides (N. AM 3) à grenat, sillimanite prismatique abondante, rare biotite, quartz rutile.

Il s'agit de roches provenant du métamorphisme de haut degré (faciès granulites) de sédiments (marnes, grès alumineux) à la base d'une croûte continentale. De telles roches sont connues dans les Alpes, dans le domaine austro-alpin de la zone d'Ivrea-Verbano ou de la nappe de la Dent Blanche.

1.4. Divers

. schistes à quartz-albite poecilitique, chlorite, biotite brun-vert, épidote (schistes lustrés ?).

. sédiments pratiquement non déformés : calcaires ou dolomies siliceuses, grès feldspathiques hétérogènes provenant sans doute de la couverture secondaire peu ou pas métamorphique du domaine helvétique.

2) Echantillons prélevés dans le secteur méridional (cluse de Nantua, région d'Oyonnax)

2.1. Roches granitiques s.l.

ex. : S BUR 11 : roche à texture panxénomorphe non déformée, à feldspath alcalin perthitique, plagioclase, biotite chloritisée, quartz, mica blanc secondaire.

2.2. Des " roches vertes ", parmi lesquelles

. des amphibolites probablement " hercyniennes " en partie rétromorphosées (plagioclase → saussurite ; amphibole I → amphibole actinolitique). A l'origine, ces roches avaient cristallisé dans les conditions de faciès amphibolitique (ex. S. BUR 5 à hornblende brun-vert, plagioclase, biotite, quartz, ilménite, sphène) ou de faciès épidote-amphitolitique (ex. S. BUR 2, 14 à hornblende verte, plagioclase, épidote, quartz, sphène, chlorite).

. des prasinites (S. BUR 3) à actinote, albite, épidote, quartz, sphène, carbonates.

. des roches appartenant à un ou des complexes ophiolitiques : gabbros (S. BUR 1) ou dolérite (S. BUR 13) à épidote, chlorite, grenat, actinote, mica blanc (S. BUR 1) ou actinote, épidote, quartz, Mgchlorite, grenat, sphène (S. BUR 13) gabbros rétromorphosés, à reliques d'amphibole brune et ilménite et paragenèse II à albite, actinote, clinozoïsite, chlorite, mica blanc, sphène, quartz (S. BUR 8).

. des roches voisines sont connues dans le massif ophiolitique des Gets dans la nappe des Préalpes (BERTRAND, 1971).

2.3. Des sédiments parmi lesquels on distingue des roches déformées : quartzite (S. BUR 7), schistes à chlorites, quartz, albite opaques, analogues à certains schistes lustrés (S. BUR 10) et des roches peu ou pas déformées :

. grauwackes (S. BUR 12).

. " grès " de type Taveyanne (S. BUR 6) : ce dernier échantillon est tout à fait caractéristique de cet ensemble détritique d'âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur (présence de Nummulite) : nombreux clastes d' " andésite " à pyroxène et amphibole verte, traces d'un métamorphisme (pimpulgite, albite, chlorite) dû à l'empilement des nappes. Ces roches ont été décrites dans le domaine helvétique (entre Arve et Giffre, région de Flaine et du synclinal de Thones (MARTINI 1968, SAWATZKI 1974).

3) Divers

- N. OR 1 : amphibolite de socle à hornblende verte, plagioclase, quartz, rutile (sphène), mica blanc.

- S. OY 1 : prasinite, métabasalte à faciès schistes verts avec albite poecilitique, actinote, chlorite, quartz, ilménite (sphène).

C) Conclusions

1) Origine des blocs erratiques

Bien que l'étude pétrographique ait porté sur un nombre limité de galets, il apparaît que les domaines alpins traditionnels sont tous représentés, mais de manière inégale :

- Les roches du domaine helvétique sont les plus nombreuses, représentant le socle cristallin anté-alpin (granite s.l., amphibolites, certaines prasinites) et sa couverture secondaire et tertiaire.

- Les roches du domaine pennique sont bien représentées. On notera qu'une partie de ces roches peut provenir de la nappe des Préalpes plus proche du Jura (d'une part assemblages ophiolitiques n'ayant pas subi le métamorphisme de hautes pressions - serpentinites, gabbros, dolérites, prasinites et d'autre part schistes lustrés).

- Enfin, on peut considérer que les assemblages granulitiques trouvés dans le gisement proche d'Amancey (secteur septentrional) proviennent du domaine austro-alpin.

Toutes ces roches alpines représentent donc des affleurements actuels de toute la haute vallée du Rhône à l'amont du lac Léman et éventuellement de la nappe des Préalpes. Il ne semble d'autre part pas y avoir de différences nettes de composition pétrographique entre les prélèvements septentrionaux (N. AM) et méridionaux (S. BUR).

2) Zones de pénétration du glacier alpin dans le domaine jurassien (Fig. 130)

Le front le plus externe du complexe des moraines externes est représenté, en ce qui concerne la présence ou l'absence de blocs erratiques alpins, par deux types :

- d'une part, les zones septentrionale (schématiquement la vallée de la Loue jusqu'à Ornans et les plateaux avoisinants) et méridionale (région de la cluse de Nantua et Glaciaire des Dombes) riches en galets alpins,

- d'autre part, une zone centrale représentant un front glaciaire de plus de 100 km (de l'Est de Bourg en Bresse à la vallée du Lison au Nord de Salins) absolument dépourvu de matériel alpin.

Ceci nous incline à penser que le glacier alpin ne débordait la chaîne jurassienne que dans ses extrémités. Le centre de la chaîne seulement, pourvoyeur de matériel jurassien, devait supporter un glacier d'origine locale, non pollué d'apports alpins.

Or, lorsqu'on considère la topographie de la chaîne jurassienne, on s'aperçoit que le relief le plus important est constitué par ce que l'on appelle " Les Monts Jura " au sens strict. Il forme une " barrière " de 80 km de long dont l'altitude ne descend pas en dessous de 1230 m et égrenant du Sud au Nord un chapelet de sommets tous supérieurs à 1500 m : Crêt d'Eau (1621 m), Crêt de la Neige - Reculet (1718 m), Colomby de Gex (1689 m), La Dole (1678 m), Mont Pelé (1532 m) et le vaste massif du Mont Tendre (1679 m). C'est ce relief compact qui a probablement constitué un butoir que le glacier rhodanien n'a pas pu franchir, et sur lequel s'est développée une calotte glaciaire locale ne véhiculant que de la glace locale qui érodait le substrat calcaire jurassien qu'elle déposait à sa périphérie occidentale.

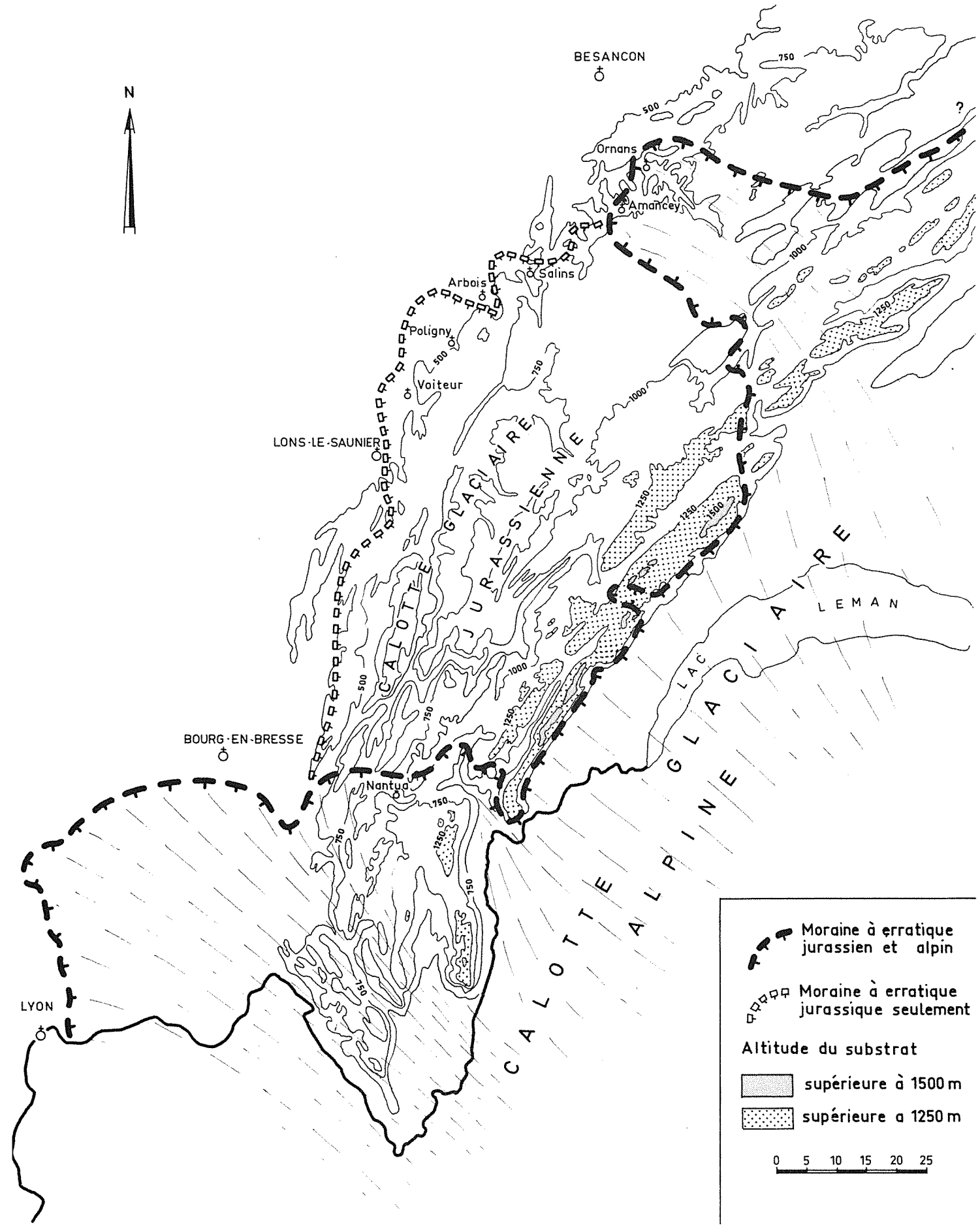


Fig.130 Rapport entre glaciaire d'origine alpine et glaciaire jurassien lors de la phase d'extension maximum (complexe des moraines externes)

Aux extrémités sud et nord de cette barrière, les massifs d'altitude supérieure à 1200 m existent, mais de manière isolée et de larges échancrures les séparent : cluse de Nantua et cluse du Rhône au Sud, col de Jougne (1000 m) entre Mont Tendre - Mont d'Or et le Mont Suchet, col de Sainte-Croix (1153 m) entre le Mont Suchet et le Mont Chasseron, val de Travers plus au Nord. C'est par ces zones plus basses que le glacier alpin a pu pénétrer, ennoyant les extrémités du croissant de la chaîne jurassienne et déposant les blocs erratiques alpins repérés sur les rebords méridionaux et septentrionaux. Ceci permet de situer l'altitude du sommet du glacier alpin au contact de la chaîne jurassienne aux environs de 1200 m.

Il est possible cependant que le glacier du Rhône ait franchi temporairement l'obstacle jurassien dans les échancrures les plus basses de la barrière évoquée précédemment. En effet, des galets alpins ont été signalés à l'intérieur de la chaîne jurassienne, dans le prolongement des cols de St-Cergues et de la Faucille (BOURGEAT 1895, 1899 et NUSSBAUM et GYGAX 1935). D. AUBERT (1965) signale également un bloc alpin à la combe Sambine près de Lamoura, que J. MUDRY et P. ROSENTHAL ont recherché en vain lors de leur travail de Thèse (1977).

De toute manière, les glaces autochtones (jurassiennes) et allochtones (alpines) devaient être évidemment en contact direct et plus ou moins coalescentes au niveau de ce contact qu'il est difficile de situer avec précision. La présence ou l'absence de galets alpins permet cependant de situer avec une grande certitude les flux glaciaires respectifs et leur origine.

III. - CONCLUSIONS : L'AVANT-DERNIERE GLACIATION, CARACTERISTIQUES, EXTENSION ET CHRONOLOGIE

Il peut paraître hasardeux de vouloir tenter de caractériser et de définir la glaciation responsable du complexe des moraines externes de la chaîne jurassienne. La collecte de coupes et de sondages exécutés au cours des dix dernières années peut sembler maigre et insuffisante pour tenter une synthèse. Conscients de ce fait, nous proposerons cependant un essai synthétique qui tentera une corrélation spatiale et chronologique des formations mises en évidence dans chaque vallée et chaque reculée en ayant parfaitement conscience de la fragilité de ce type de raisonnement, dont le seul mérite est de constituer une proposition écrite pouvant servir de base de discussion lors de futures recherches. *La rigidité des cartes et du tableau chronologique présentés* (Fig.131 et 132) *ne devra pas tromper le lecteur ; beaucoup de nuances devront être apportées à cette présentation synoptique.*

A) Essai de corrélation chronologique des formations étudiées (Fig.131)

Deux grands types de formations peuvent être distingués en ce qui concerne les environnements climatiques responsables de leur genèse :

- d'une part des formations nécessitant une compétence très grande des agents de transport (glaca ou eaux de fonte glaciaire) dans un environnement probablement de type glaciaire ou paraglaciaire (moraines et nappes fluvio-glaciaires).

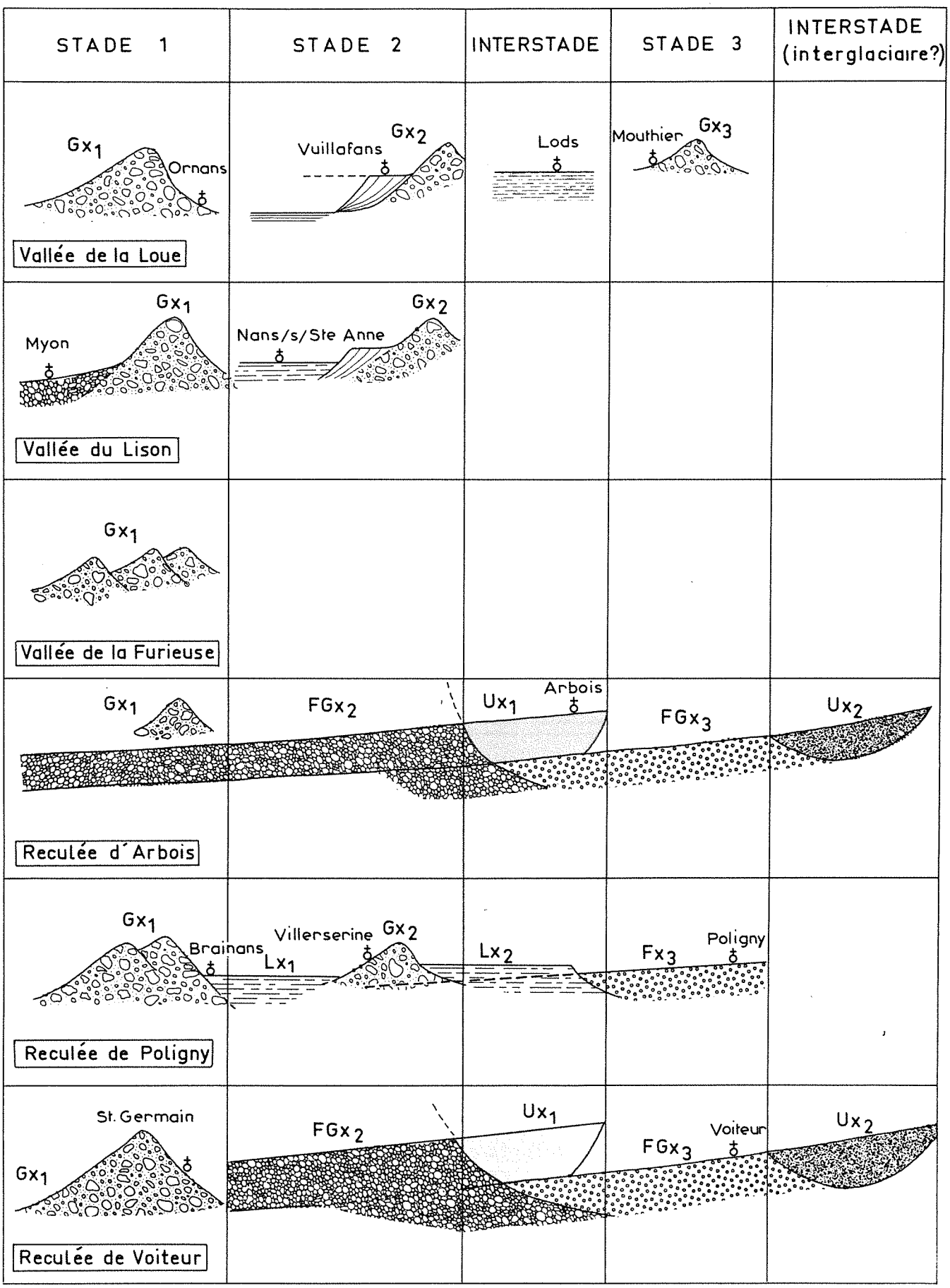


Fig.131 Essai de corrélation chronologiques des formations glaciaires et associées du complexe des moraines externes

- d'autre part des formations dont la genèse ne peut s'effectuer que dans un environnement plus favorable, de type interstadiaire ou interglaciaire tempéré (tufs et dépôts lacustres à débris organiques abondants).

Trois stades glaciaires et périglaciaires peuvent être mis en évidence sur la bordure externe de la chaîne jurassienne à partir de l'étude du complexe des moraines externes. Des phases plus tempérées avec dépôts lacustres et formations de tufs succèdent à chacun de ces stades, sauf en ce qui concerne le premier. Aucun dépôt de type interstadiaire ne peut raisonnablement être défini comme succédant au premier stade froid. Voyons successivement dans l'ordre chronologique ces différentes phases.

Stade 1 : *C'est le stade du maximum glaciaire reconnu*

Les dépôts morainiques correspondant à la phase du maximum sont présents au débouché de chaque vallée et de chaque reculée (GX 1). Il est logique de les synchroniser. Bien représentés dans la vallée d'Ornans, au débouché des reculées de Salins, de Poligny et de Voiteur, ils sont par contre beaucoup plus discrets dans la vallée du Lison et au débouché de la reculée d'Arbois. Outre leur position géographique et topographique, plusieurs critères témoignent de leur ancienneté :

- En bord d'abrupt, ils sont toujours recouverts par des dépôts de solifluxion ou des groizes (Forêt de Fertans, Mont Begon).
- Les matériaux originels sont très altérés et souvent recouverts de limons probablement polygéniques (éoliens, lacustres ...).
- Ils se présentent sous des formes molles ayant perdu tout relief initial.
- Les nappes fluvio-glaciaires auxquelles ils n'ont pas manqué de donner naissance ont complètement disparu.

L'extension de ce stade maximum ne peut pas être définie géographiquement avec précision. En effet, les faciès morainiques reconnus ne peuvent être considérés comme représentant strictement les moraines frontales délimitant le bord le plus externe de l'avancée glaciaire. L'extension proposée ici tient compte des dépôts morainiques (pris dans un sens large) les plus occidentaux, c'est-à-dire les plus externes par rapport au massif jurassien.

Ce stade glaciaire est essentiellement reconnu par des dépôts morainiques et, parmi ceux-ci, les mieux identifiés sont situés au débouché de la reculée de Voiteur-Baume les Messieurs, près du village de St-Germain-les-Arlay.

→ Stade de St-Germain-les-Arlay

Les formations contemporaines sont présentes sur tout le versant occidental du Jura central (Fig. 131).

Stade 2 : *Il est marqué par une accumulation morainique* (GX 2) *en retrait par rapport à la précédente (moraines de Vuillafans, de Nans /s/ Ste-Anne et de Villerserine) ou par une nappe fluvio-glaciaire* (FGX 2) *perchée (reculées d'Arbois et de Voiteur)*. Au cours de cette période, dans les surcreusements (bassin de l'Isle aux Prêtres dans la vallée de la Loue et bassin de Nans /s/ Ste-Anne) s'établissent des lacs barrés vers l'aval par les moraines du premier stade.

Le retrait glaciaire provoque l'éboulement de Lods derrière lequel s'établit une retenue d'eau qui se comble au cours d'une période tempérée qui peut être considérée comme une période interstadiaire. C'est aussi à cette période interstadiaire que nous rattachons, vu leur position, les tufs présents dans les reculées d'Arbois et de Voiteur.

Les dépôts les mieux représentés de ce stade glaciaire se trouvent dans la vallée de la Loue à l'amont du village de Vuillafans.

→ Stade de Vuillafans

Les formations contemporaines de ce stade sont, soit des moraines s.l. (Nans/s/Ste-Anne, Villerserine), soit des cônes fluvio-glaciaires (Arbois, Domblans), soit des remplissages lacustres proglaciaires (bassin de l'Ile aux Prêtres entre Ornans et Vuillafans, bassin de Nans/s/Ste-Anne).

C'est au cours d'une phase de réchauffement imméiatement postérieure que les tufs de Baume-les-Messieurs et d'Arbois se seraient édifiés.

Remarque :De nombreux surcreusements glaciaires ont été reconnus dans les reculées du Jura externe. Les quelques sondages effectués dans ces zones ont souvent traversé plusieurs dizaines de mètres (45 m à l'amont d'Ornans, 13 m à Nans /s/ Ste-Anne, 25 m à Salins, 31 m à l'aval de Poligny, 55 m à l'amont de Baume-les-Messieurs, 31 m à Conliège) de sédiments lacustres ou fluviatiles. Il est probable que beaucoup d'autres existent,mais n'ont pas encore été repérés. L'intérêt économique de ces formations est très grand : ils représentent des réservoirs d'eau potable importants piégés dans les marnes du Lias et drainant une bonne partie des eaux infiltrées dans les calcaires des plateaux environnants (études en cours de M. CAMPY et J.P. METTETAL du S.R.A.E. de Franche-Comté).

Stade 3 : Il n'est présent sous forme de *dépôts morainiques* qu'au niveau de la vallée de la Loue par les moraines de Mouthier.

→ Stade de Mouthier

Non reconnu dans les vallées du Lison et de la Furieuse, ce stade est représenté par des *nappes fluvio-glaciaires importantes* (FGx 3) dans les reculées méridionales : cône de Poligny et terrasse de Voiteur. Ces dépôts grossiers sont toujours surmontés par une formation pédologique importante très colorée. Par ailleurs, une série de tufs s'emboîte (reculées d'Arbois et de Voiteur) dans cette nappe. Ces deux dernières observations nous inclinent à placer une phase de réchauffement majeure immédiatement postérieure à ces dépôts (interglaciaire ?)

B) Extension et caractéristiques de la glaciation responsable du dépôt du complexe des moraines externes (Fig. 132)

La reconstitution paléogéographique présentée n'est qu'une interprétation. *Elle n'en demeure pas moins à nos yeux une hypothèse solide à la lumière des observations effectuées depuis une dizaine d'années.*

A l'examen de cette proposition spatiale, et de manière complémentaire, nous proposons quelques commentaires :

- Le stade maximum n'atteint le rebord occidental du Jura (soit une altitude voisine de 280 m) qu'entre Salins au Nord et la reculée de Lons-le-Saunier au Sud. Il semble donc que *cette zone corresponde au centre de la calotte*, là où la

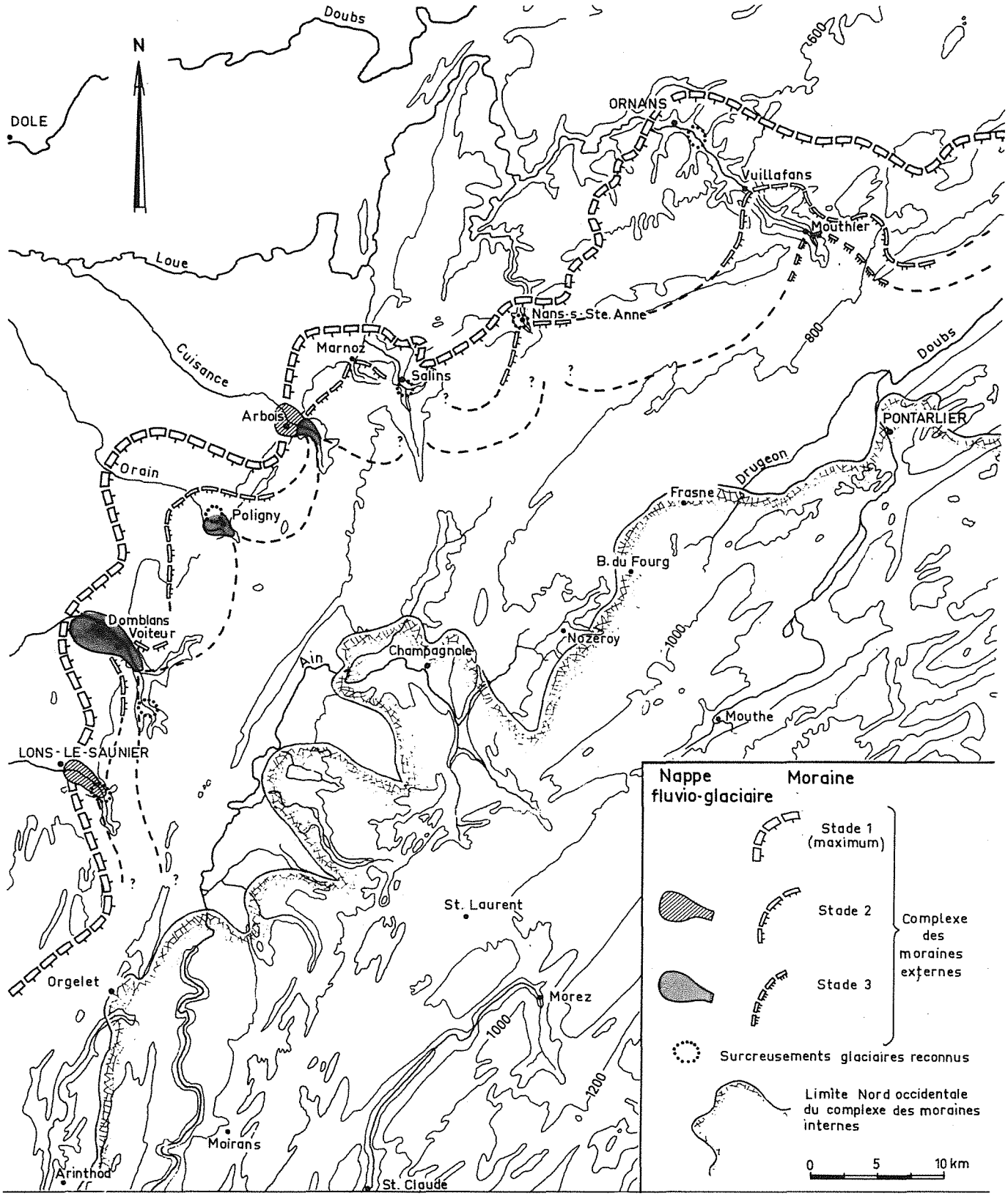


Fig.132 Essai paléogeographique : L'avant dernière glaciation sur la bordure occidentale de la chaine Jurassienne

glace était la plus épaisse. De part et d'autre, la calotte dépose ses moraines bordières à des altitudes plus hautes : 450 m sur le plateau d'Amancey entre la vallée de la Loue et la vallée du Lison, et de plus en plus haut au fur et à mesure que l'on se dirige vers la marge nord-est : 600 m au Nord de la vallée de la Loue, 750 m dans la région de Valdahon, 850 m dans la région de Maiche (voir la carte de R. HANTKE, 1978).

Au Sud de Lons-le-Saunier, dans la région de la " petite Montagne ", les rares témoignages (Gigny/s/Suran, Arinthod) se trouvent à des altitudes relativement basses (340 à 420 m), mais les faciès de ces formations sont plus fluvio-glaciaires que franchement glaciaires. Ils représentent donc probablement des restes de cônes situés bien à l'aval du front glaciaire.

- Il est probable que les dépressions topographiques que constituent *les reculées* (Lons-le-Saunier, Voiteur, Poligny, Arbois, Salins) et *les vallées* (Lison, Loue et affluents de rive gauche) ont joué un rôle dans *la concentration et la conduite des langues glaciaires de bordure*. La localisation des surcreusements connus (Fig.) prouve que celles-ci ont *largement emprunté ces couloirs naturels*. Cependant, si la relation entre reculée et flux glaciaire se vérifie souvent (reculées de Voiteur, de Salins) certaines reculées, comme celle d'Arbois, possèdent à notre connaissance peu ou pas de faciès franchement morainiques, et par contre, une échancrure bien minime, comme la reculée de Poligny, a manifestement été empruntée par un courant glaciaire important, si l'on en juge par l'abondance des moraines cartographiées à l'aval de son débouché. Il faut bien entendu être prudent quant à la relation entre l'importance du flux glaciaire et l'estimation quantitative des formations glaciaires : certaines zones ont pu subir une dégradation érosive plus importante que d'autres. Il faut cependant souligner que si les dépôts glaciaires et paraglaciaires sont plus conséquents aux débouchés des reculées, ils sont aussi présents entre ceux-ci, et montrent souvent dans ces zones des faciès plus morainiques : les évacuations postérieures ont préférentiellement emprunté les reculées et y ont bousculé les dépôts antérieurs.

- Les trois stades définis précédemment et corrélés de vallée à vallée sont représentés spatialement. Comme nous pouvons le voir, beaucoup d'inconnues persistent. Une chose est cependant certaine : un vaste " no man's land " d'une vingtaine de kilomètres existe entre les dépôts les plus internes du complexe des moraines externes et le front morainique interne. A part les quelques dépôts interprétés comme des reliquats morainiques de fond ou des remplissages de cuvette lacustre signalés précédemment, *aucun front morainique " intermédiaire " marquant une stabilisation notoire du glacier ne peut être decelé*. En d'autres termes, aucun indice de " Würm ancien " sous forme de front morainique intermédiaire n'est décelable entre les deux complexes morainiques.

- Une remarque d'ordre général s'impose : lorsqu'on compare la fraîcheur des formes glaciaires du complexe des moraines internes au démantèlement et au caractère relictuel du complexe des moraines externes, on a un aperçu de *l'intensité érosive qui affecte les dépôts glaciaires anciens*. Ceux-ci sont rapidement bousculés et partiellement détruits par le temps et d'autant plus à notre avis, qu'ils subissent l'agression d'un environnement périglaciaire.

CHAPITRE X

LE COMPLEXE DES MORAINES INTERNES

INTRODUCTION

Sous cette appellation, nous regrouperons non seulement l'ensemble des dépôts d'origine franchement glaciaire (morainiques au sens strict), mais également les dépôts associés de près ou de loin aux phénomènes glaciaires : fluvio-glaciaires, glacio-lacustres, périglaciaires.

C'est sur le versant occidental de la chaîne jurassienne que nous avons réalisé l'essentiel de nos observations, dans une zone qui va de la région de Nantua au Sud, à la région de Pontarlier au Nord, c'est-à-dire sur une surface d'une centaine de kilomètres de long sur 15 à 20 km de large. L'intérieur de la chaîne jurassienne présente des dépôts glaciaires aux faciès beaucoup plus monotones et leur étude apporte moins de renseignements sur le type et la chronologie de la dernière glaciation.

Nous examinerons successivement :

- La description et la disposition des formations glaciaires et paraglaciaires dans les grandes régions naturelles du rebord occidental de la chaîne jurassienne (combe d'Ain au centre, plateau de Nozeroy et région de Pontarlier au Nord, vallée de la Valouse au Sud jusqu'à son confluent avec l'Ain, vallée de la Bienne, et très sommairement le secteur extrême Sud jusqu'à la cluse de Nantua).

- Les caractères sédimentologiques des principaux ensembles faciologiques (moraines, dépôts deltaïques, lacustres, fluvio-glaciaires).

- Enfin, nous tenterons de reconstituer l'environnement glaciaire au moment du dépôt des moraines externes et la chronologie de cette avancée glaciaire et de ses pulsations.

I. - LES DEPOTS GLACIAIRES ET ASSOCIES DU REBORD OCCIDENTAL DE LA CHAINE JURASSIENNE

A) La Combe d'Ain et les vallées affluentes :

La combe d'Ain est une vaste dépression d'orientation générale Nord Est - Sud Ouest (c'est-à-dire parallèle aux principales directions structurales dans cette zone de la chaîne jurassienne) s'étendant de Crotenay au Nord à Largillay au Sud sur une trentaine de kilomètres pour une largeur qui va de 2,5 km au niveau de Crotenay à 6 km au niveau de Largillay (Fig. 133).

- Morphologie

Morphologiquement, elle est limitée vers l'Ouest par l'accident complexe de la côte de l'Euthe (ou Leutte ou l'Heute) qui forme un relief assez conti-

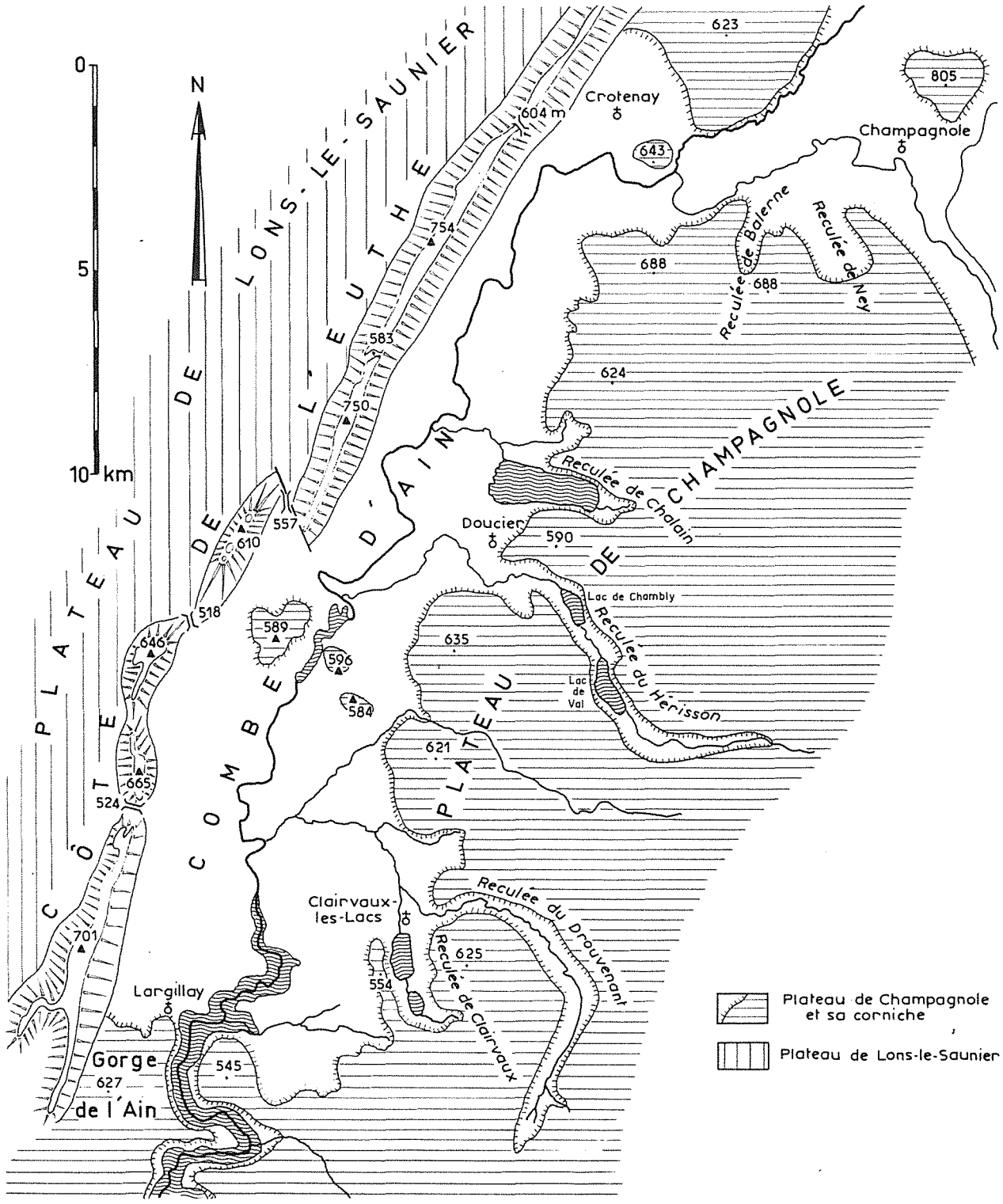


Fig.133 La Combe d'Ain dans son contexte morphologique

nu pouvant atteindre 750 m, mais dont l'altitude moyenne est voisine de 650 m avec quelques petits cols empruntés par les principales routes (du Nord au Sud : col de Crotenay : 601 m, col de Mirebel : 583 m, col de Chatillon : 557 m, col de Verges : 518 m, col de Nogna : 524 m). Vers l'Est, la combe d'Ain est limitée par le rebord occidental du plateau de Champagnole dont la corniche calcaire se situe aux environs de 600-650 m, c'est-à-dire qu'elle domine la combe de 100 à 150 m. Le plateau de Champagnole est entaillé de nombreuses reculées dont la longueur entre la tête de reculée et le débouché dans la combe varie entre 1,5 km et 7 km. Ce sont, du Nord au Sud, les reculées de Ney (2 km), Balerne (1,5 km), Chalain (2 km), du Hérisson (7 km), du Drouvenant (6,5 km), Clairvaux (2,5 km). Des lacs occupent (Chalain, Chambly, Val, Clairvaux) ou ont occupé (Ney, Balerne, La Frasnée) ces dépressions. Quelques buttes-témoins du plateau de Champagnole émergent des formations récentes de la combe dans la zone nord (Butte du Montsogeon (643 m) et dans la zone moyenne séparant une combe d'Ain nord droite d'une combe d'Ain sud large. Ce sont le Grand Mont Lyon (589 m), la Butte de St-Sorlin (588 m) et la Motte de Gourdaine (584 m). La rivière d'Ain draine la combe du Nord au Sud et reçoit la plupart de ses affluents de rive gauche, son bassin d'alimentation s'étalant largement vers l'Est au plateau de Champagnole, alors que vers l'Ouest, le bassin d'alimentation est limité par la crête topographique de la cote de l'Euthe. A partir de Largillay, l'Ain s'engage dans une gorge étroite, véritable canyon, dont le dénivelé entre le sommet de la falaise et le cours de la rivière dépasse souvent 150 m.

- Le substrat : données lithologiques et structurales (Fig. 134)

La dépression de la combe d'Ain semble avoir une cause lithologique ; en effet, elle est creusée dans l'étage oxfordien de faciès argovien très épais dans cette zone (environ 200 m) et constitué par une alternance monotone de calcaires marneux et de marnes gris-bleuâtre. Vers le haut, ce faciès devient plus détritique et passe assez brutalement aux faciès coralligènes attribués au Rauracien,qui forment la corniche bordant la combe d'Ain vers l'Est. C'est dans cette corniche que sont entaillées les multiples reculées qui découpent le plateau de Champagnole et qui sont souvent occupées par les lacs qui rendent cette région si pittoresque. La série calcaire se continue par les faciès micritiques du Séquanien qui constituent l'essentiel des affleurements sur le plateau de Champagnole. Le pendage général de cette série est, au niveau de la combe d'Ain, faiblement incliné vers le Sud-Est (5 à 10°). Par contre plus au Sud, ce pendage s'inverse et devient plus fort au niveau des gorges de l'Ain et cette inversion provoque l'enfoncement des marno-calcaires de l'Argovien : les corniches surplombant les gorges sont entièrement constituées par les calcaires du Rauracien, Séquanien et même Kimméridgien plus au Sud. *C'est cette disposition structurale qui est probablement responsable de la dualité morphologique entre combe au Nord et gorge au Sud.*

Vers l'Ouest de la combe, les assises du Jurassique moyen se relèvent progressivement et leur contact avec le plateau monoclinal de Lons-le-Saunier est marqué par l'accident complexe de la cote de l'Euthe, chevauchant vers l'Ouest au Sud et prenant plutôt une structure de pincée vers le Nord (M. MATHIS, 1973).

La combe d'Ain est complètement remplie jusqu'à 530 m d'altitude environ de formations quaternaires, principalement glaciaires et paraglaciaires. L'Ain coule le plus souvent sur les varves glacio-lacustres et ce n'est que très rarement qu'il atteint le substrat jurassique (Bathonien de Pont du Navoy au Saut de la Saisse et Callovien dans le fameux gisement fossilifère de Blye). Par contre, entre Chatillon et le barrage artificiel de Blye-Liefnans, il s'écarte des formations quaternaires pour mordre sur les faciès argoviens et rauraciens qu'il entaille largement.

La combe d'Ain a constitué un réceptacle providentiel pour les dépôts glaciaires et paraglaciaires de la dernière période froide. La diversité des faciès, la clarté des formes, l'abondance des affleurements ont permis de reconstituer avec de bonnes

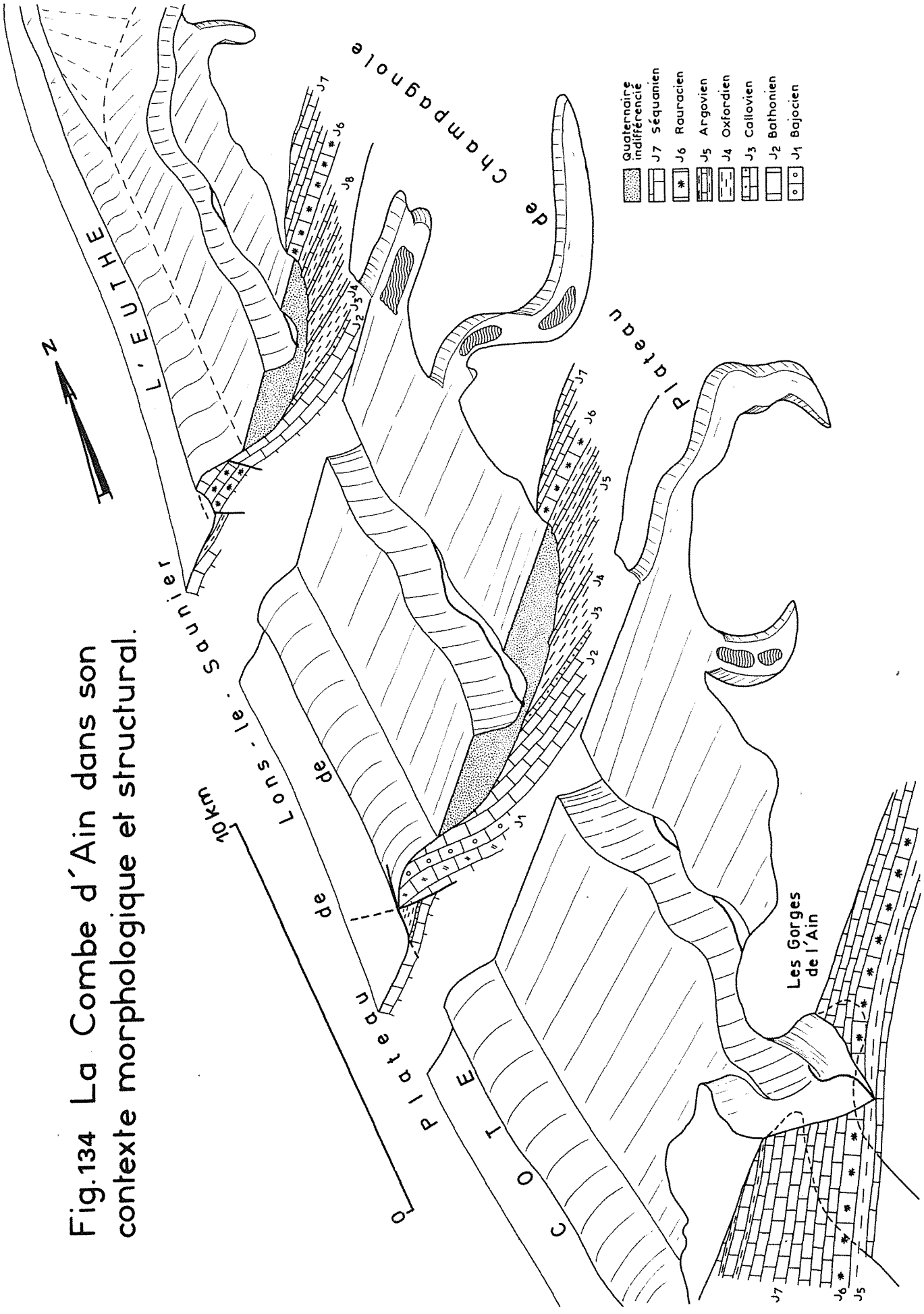


Fig.134 La Combe d'Ain dans son contexte morphologique et structural.

certitudes la paléogéographie de la bordure glaciaire et, de ce fait, de reconsidérer l'image globale que les auteurs précédents avaient donnée du glacier jurassien.

Nous allons très rapidement présenter les formations glaciaires de cette zone naturelle.

1) La Combe d'Ain s.s.

1.1. Les grandes unités morphologiques et lithologiques

Entre le rebord du plateau de Champagnole à l'Est et la côte de l'Euthe à l'Ouest, des unités morphologiques et lithologiques peuvent être distinguées et corrélées du Nord au Sud de la combe. En partant de la rivière d'Ain qui draine la combe sur un dénivelé de l'ordre de 40 m et 30 km, il est aisé de distinguer les unités suivantes (Fig. 135 et 136) :

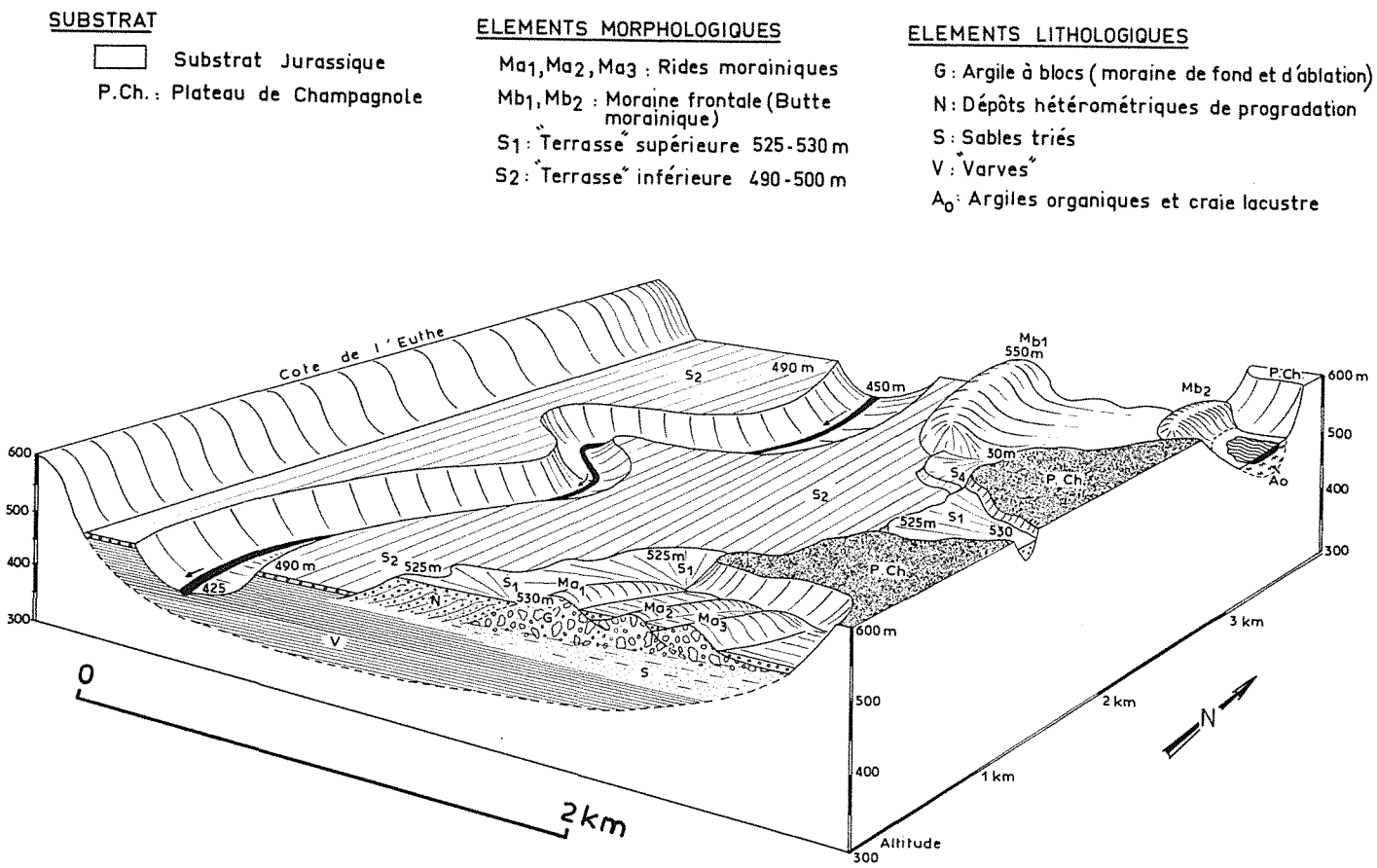


Fig.135 Les grandes unités morphologiques et lithologiques dans la Combe d'Ain

1ère cas : Rides morainiques en retrait par rapport au lac proglaciaire.

- S 2 : Terrasse inférieure : C'est un très beau replat monotone assez régulier lorsqu'il n'est pas érodé par les affluents de rive gauche de l'Ain. Il se situe entre 490 et 500 m et une étude topographique précise nous a montré qu'il présentait une pente très douce (5 m sur 2 km) d'Est en Ouest de la reculée. Les grands arrachements au flanc de la vallée de l'Ain ont permis de déterminer la nature lithologique de cette terrasse : il s'agit essentiellement de laminite (" varves ") silteuse contenant des blocs de calcaires isolés. Nous l'avons considérée comme une formation lacustre (Bottomset beds) à blocs probablement apportés par des radeaux de glace (dropstones). Localement, les formations fines sont masquées par une couverture de galets le plus souvent peu épaisse (0,80 m) mais pouvant atteindre 1,80 m à Blye par exemple.

- S 1 : Terrasse supérieure : Dominant la précédente de 30 à 40 m, la terrasse supérieure est surtout présente contre le flanc Est de la combe d'Ain où elle s'appuie directement contre la corniche calcaire du plateau de Champagnole ou contre les édifices morainiques. Sa pente s'abaisse régulièrement de l'Est (530 m) vers l'Ouest (525 m). Elle est interposée entre la terrasse inférieure et les rides morainiques dans le cas où ces dernières sont en retrait par rapport aux dépôts varvés (Fig.135, cas 1). Par contre, elles sont latérales par rapport aux moraines lorsque celles-ci débordent dans le domaine lacustre proglaciaire (Fig.136, cas 2). Leur présence en bordure du plateau, sans dépôt morainique à l'amont, semble s'expliquer par des apports de chenaux proglaciaires drainant les fontes des marges glaciaires situées beaucoup plus à l'amont. Lorsque la morphologie de l'abrupt aval est préservée, le bord de cette terrasse est clairement festonné.

ELEMENTS MORPHOLOGIQUES

M : Butte morainique

S_1 : "Terrasse" supérieure 525-528 m

S_2 : "Terrasse" inférieure 499-505 m

S_{3a}-S_{3b} : Terrasses lacustres de fond de reculée

ELEMENTS LITHOLOGIQUES

G : Argile à blocs à niveau varvés déformés

Vb : "Varves" à blocs V : "Varves"

N : Dépôts hétérométriques de progradation

A_o : Argiles organiques et craies lacustres

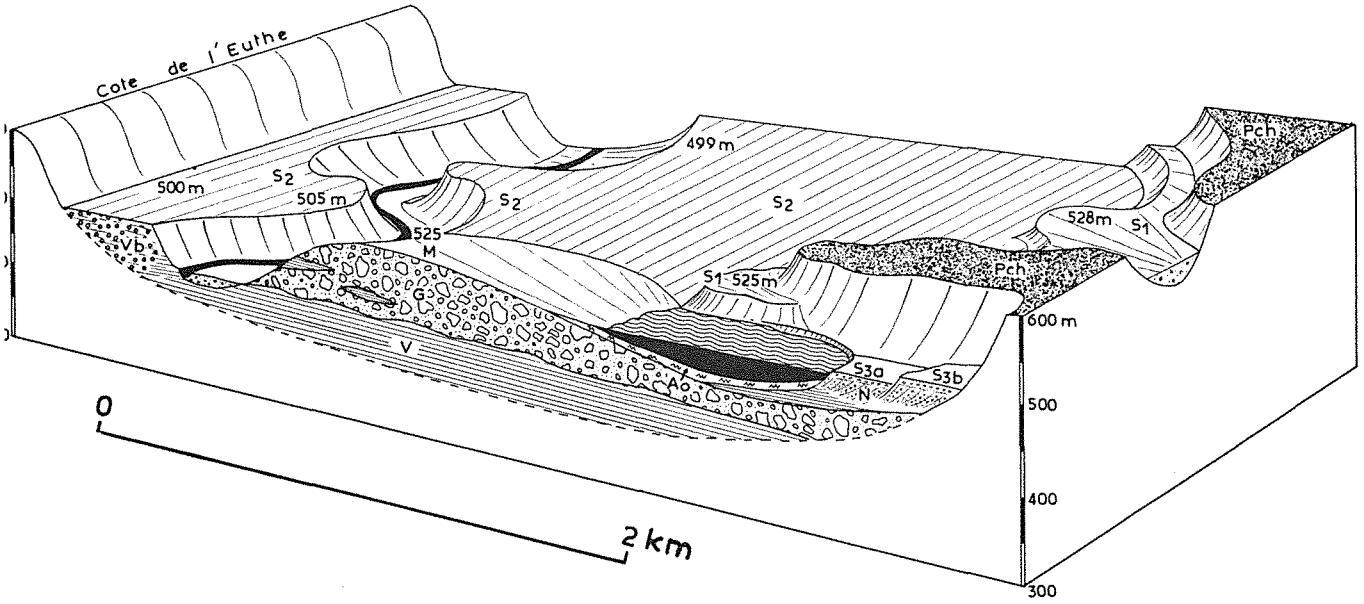


Fig.136 Les grandes unités morphologiques et lithologiques dans la Combe d'Ain

2e cas : Frange glaciaire débordant dans le domaine lacustre pro-glaciaire

Lithologiquement, la haute terrasse est typiquement formée de dépôts grossiers à graviers alternant avec des couches sableuses régulièrement inclinées de 20 à 30° vers l'aval (Foreset beds), surmontées d'un dépôt identique mais horizontal (Topset bed).

Cette terrasse peut être considérée comme une terrasse lacustre constituée d'un dépôt deltaïque de type dépôt de progradation. La régularité de sa présence et de l'altitude de son replat à 530 m du Nord au Sud de la combe d'Ain est la preuve de l'existence d'un vaste lac proglaciaire.

- M : Les rides et buttes morainiques

Dans le premier cas (Fig.135), la haute terrasse se raccorde vers l'amont à un ensemble de rides morainiques (Ma1, Ma2, Ma3), globalement parallèles au grand axe de la combe d'Ain, c'est-à-dire traduisant une polarité Est-Ouest du glacier. Lithologiquement, ces rides sont faites de matériel hétérométrique de type argiles à blocs avec une matrice assez grossière lui conférant un faciès de type moraine d'ablation. Chaque ride est séparée de la suivante et de la précédente par un petit replat à éléments sablo-graveleux triés. Les faciès hétérométriques passent vers le bas à des sables grossiers non lités très bien triés, puis aux faciès varvés reconnus plus à l'aval. *Il semble donc que les langues glaciaires aient chevauché lors de l'extension maximum les dépôts lacustres déposés antérieurement.*

Dans le deuxième cas (Fig.136) les dépôts d'argiles à blocs passent sans transition aux dépôts varvés très enrichis en dropstones, surtout vers le haut de la formation. Interstratifiés dans les argiles à blocs, des niveaux varvés présentent des figures de compression de type glacitectonique. Morphologiquement, les dépôts à blocs se présentent comme une vaste butte aux pentes douces. *Ce type de dépôts morainiques est, à notre avis, à situer dans les dépôts morainiques de type subaquatique* (Waterlain-Till de A. DREIMANIS, 1978) *la langue glaciaire se déversant directement dans le lac proglaciaire.*

- Dépôts accessoires

. Dépôts deltaïques : S3a, S3b. Au fond des reculées entaillant le plateau de Champagnole, des terrasses de type lacustre (delta à structure de progradation) dominent les lacs actuels de 5 à 10 m. Leur position élevée par rapport au niveau actuel du lac témoigne de l'existence d'un lac ancien de plus haut niveau.

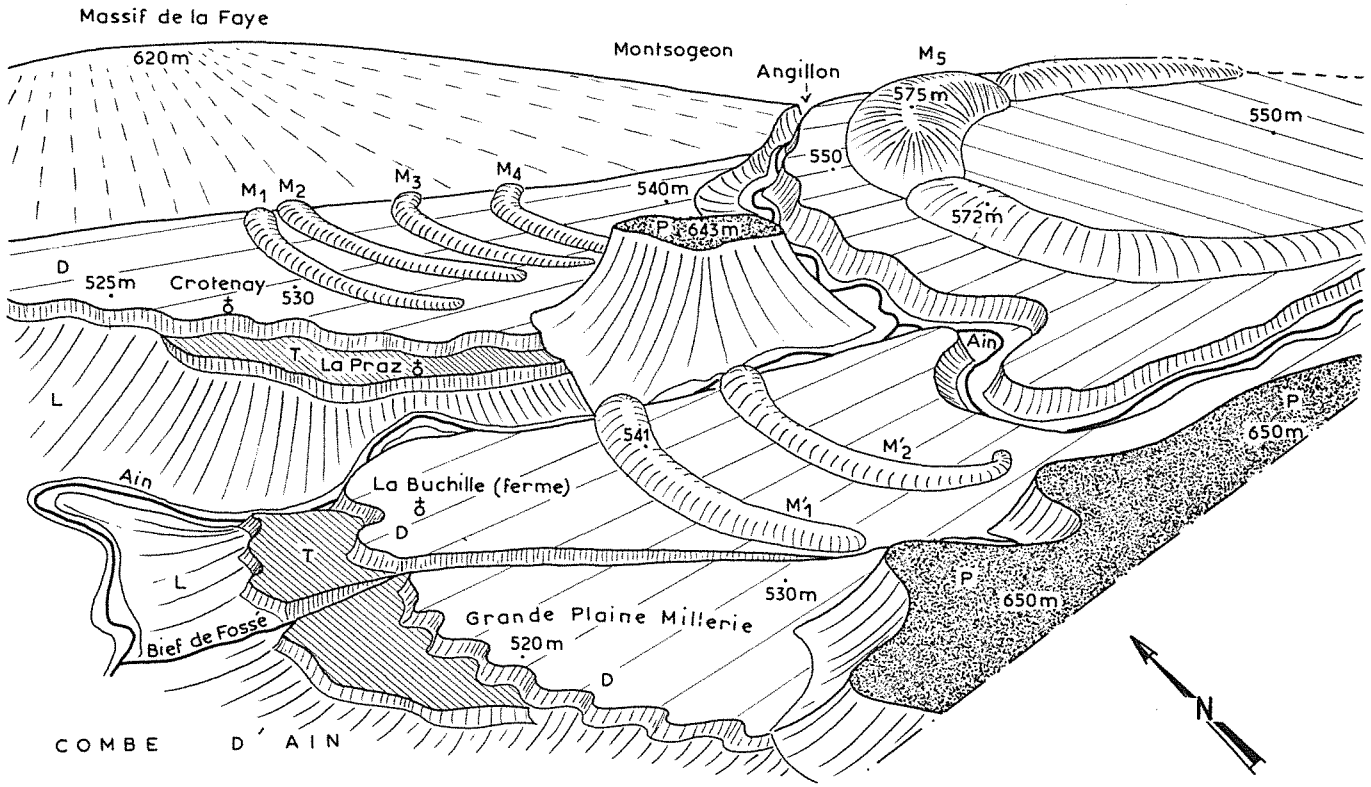
. Argiles organiques et craies lacustres : Ao. Surmontant les dépôts morainiques ou les varves, des dépôts foncés (de type Gyttja), souvent recouverts de craies lacustres, constituent le sous-bassement des lacs actuels. Dans le cas où les dépressions lacustres intermorainiques étaient drainées par un cours d'eau important très riche en particules détritiques, les dépôts d'argiles organiques et de craies lacustres ont rapidement comblé et asséché les lacs.

Les principales unités morphologiques et lithologiques présentées, examinons leur répartition dans les différentes parties de la combe d'Ain.

1.2. La zone amont de la combe : région de Crotenay - Pont-du-Navoy (Fig. 137 et 138)

L'élément marquant du paysage dans cette zone est sans conteste l'immense terrasse supportant le terrain d'aviation de Crotenay-Champagnole, sur la rive droite de l'Ain, les environs de la ferme de Buchille et la grande plaine Millerie sur la rive gauche (Fig. 137). L'altitude de ce replat remarquable est comprise entre 532 m à l'amont au contact des édifices glaciaires et 525 m immédiatement avant le ressaut de la terrasse. De nombreuses carrières exploitent les graviers grossiers de cette formation, dont la puissance varie de 9 m dans la carrière Pernot à Crotenay à 17 m entre la ferme de Buchille et les maisons du bois (x = 865,50 ; y = 198,55 sondage exécuté par le Laboratoire des Ponts et Chaussées d'Autun le 23 septembre 1980). Le long de la côte de l'Euthe, un placage de cette même terrasse s'avance en direction de Pont-du-Navoy, sous forme d'une bande allongée de 100 m de large sur 2 km de long.

Les édifices glaciaires se situent plus en amont (Fig.137), de part et d'autre du Montsogeon qui peut être considéré comme une butte-témoin du plateau de Champagnole. Au Nord de celui-ci, quatre rides morainiques sont bien visibles. La route qui relie Crotenay à Ardon les recoupe transversalement : ce sont les rides ou bourrelets morainiques du Champ du Pommier correspondant, au Sud du Montsogeon, à deux rides morainiques d'orientation SE-NW (rides ou bourrelets morainiques des Maisons du Bois). Tout l'ensemble est recoupé transversalement par la vallée de l'Ain. Plus à l'amont, à l'Est du confluent de l'Ain et de l'Angillon, le gros bourrelet morainique du Bois de la Masselette barre l'horizon en direction de Champagnole. Il est scindé en trois buttes principales dont la plus haute culmine à 575 m.



M_1, M_2, M_3, M_4 : Bourrelets morainiques de Crotenay (Champ du Pommier)
M'_1, M'_2 : Bourrelets morainiques des Maisons du Bois
M_5 : Bourrelets morainiques du Bois de la Masselette

D : Dépôts deltaïques grossiers (520-530 m)
L : Dépôts lacustres fins (silts laminés) = varves
T : Terrasse moyenne
P : Plateau de Champagnole

Fig.137 Schéma géomorphologique au débouché de la vallée de l'Ain dans la Combe d'Ain

Vers l'aval (Fig.138), plusieurs niveaux de terrasses sont étagés sur les laminites silteuses (" varves ") en contre-bas de la terrasse supérieure de 530 m (formations deltaïques) :

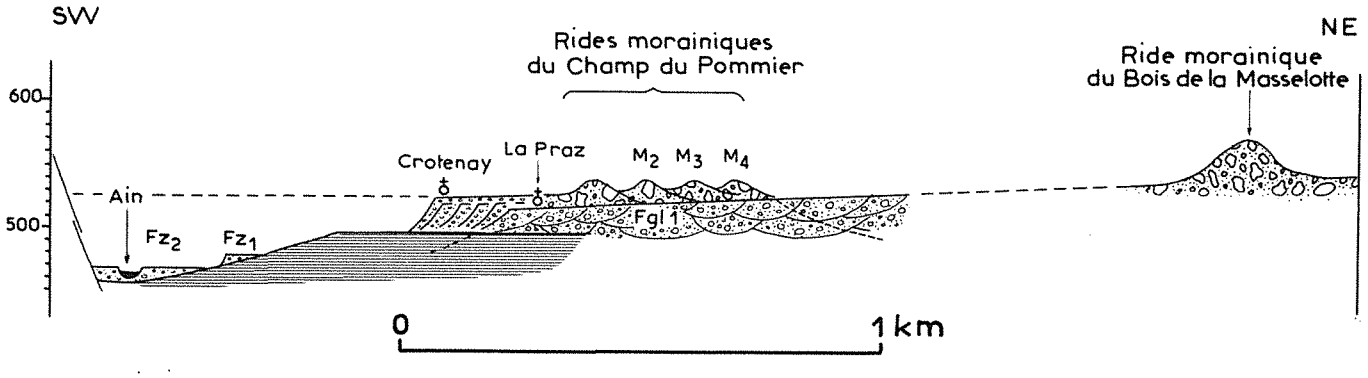


Fig.138 Coupe schématique des différents ensembles morphologiques dans la région de Crotenay

- un niveau à 505-510 m au Sud de Crotenay supportant le village de La Praz (FGl 1).
- un niveau à 490-495 m, rive gauche de l'Ain et à l'Ouest de la Ferme de la Buchille, représentant probablement le fond initial du lac proglaciaire de la combe d'Ain.
- un niveau à 480 m, c'est-à-dire à 6 ou 8 m au-dessus du niveau de l'Ain actuel (Fz 1).

Vers le Sud, les éléments morphologiques définis précédemment se poursuivent de manière nette :

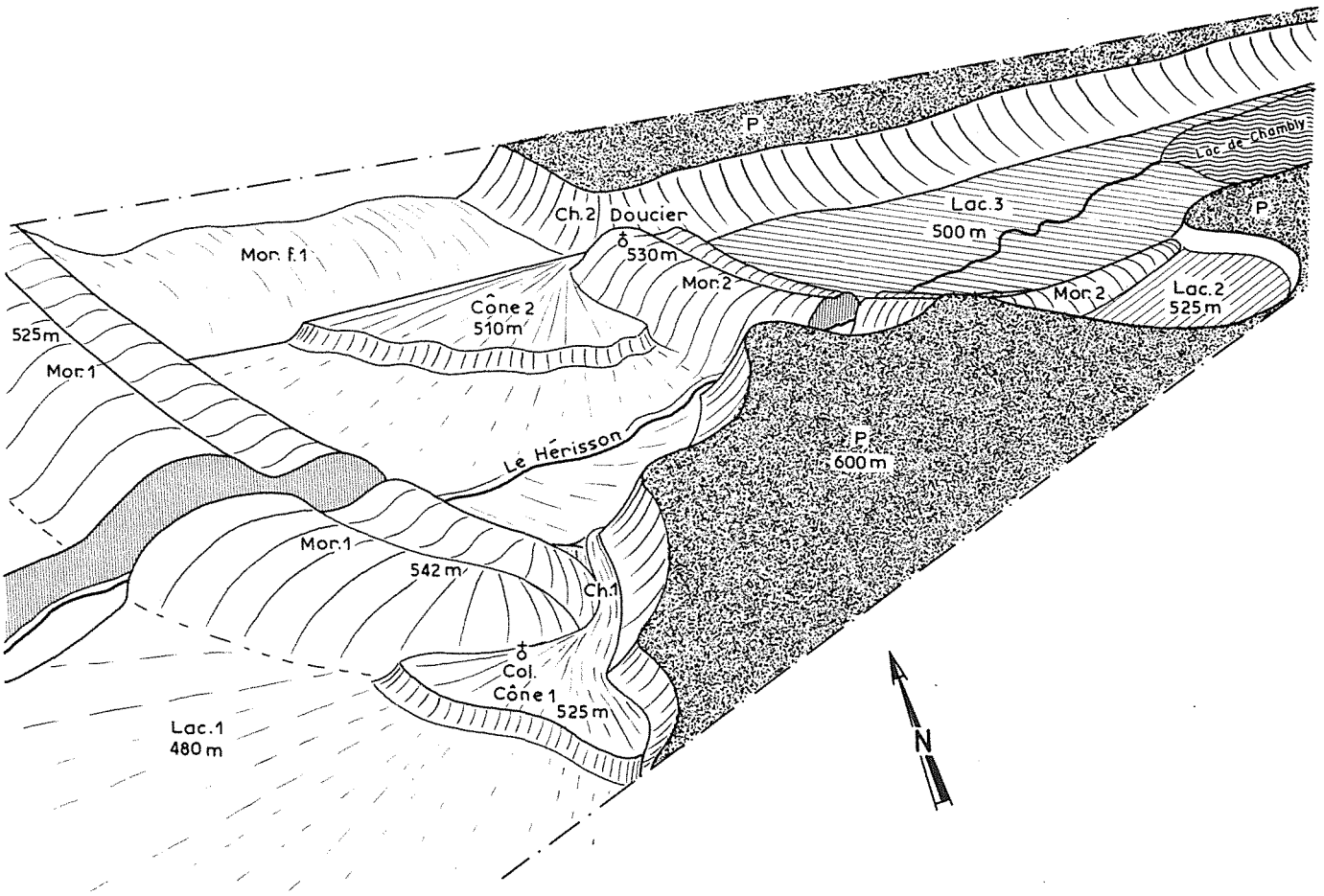
- La haute terrasse (525-530 m) se poursuit sous forme d'un placage à peu près continu, contre le rebord du plateau de Champagnole : elle supporte le nouveau lotissement de Monnet-la-Ville au flanc du bois des Chaumois, le village de Monnet-le-Bourg et l'église de ce village situé sur une butte-témoin de cette terrasse.

- En contre-bas, le replat à sous-bassement varvé est particulièrement net aux environs des villages de Monnet-la-Ville et de Montigny-sur-l'Ain. Un placage de gravier fluviatile recouvre les niveaux fins varvés et permet ainsi un assainissement du terrain. Cette terrasse ne se retrouve à aucun moment sur la rive droite de l'Ain où la rivière vient lécher le pied calcaire de la côte de l'Euthe. Entre Montigny et Marigny plus au Sud, ce replat apparaît moins nettement et semble avoir subi un modelé postérieur par les ruisseaux issus de la base de la terrasse supérieure.

- L'Ain a largement entaillé ce replat qui domine le cours de la rivière de 30 à 35 m et de belles coupes de laminites silteuses (" varves ") sont visibles au flanc du talus et en particulier dans les concavités des méandres. Dans cette entaille, un niveau de terrasse semble assez constant : il domine les eaux moyennes de la rivière de 7 à 8 m et correspond probablement à la terrasse appelée Fz 1, 5 ou 6 km en amont.

1.3. La zone moyenne de la combe d'Ain : région de Doucier (Fig. 139 et 140)

Les différents éléments morphologiques et lithologiques sont les suivants (Fig. 139) :



Mor. 1	: Moraine frontale à double crête	} 1ère avancée glaciaire
Mor. F1	: Moraine de fond + ablation ?	
Cône 1	: Cone proglaciaire deltaïque	
Ch. 1	: Chenal juxta-glaciaire	
Lac. 1	: Dépôts fins lacustres (silts	
Mor. 2	: Moraine frontale à double crête	} 2ème avancée glaciaire
Cône 2	: Cône proglaciaire	
Ch. 2	: Chenal juxta-glaciaire	
Lac. 2	: Dépôts fins lacustres (silts laminés	
Lac. 3	: Dépôts lacustres post-glaciaires	
P	: Surface du plateau de Champagnole	
Donc	: Eglise du village de Doucier	
Col.	: Village de Collondon	

Fig.139 Schéma géomorphologique au débouché de la reculée de Doucier dans la Combe d'Ain

- Les buttes morainiques : la plus évidente, bien qu'aux formes très molles, est celle qui supporte le village de Villard-sur-l'Ain et à l'intérieur de laquelle s'est formé le lac de Chalain : c'est la zone des " mollards " terme s'appliquant dans cette région à ces buttes molles, parsemées de blocs erratiques et aux sols très riches en matières organiques et très peu favorables aux cultures. Vers le Sud-Est, la butte de Villard-sur-l'Ain se dédouble sur la rive gauche de la petite rivière du Hérisson et sa crête externe culmine à 542 m. En retrait de 1,5 km vers l'Est, une moraine terminale typique (moraine de Doucier) barre la reculée du Hérisson à son débouché dans la combe d'Ain. Elle présente également une double crête sommitale et s'interrompt au Nord contre la falaise rauracienne, marquant la place probable du chenal juxtaglaciaire.

- Les cônes latéro-glaciaires : ils sont particulièrement évidents de part et d'autre de la moraine de Villard-sur-l'Ain : ils supportent les villages de Marigny au Nord et de Collondon au Sud. Ce dernier est précédé vers l'amont par son chenal juxtaglaciaire au pied de la falaise marquant le rebord du plateau de Champagnole. Correspondant à la moraine de Doucier, deux petits cônes juxtaglaciaires sont masqués par des replats très sensibles au débouché des échancrures latérales de cette moraine.

- Le centre de la combe est occupé par les laminites silteuses (" varves ") qui, la plupart du temps, passent latéralement vers l'amont aux marnes à blocs des moraines. La morphologie du fond du lac est particulièrement conservée au pied du signal de Haute Roche, point culminant de la côte de l'Euthe : c'est un glacis à pente douce (10 m sur 500 m) de la moraine à bord opposé. Le fond initial du lac est à l'altitude de 508 m vis-à-vis de la moraine, là où les apports détritiques fins devaient être importants. Il est par contre à une altitude moindre (entre 476 m et 484 m) plus au Sud, à l'aval du cône latéro-glaciaire de Collondon. Dans cette zone, les dépôts silteux sont recouverts, comme dans la zone de Crotenay, d'un placage grossier de 1 m à 1,5 m de puissance (Fig.140).

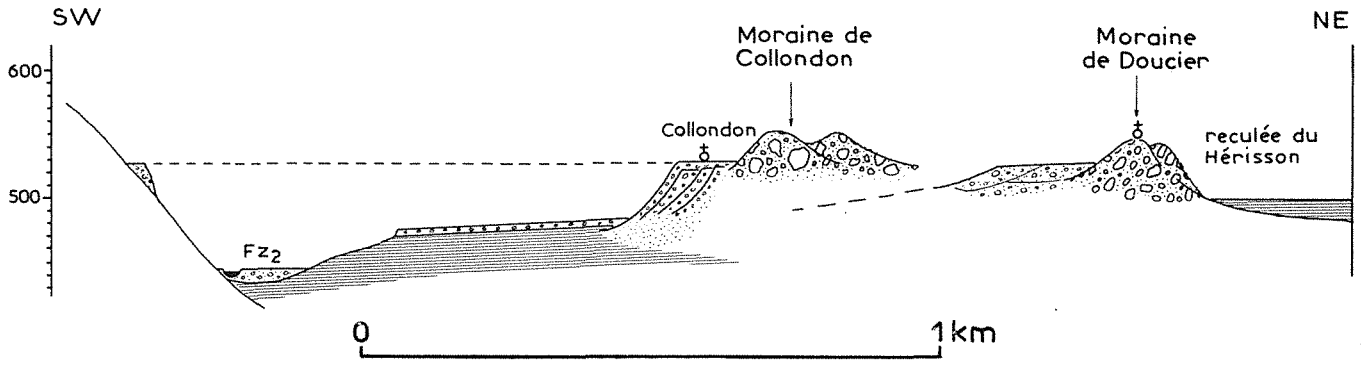
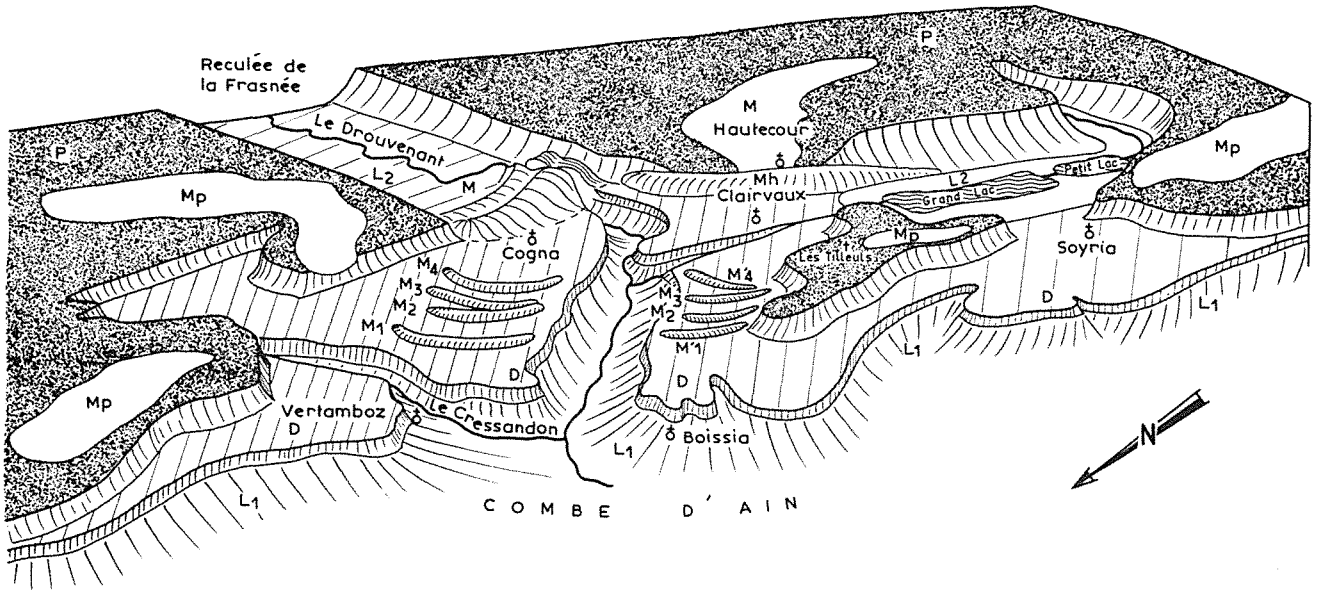


Fig.140 Coupe schématique des différents ensembles morphologiques dans la région de Doucier - Collondon

Plus au Sud, la combe d'Ain s'élargit sensiblement, passant de 3-4 km à 7-8 km. Une série de buttes-témoins du plateau de Champagnole (Motte de Gourdaine, Butte de St-Sorlin, Grand Mont Lyon) sépare la combe d'Ain septentrionale étudiée précédemment et la combe d'Ain méridionale que nous allons examiner maintenant.

1.4. La zone aval de la combe d'Ain : région de Pont de Poitte Clairvaux

On retrouve ici les mêmes éléments morphologiques et lithologiques définis précédemment, ce qui signifie qu'il existait une unité paléogéographique entre les zones méridionale et septentrionale de la combe d'Ain : identité du niveau lacustre, même succession des unités lithologiques d'amont en aval, et même type de contact entre édifices glaciaires et dépôts lacustres. Examinons les principales unités morphologiques (Fig. 141) et lithologiques (Fig. 142).



M_1, M_2, M_3, M_4 : Rides morainiques de Clairvaux
$M'_1\ M'_2\ M'_3\ M'_4$: Rides morainiques de Clairvaux (rive gauche du Drouvenant)
Mc : Moraine de Cogna à double crête
Mh : Moraine de Hautecour à flan de plateau
Mp : Moraine de plateau

D : Dépôts deltaïques grossiers (520-530 m)
L1 : Dépôts lacustres fins proglaciaires (silts laminés)
L2 : Dépôts lacustres de retrait
P : Plateau de Champagnole

Fig. 141 Schéma géomorphologique au débouché de la reculée de la Frasnée dans la Combe d'Ain

- La terrasse supérieure (525-530 m) : elle est surtout bien représentée aux environs du village de Charcier, à l'aval des rides morainiques de Clairvaux où les festons du dernier talus de progradation sont conservés et plus au Sud, aux environs du village de Soyria. Entre ces zones où l'apport détritique proglaciaire était particulièrement important, la terrasse lacustre de 525-530 m est toujours visible à l'Est de la combe d'Ain, au flanc du plateau de Champagnole, mais elle est beaucoup plus réduite : elle constitue un placage régulier et ininterrompu dominant le sommet des dépôts à laminites silteuses de 30 à 35 m.

Sur les flancs sud et ouest de la combe d'Ain (c'est-à-dire sur les faces opposées à l'apport détritique majeur (bord du glacier) la terrasse de 525-530 m existe sous forme de petits cônes deltaïques isolés (topset et foreset beds) mar-

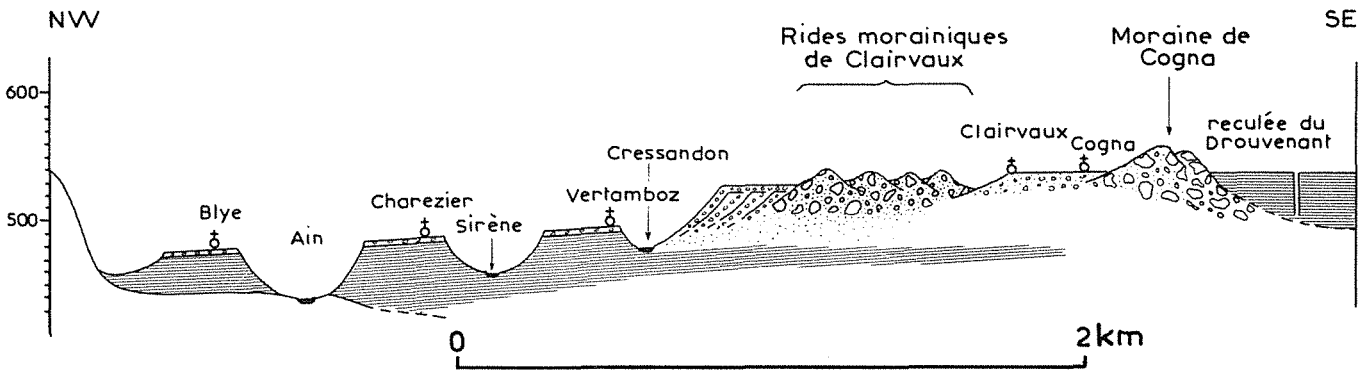


Fig.142 Coupe schématique des différents ensembles morphologiques dans la région de Clairvaux

quant des apports ponctuels très localisés issus des flancs de la côte de l'Euthe. Ce sont, vers le Sud, les replats aux lieux-dits " Sur le Molard " au Sud de Largillay (terrasse à peu près complètement détruite aujourd'hui par la carrière Chalumeau), " Sur le Martelet " à l'Ouest et au Nord du village de Marsonnay. Au Nord de cette zone, des replats de même nature empâtent la base des buttes-témoins du plateau de Champagnole déjà évoquées :

- flancs nord et est du Grand Mont Lyon
- flanc sud de la butte de St-Sorlin
- flancs NW et SW de la motte de Gourdaine

Dans cet environnement périglaciaire humide (proximité du lac), les buttes argovo-rauraciennes subissaient une cryoclastie vigoureuse et les produits formés s'étalaient en cônes sous-lacustres au pied de ces buttes.

- La terrasse inférieure : elle montre une pente légère et variable d'Est en Ouest et du Sud au Nord. Elle se présente sous forme d'un glacis dont l'altitude, au pied des dépôts deltaïques grossiers, s'échelonne entre 489 et 495 m. Elle est surtout bien représentée sur la rive gauche de l'Ain, dans les interfluves des affluents issus du plateau de Champagnole (La Sirène, le Drouvenant) et au Sud de la combe où,de Poitte à Largillay pour la rive droite et de Boissia à Baresia pour la rive gauche, elle forme un replat remarquable largement entaillé par l'Ain. Du point de vue lithologique, cette terrasse est constituée par les laminites silteuses de type lacustre que l'on trouve dans chaque talus de route en flanc de vallée, mais vers le Sud le faciès lacustre passe progressivement à un faciès de moraine franche, à galets hétérométriques striés. C'est ce colmatage morainique, en relation directe avec une nappe glaciaire importante, qui est la cause du lac de la combe d'Ain, par établissement d'un barrage glaciaire et morainique.

L'épaisseur des formations silteuses peut être estimée à une trentaine de mètres dans la zone E de la combe. Les formations du substrat argovien n'affleurent, en effet, qu'au fond des ravins d'érosion (Moulin de sur la Forge à Boissia). Par contre, vers le Sud et vers l'Ouest, les affleurements de substrat mésozoïque noyés dans les silts varvés sont abondants : hameau de Bissia, colline de la Condamine, hameaux de Blaisnay, de Thuron.

Cette terrasse est, comme nous l'avons vu ailleurs, fréquemment recouverte par un placage de cailloutis fluviatiles ; c'est le cas dans les interfluves de la rive gauche (0,80 m d'épaisseur). C'est aussi le cas entre Blye et Mesnois sur la rive droite de l'Ain, où ce placage atteint 1,80 m.

Le substrat (moraine franche vers le Sud, passant progressivement à des silts laminés) est entaillé largement par la rivière d'Ain dont les méandres se développent à 80 m en contre-bas du replat formé par les derniers niveaux lacustres (Fig.143). Au flanc de ce talus, de spectaculaires glissements de terrains se développent, comme le glissement bien connu au Sud-Sud-Est du village de Poitte (Fig.143). Toute la morphologie de ce versant est d'ailleurs marquée par d'anciens glissements, plus ou moins stabilisés, mais qui semblent s'être réactivés par la mise en eau du lac artificiel de Vouglans dont le niveau de hautes eaux atteint 435 m. Les glissements en masse, nombreux au pied de ces niveaux silto-sableux et localement argileux finiront par combler toute la zone amont de la retenue (J.P. BIOT, M. CAMPY, J. MARTIN, N. MORRE-BIOT, 1980).

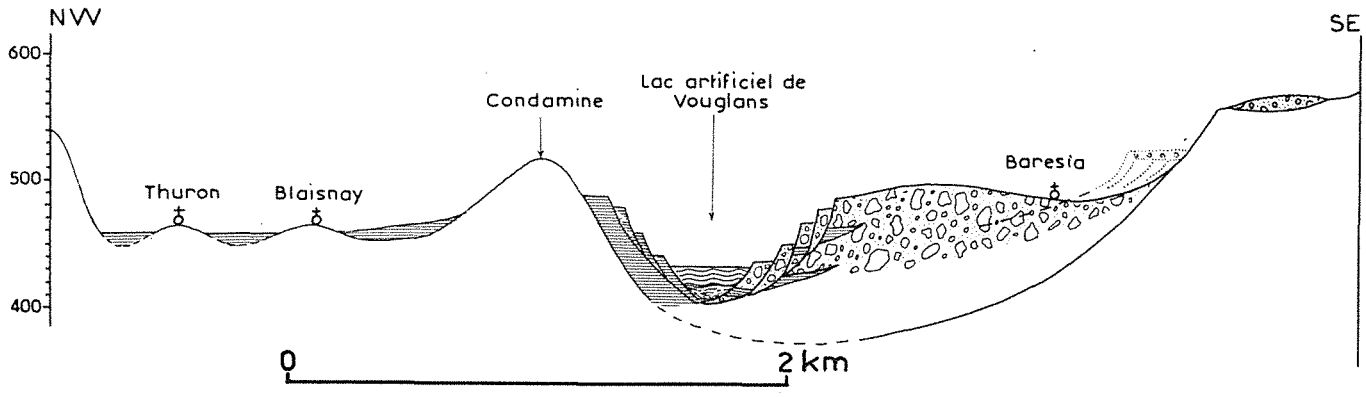


Fig.143 Coupe schématique des différents ensembles morphologiques au sud de la Combe d'Ain

Dans la combe d'Ain septentrionale, les dépôts lacustres fins (laminites silteuses) ont comblé la dépression sur toute sa largeur relativement réduite d'ailleurs, si bien que la terrasse inférieure est présente sur la rive droite de l'Ain comme sur la rive gauche. Par contre, dans la combe d'Ain méridionale, beaucoup plus large, les sédiments détritiques fins ne se sont probablement pas répartis de manière régulière dans toute la combe et la terrasse inférieure n'est pas présente partout. Elle est bien représentée dans le prolongement des principaux axes des langues glaciaires:

- au-delà de Clairvaux vers le Nord-Ouest sur un axe passant par Boissia, Charezier, Blye,
- dans la partie sud de la combe entre les villages de Largillay, Baresia, Soyria, Boissia, Patornay, Poitte.

Par contre, la terrasse inférieure est absente entre Poitte, Patornay, Mesnois et au-delà de Blye vers le Nord. Cette absence n'est probablement pas due à une érosion postérieure, mais bien plutôt à un défaut de dépôts ou du moins à une importance bien moindre des dépôts.

- Les édifices morainiques : la route nationale 78 recoupe entre Patornay et Clairvaux les différents ensembles morphologiques et lithologiques définis précédemment :

. Dès le passage de l'Ain entre Pont-de-Poitte et Patornay, quelques lacets escaladent la terrasse inférieure.

. Dès le sommet atteint, une ligne droite légèrement ascendante parcourt sur 2 km le replat morphologique de la terrasse inférieure.

. On escalade l'abrupt de la terrasse supérieure par quelques lacets au lieudit " sur les Mollards ".

. Un nouveau replat légèrement ascendant de 0,8 km parcourt le sommet de la terrasse supérieure.

A partir de là, et jusqu'à ce que la route plonge en direction du lac de Clairvaux, on traverse quatre petites rides morainiques, marquées chacune par un relief de 5 à 8 m et constituées de matériel hétérométrique à matrice sableuse assez grossière (moraine d'ablation ?). Ces rides existent également de l'autre côté de la vallée du Drouvenant (au lieudit " Sur le Feu "), l'érosion postérieure ayant franchi transversalement ces rides en leur centre approximatif. La terrasse supérieure apparaît comme directement issue de ces rides morainiques et en particulier de la plus externe.

Au débouché de la reculée de Drouvenant, entre les deux épaulements rocheux, un remarquable arc morainique à crête double domine le village de Cogna. La route de Cogna à Crillat emprunte une dépression dans la zone où la courbe septentrionale de la moraine entre en contact avec la falaise rauracienne : il s'agit sans doute de la trace du débouché du chenal juxtaglaciaire qui se poursuit d'ailleurs vers l' aval par un cône détritique latéro-glaciaire très net sur lequel est construit le village de Cogna. La courbure sud de la moraine est entaillée par le Drouvenant qui draine la reculée. Le replat latéro-glaciaire sud supporte le lotissement et le C.E.S. de Clairvaux.

Entre les dépôts deltaïques de Largillay et de Soyria-Champsigna, sur le flanc sud de la combe d'Ain, aucun faciès deltaïque n'assure de transition entre le plateau et la combe d'Ain. Celle-ci est colmatée par une formation hétérométrique très épaisse (Fig.143) dont la surface présente une morphologie de replat à molles ondulations, aux altitudes de 480-490 m. Vers le Nord, les formations passent latéralement à la terrasse inférieure formée, comme nous l'avons vu, d'un dépôt laminé silteux. Nous sommes ici en présence du deuxième cas en ce qui concerne le contact entre la frange glaciaire et le domaine lacustre proglaciaire, c'est-à-dire dans le cas où le premier déborde largement sur le second.

Nous nous sommes efforcés de présenter les différentes unités morphologiques et lithologiques existant dans ce vaste réceptable que fut la combe d'Ain au moment du dernier maximum glaciaire. Volontairement, nous avons écourté ou passé sous silence les formations post-glaciaires et en particulier les formations lacustres qui colmatent souvent les dépressions laissées libres par le retrait du glacier, ainsi que les très basses terrasses visibles dans l'incision que trace la rivière d'Ain dans les laminites silteuses (" varves "). Nous reviendrons quelque peu, à l'occasion de coupes et de sondages, sur ces formations où dominent les argiles organiques, les craies lacustres et les tourbes.

Sans empiéter sur les études sédimentologiques, et seulement à partir de la cartographie et de la description des faciès (Fig.144), un certain nombre de conclusions peuvent être tirées dès maintenant :

1° *Les matériaux détritiques terrigènes colmatant la combe d'Ain sont issus, pour la quasi totalité, de la face Est, c'est-à-dire sont hérités de la chaîne jurassienne. Une polarité nette, d'orientation est-ouest, se manifeste en ce qui concerne le sens des apports.*

2° *Trois grands types de dépôts peuvent être dégagés, correspondant chacun à un mode de genèse :*

- *des dépôts hétérométriques* formant des buttes nettes ou des bourrelets (cas 1, Fig.135) ou bien colmatant le fond de la combe (cas 2, Fig.136) : *environnement glaciaire.*

- *des dépôts grossiers deltaïques, de type dépôts de progradation* (foreset et topset beds) en liaison directe avec les bourrelets morainiques : type proglaciaire (cas 1, Fig.135), latéroglaciaire (cas 2, Fig.136) et formant un niveau constant à 525-530 m du Nord au Sud de la combe d'Ain (terrasse supérieure) : *environnement deltaïque.*

- *des dépôts fins, silteux, silto-sableux ou silto-argileux reposant directement sur le substrat rocheux.* L'alternance régulière des couches claires et sombres nous a incité à leur donner l'appellation de " varves " sans préjuger de leur périodicité (terrasse inférieure) : *environnement lacustre.*

3° La combe d'Ain apparaît donc au moment de ce maximum glaciaire comme *un vaste lac proglaciaire barré vers le Sud par une langue glaciaire venant du Sud-Est et recevant de l'Est, c'est-à-dire du plateau de Champagnole et au-delà de la chaîne jurassienne une grande quantité d'apports transitant par des langues glaciaires* en retrait par rapport au lac ou débordant légèrement dans celui-ci. *Ces langues glaciaires semblent avoir emprunté les principales indentations* (reculées) *découpant le plateau de Champagnole. C'est en effet à leur débouché dans la combe d'Ain que se trouvent les amoncellements détritiques majeurs.*

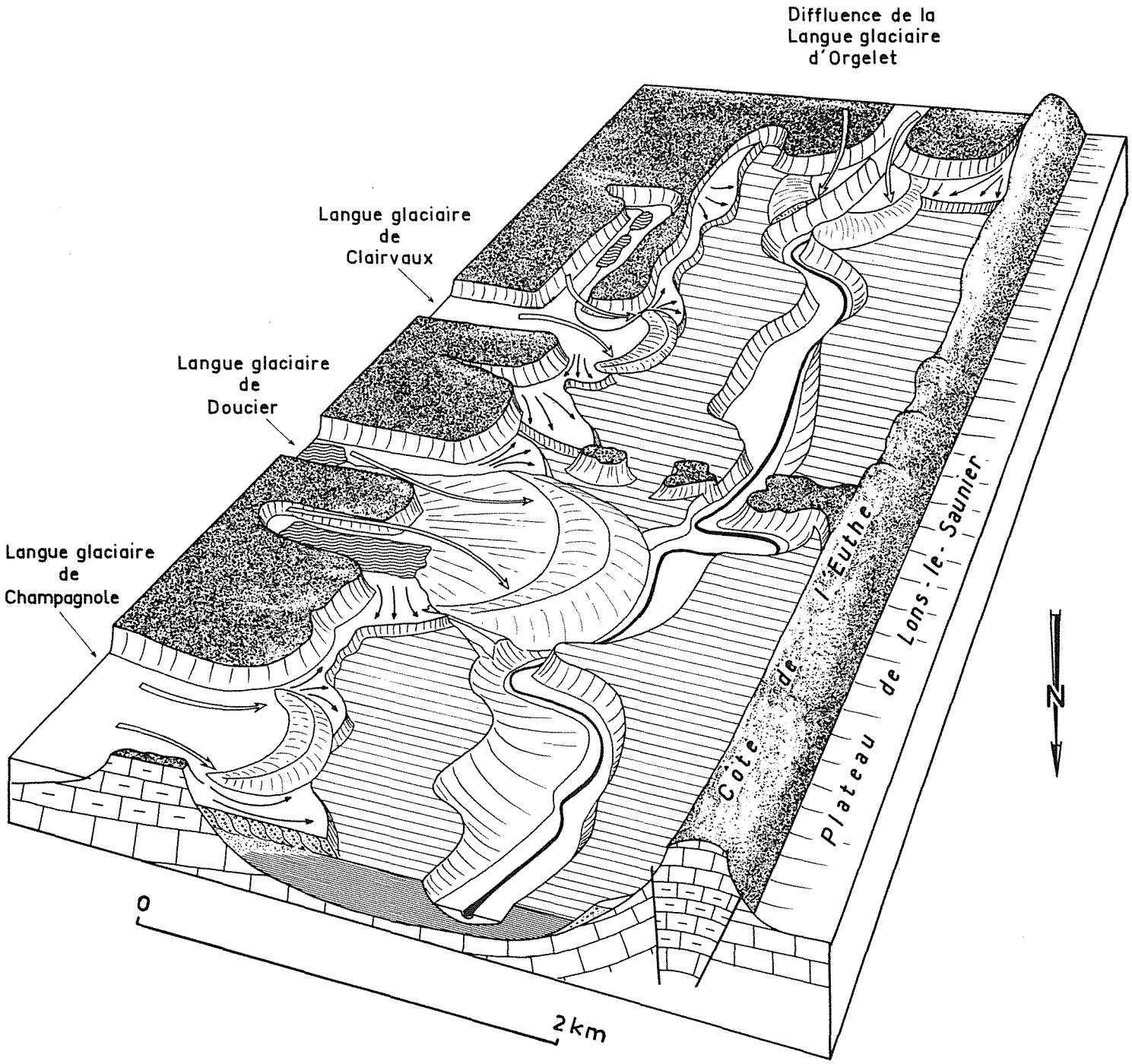


Fig.144 Bloc-diagramme géomorphologique illustrant les principales zones d'apport terrigène dans la Combe d'Ain

2) Les vallées affluentes

Le sens de " affluentes " est pris dans son acceptation la plus large puisque nous y incluerons la vallée de l'Ain à l'amont de son débouché dans la combe. Nous verrons ensuite la vallée de l'Angillon, seul affluent de rive droite et les vallées du Hérisson et du Drouvenant drainant les deux principales reculées issues du plateau de Champagnole débouchant sur le flanc Est de la combe d'Ain.

2.1. La vallée de l'Ain (Fig. 145)

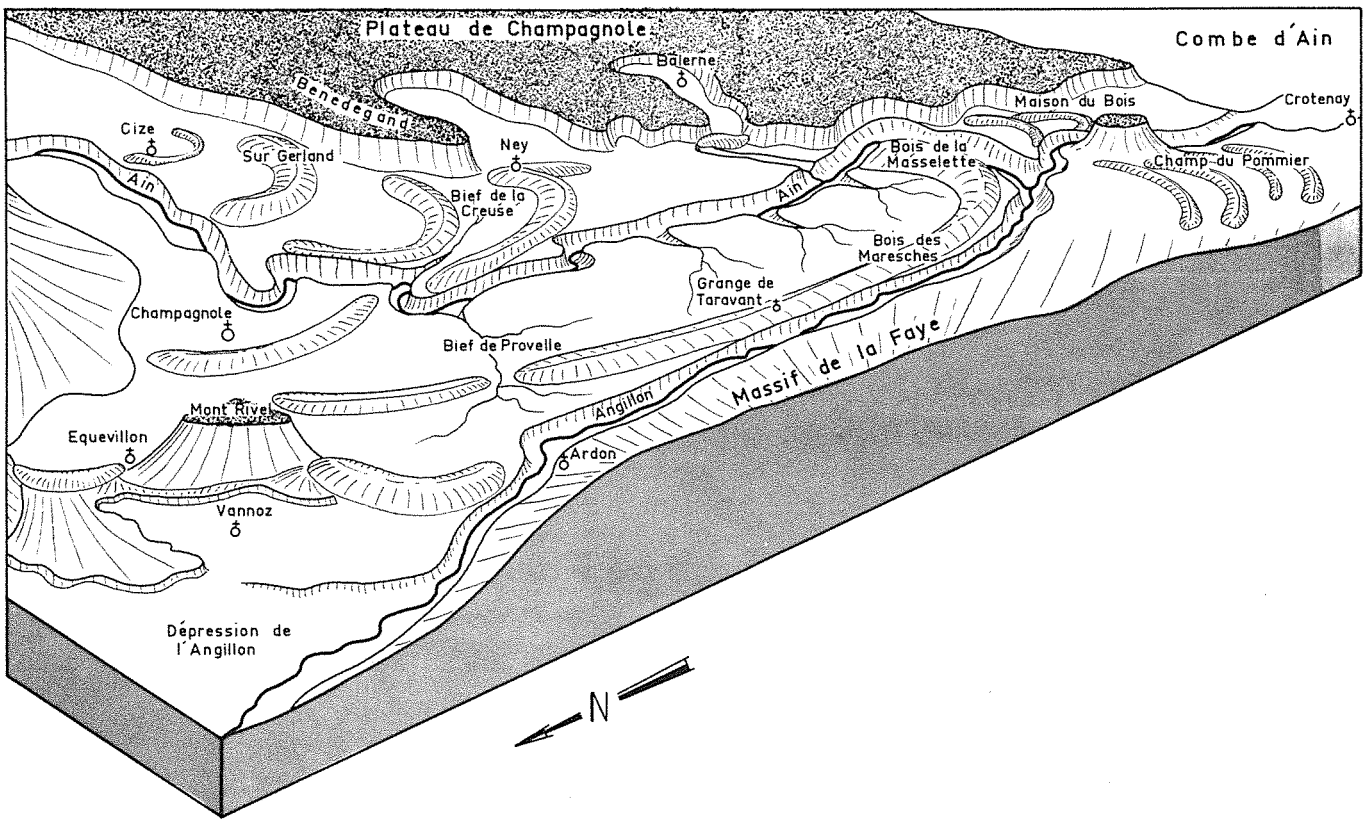


Fig. 145 Schéma géomorphologique des vallées de l'Ain et de l'Angillon à l'amont de la Combe d'Ain.

2.1.1. Les rides morainiques

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que les formations glaciaires situées immédiatement à l'amont de la combe d'Ain étaient surtout présentes par deux ensembles morainiques distincts :

- l'un constitué d'une suite de rides morainiques de part et d'autre du Mont Sogeon : *moraines du Champ du Pommier au Nord et des Maisons du Bois au Sud.*
- l'autre constitué par un énorme bourrelet morainique : *moraine de la Masselette.*

Vers l'amont, en direction de Champagnole et au-delà, toute une série de buttes morainiques se relaient jusqu'au village de Cize (Fig. 146). Quatre principales entités morphologiques à blocs erratiques et sédiments hétérométriques peuvent être distinguées à l'amont des deux ensembles proches de la combe d'Ain :

- Arc morainique de Ney : supportant le village dans la zone où l'arc morainique s'infléchit contre la retombée du plateau de Champagnole → *moraine de Ney.* Sur la rive droite de l'Ain, une ride morainique symétrique par rapport à la précédente semble devoir se rattacher au même système glaciaire.

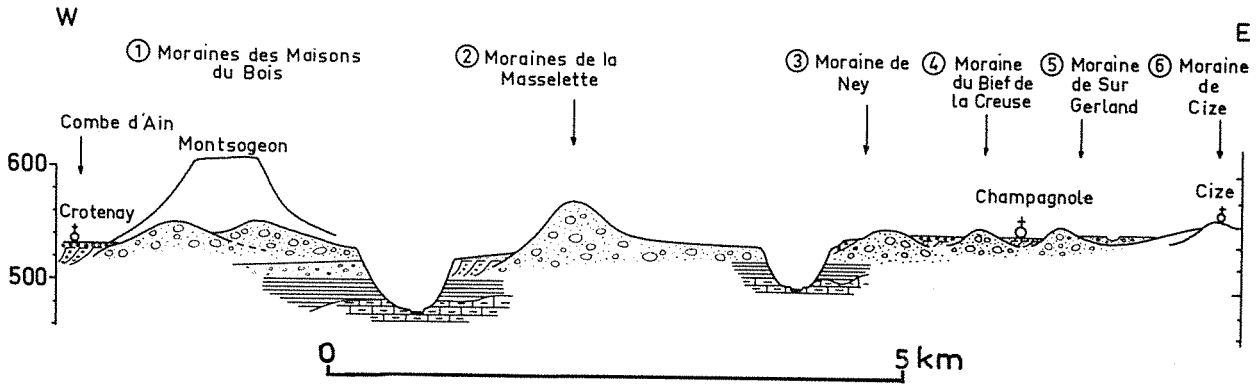


Fig. 146 Coupe longitudinale schématique dans la vallée de l'Ain de Crotenay à Cize

- Entre le plateau de Benedegand et la rive gauche de l'Ain, un arc morainique identique au premier, mais en retrait par rapport à celui-ci d'environ 1 km, domine par sa zone convexe un petit ruisseau : le bief de la Creuse
→ *moraine du bief de la Creuse*

- A environ 1 km vers l'amont, un autre arc morainique plus volumineux que les deux premiers appuie également sa courbure sud sur le plateau de Champagnole, tandis que son extrémité septentrionale est recoupée par la vallée de l'Ain. La zone culminante de l'arc se situe au lieudit " Sur Gerland " → *moraine de Sur Gerland.*

- Enfin, un dernier arc morainique, plus modeste que les précédents, mais de même forme globale et de même disposition, supporte le village de Cize
→ *moraine de Cize*

Ainsi, six rides ou ensembles de rides successives se succèdent dans la vallée de l'Ain, de Crotenay à l'aval à Cize à l'amont, c'est-à-dire sur environ 10 km. Rappelons rapidement ces principaux ensembles et leurs caractéristiques, de la plus avale (extension maximale du glacier) à la dernière la plus amont.

* 1 : Rides morainiques du Champ du Pommier (4 rides s'échelonnant sur 1 km environ) et rides morainiques des Maisons du Bois (2 rides séparées de 0,5 km). Ces deux ensembles de rides sont séparés par le Montsogeon barrant la vallée et sur lequel le glacier semble avoir butté avant de diverger de part et d'autre.

Le Mont Rivel au Nord-Est semble également avoir été un obstacle à la progression du glacier, car de part et d'autre deux rides morainiques de convexité nord séparent la vallée de Champagnole de la dépression de l'Angillon : nous les avons baptisées moraine du Mont Rivel Ouest (entre Ardon et le Mont Rivel) et moraine du Mont Rivel Est (au Nord du village d'Equevillon).

* 2 : Moraine de la Masselette : bien représentée au niveau du confluent de l'Ain et de l'Angillon qu'elle domine d'une cinquantaine de mètres, cette moraine constitue le plus gros bourrelet morainique présent dans la vallée de l'Ain. Fortement incurvé à l'Ouest, il se redresse brusquement et prend une direction à peu près rectiligne d'orientation WSW - ENE sur plus de 4 km et passant, à partir des Bois de la Masselette par les Bois de Maresches, la ferme des Granges de Taravent,

pour venir se perdre au pied SE du Mont Rivel. La route de Champagnole à Crotenay longe cette moraine d'abord sur son flanc interne, puis la franchit au niveau d'une trouée empruntée également par le bief de Provelle, en opérant un double virage, puis longe son flanc externe jusqu'au pont sur l'Angillon. D'après l'allure de cette moraine, la langue glaciaire issue du Sud-Est s'étalait largement dans la vallée de Champagnole et son front de fonte était drainé par l'Angillon.

* 3 : Moraine de Ney
* 4 : Moraine du bief de la Creuse
* 5 : Moraine de Sur Gerland
* 6 : Moraine de Cize

Toutes ces rides morainiques successivement disposées de l'aval à l'amont de la vallée de l'Ain représentent 6 stades successifs de recul avec station prolongée (ou même réavancées) marquant le retrait des langues glaciaires issues de la chaîne jurassienne.

2.1.2. Les dépôts associés

Domaine par excellence d'avancées glaciaires successives, la dépression de Champagnole n'offre pas, dans la zone située à l'intérieur des moraines, des dépôts d'extension notoire et de faciès bien définis. Les moraines de fond présentes entre les rides successives semblent toujours recouvrir des dépôts lacustres fins (silto-sableux) varvés ou non. De nombreux affleurements de ces dépôts sont visibles au flanc supérieur de l'échancrure provoquée par l'Ain. Ils ne sont probablement pas très épais car le substrat mésozoïque apparaît souvent au fond ou sur les flancs inférieurs de la vallée de l'Ain (Bathonien à Champagnole, Callovien à l'usine électrique de Crotenay, Argovo-Rauracien partout ailleurs).

Localement, des dépôts deltaïques très localisés (scierie de Champagnole, scierie du Trabot) prouvent l'existence transitoire de petits lacs intramorainiques.

Par contre, au Nord du Mont Rivel, la dépression de l'Angillon présente, à l'aval des moraines du Mont Rivel Est et Ouest évoquées précédemment, des dépôts proglaciaires typiques et comparables au complexe sédimentaire présenté dans la combe d'Ain :

- Une terrasse d'alluvions grossières dont le replat très net au Nord de Vannoz présente une légère pente entre le lieu de contact avec la moraine du Mont Rivel Est (610 m) et le bord de l'abrupt du talus (606 m).

- En contre-bas d'une dizaine de mètres, un replat moins net est constitué de matériaux fins (silt sableux) varvés. L'imperméabilité de ces formations rend cette zone très humide et a suscité la création d'étangs comme celui du Pasquier. Les formations " varvées " se retrouvent plus au Nord et en particulier dans tous les fossés de drainage sur les communes du Larderet et du Latet et jusqu'en contre-bas du village de Chapois.

Il apparaît donc bien que la dépression de l'Angillon ait été occupée par un lac proglaciaire au moment du maximum glaciaire.

Les reculées entaillant le plateau de Champagnole (reculées de Ney et de Balerne) ont probablement été empruntées par les glaciers lors de leur extension maximum, lorsque les langues suralimentées débordaient largement. Mais, lors des phases de retrait, elles ont été occupées par des lacs, comme en témoigne l'horizontalité de la surface des dépôts.

Un schéma synthétique explicatif peut être dessiné, recoupant tous ces complexes glaciaires successifs (Fig.147).

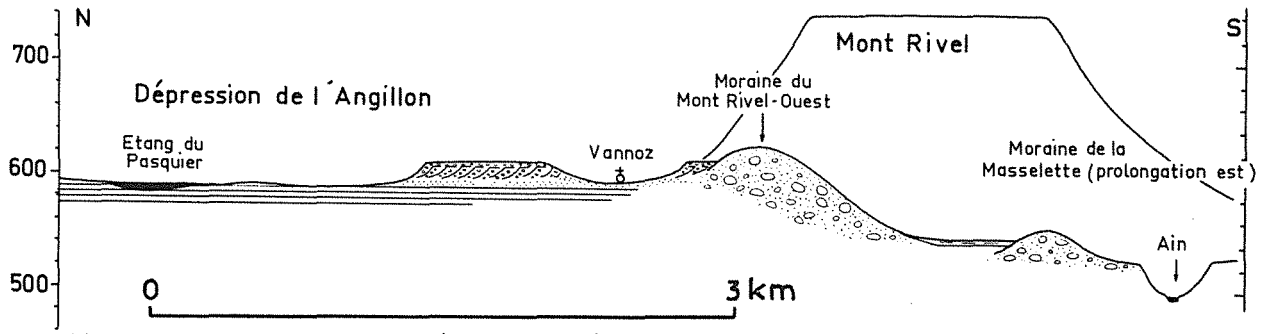


Fig.147 Coupe longitudinale schématique de la la vallée de l'Ain à la depression de l'Angillon

Plus à l'amont, les édifices morainiques directement liés à la vallée de l'Ain manquent. Les caractères morphologiques induits par l'abondance de matériaux glaciaires et associés cessent rapidement au-delà de Cize : les vallées de l'Ain et de ses affluents deviennent des gorges encaissées (gorge de la Lemme en direction de Saint-Laurent, gorge de la Saine en direction des Planches-en-Montagne, gorge de l'Ain en direction de Nozeroy).

L'abondance des moraines terminales dans la moyenne vallée de l'Ain précédemment décrite fait de cette zone un couloir privilégié d'évacuation des glaces lors de la dernière période glaciaire. Six stades successifs principaux peuvent être distingués. Lorsqu'on cherche quel bassin d'alimentation a pu nourrir ce couloir évacuateur de langues glaciaires aussi puissantes, on tombe tout naturellement sur le bassin de Saint-Laurent, vaste cuvette de 25 km de long sur 8 km de large, dont l'altitude se situe aux environs de 1000 m, dominée de 100 à 150 m par les sommets qui la ceinturent. Le couloir évacuateur de cette cuvette paraît être tout naturellement les vallées de la Lemme et de la Saine, toutes deux affluents de rive gauche de l'Ain qu'elles rejoignent à Syam.

2.2. La reculée du Hérisson (Doucier - Chambly)

D'orientation générale NW-SE, la reculée du Hérisson entaille le plateau de Champagnole sur 9 km environ. C'est une gorge étroite de 800 m de large environ au niveau des corniches sommitales, tandis que le dénivelé moyen entre le plateau encaissant et le bas de la vallée est de l'ordre de 80 m vers le débouché et de 150 m vers la zone interne. Le substrat est formé des calcaires du Rauracien et du Séquanien en position horizontale. Toute la base du versant est masquée par des éboulis. Le fond rigoureusement plat depuis le moulin de Doucier jusqu'au hameau de Val dessus traduit la présence d'un remplissage lacustre généralisé dans cette reculée à l'amont de la moraine de Doucier. Les lacs de Chambly et du Val sont donc les reliquats d'un lac qui a eu une dimension beaucoup plus importante, mais dont le niveau ne semble pas avoir été plus élevé que celui des lacs actuels, vu l'absence de terrasses lacustres à l'amont.

La disposition et la répartition des formations glaciaires et associées sont représentées dans la figure 148.

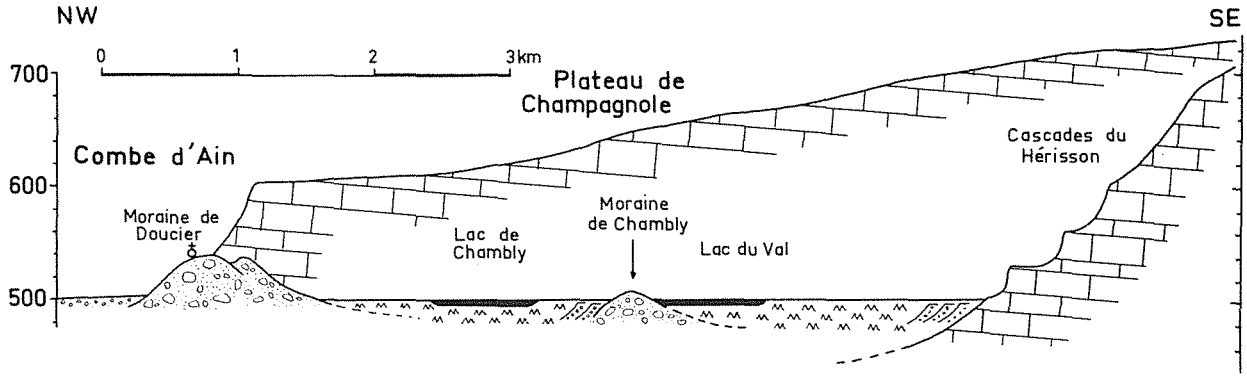


Fig.148 Coupe longitudinale schématique de la reculée du Hérisson

- Moraine de Doucier : au débouché de la reculée, un arc morainique parfaitement distinct vient appuyer son extrémité septentrionale sur l'éperon rocheux dominant Doucier et délimitant la reculée du Hérisson de la combe d'Ain s.s. La moraine s'abaisse cependant à ce contact, témoignant du passage d'un chenal juxtaglaciaire. A l'aval de cette dépression, un cône d'épandage à 500-510 m vient confirmer cette interprétation. La convexité du flanc aval de cette moraine est soulignée par la route départementale 27 qui la longe extérieurement. La crête majeure de cette moraine, qui culmine vers 535 m, est doublée vers l'intérieur par une crête mineure plus basse. Vers le Sud et après avoir été traversée par le Hérisson, cette moraine s'incurve vers le Sud-Est et isole un petit appendice de la reculée du Hérisson sur le flanc sud du débouché de celle-ci. Il est probable que ce petit bassin ait été occupé par un lac proglaciaire, coincé entre le rebord calcaire et la moraine au moment du dépôt de celle-ci (Fig. 139).

- Moraine de Chambly : à 4 km à l'amont, une petite moraine émergeant à peine des dépôts lacustres barre la reculée à l'aval immédiat du lac du Val.

- Dépôts lacustres : aucun sondage dans le remplissage lacustre de la reculée du Hérisson ne nous permet de préciser la nature et l'épaisseur de ces dépôts. Cependant, il est logique de penser qu'un remplissage grossier doit exister à l'amont de la reculée, là où les formations quaternaires viennent butter contre le substrat, et immédiatement à l'aval de la moraine de Chambly, expression deltaïque grossière avale de cette moraine. Plus à l'aval, les dépôts sont probablement du type de ceux observés à Chalain lors de sondages en vue d'une reconnaissance palynologique (S. WEGMULLER, 1966), c'est-à-dire essentiellement constitués de craies lacustres et de marnes organiques (Gyttja) au moins pour la période holocène. Classiquement, une couche plus ou moins épaisse de sable et d'argiles gris-verdâtre correspond aux dépôts de la période tardi-glaciaire et s'intercale souvent entre les moraines sous-jacentes et les dépôts cités précédemment.

Ainsi, trois moraines successives semblent avoir été déposées par une langue glaciaire ayant emprunté la reculée du Hérisson. De l'aval vers l'amont :

- Moraine de Collondon-Villard-sur-l'Ain, la plus ancienne et la plus étendue, débordant largement dans le domaine proglaciaire lacustre de la combe d'Ain.

- Moraine de Doucier barrant l'entrée de la reculée au contact de la combe d'Ain.

- Moraine de Chambly, largement en retrait par rapport à la précédente et marquant la dernière occupation de la reculée du Hérisson par le glacier.

2.3. La reculée du Drouvenant (Cogna - La Frasnée)

A part l'absence de lac occupant le fond de cette reculée, on retrouve point par point les mêmes traits morphologiques et lithologiques décrits à propos de la reculée du Hérisson (Fig.149).

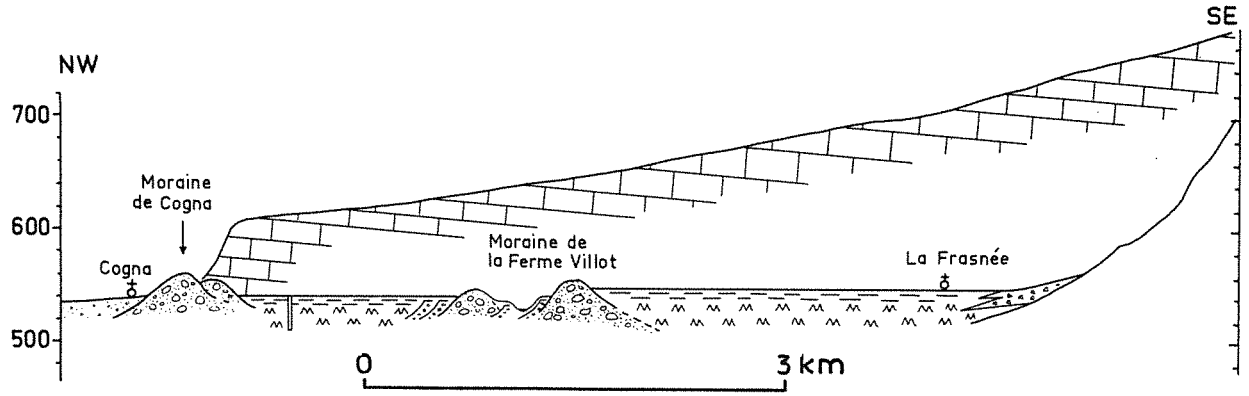


Fig.149 Coupe longitudinale schématique de la reculée du Drouvenant

- Moraine terminale majeure au débouché de la reculée → *moraine de Cogna*

Elle se présente, comme la moraine de Doucier, en une butte en croissant, à deux crêtes sommitales, et convexité tournée vers l'aval. L'extrémité septenttrionale légèrement déprimée donne naissance, à l'aval, à un cône d'épandage supportant le village de Cogna. Son extrémité méridionale est entaillée par le Drouvenant, mais un replat à l'aval portant les cités de Clairvaux, montre qu'un cône d'épandage existait ici également. La crête la plus élevée culmine aux environs de 560 m.

- Moraine de retrait → *Moraine de la Ferme Villot*

A 2 km environ de la précédente, vers l'amont de la reculée, une petite butte morainique barre transversalement celle-ci. Le Drouvenant qui jusqu'alors longeait le bord sud de la reculée, prend une direction perpendiculaire après l'avoir franchi pour aller butter contre le bord nord de la reculée.

- Les dépôts lacustres : ils comblent les espaces intermorainiques sous forme soit de dépôts grossiers à l'amont des remplissages lacustres, soit sous forme d'argiles organiques et de craies lacustres, comme c'est le cas dans la vallée du Hérisson.

Un sondage exécuté pour le compte du S.R.A.E. de Franche-Comté sur la rive droite du Drouvenant, en amont de la moraine de Cogna (x = 862,7 y = 180,9) a recoupé 30 m de marnes grises avec quelques passées sableuses (3,5 m à 4,5 m, 18 à 19 m, 26 à 28 m) sans atteindre le fond rocheux.

En amont de la moraine de la Ferme Villot, le fond de la vallée reste parfaitement plat (548 m) jusqu'aux environs du village de la Frasnée. Bien qu'aucun sondage n'ait, à notre connaissance décelé la nature de ce colmatage, il s'agit probablement d'un remplissage lacustre grossier à l'amont et fin à l'aval. Une coupe schématique longitudinale de la reculée du Drouvenant figure l'ensemble de ces formations dans leur contexte (Fig.149).

La reculée du Drouvenant, dont il vient d'être question, présente une annexe : il s'agit de la dépression des lacs qui s'ouvre dans la combe d'Ain au niveau de Clairvaux ; sa direction générale est perpendiculaire à la reculée du Drouvenant, mais son extrémité amont s'incurve légèrement vers l'Est. Peu profonde (3,5 km) et large (1,5 km) elle est séparée de la combe d'Ain à l'Ouest par une butte allongée de calcaires du Rauracien. Deux lacs occupent la majeure partie de son fond

plat. Des sondages effectués en vue d'une recherche d'eau dans l'isthme qui sépare les deux lacs ont mis en évidence un remplissage glacio-lacustre épais (24 m) de marnes à blocs hétérométriques épars. Quelques lentilles sableuses épaisses interrompent cette monotone série, tandis que les 2 mètres supérieurs sont constitués par de la vase lacustre organique.

3) Conclusion sur la combe d'Ain

Combe monoclinale parallèle aux structures jurassiennes (donc parallèle aux grandes directions du relief), l'altitude et l'emplacement de la combe d'Ain ont coïncidé (et en partie ont provoqué) avec la zone de fonte du maximum glaciaire würmien. *Elle a donc servi de réceptacle privilégié à tous les produits glaciaires et associés de cette période glaciaire.*

Lors du maximum au sens strict, la combe a été colmatée dans sa zone avale par une masse glaciaire comblant les gorges de l'Ain (débordant d'ailleurs au-delà en direction d'Orgelet). *Ce barrage naturel glaciaire et morainique a provoqué l'inondation de toute la combe et l'établissement pendant ce stade maximum d'un lac proglaciaire dont le niveau est resté constant pendant une période relativement longue.*

L'essentiel des apports détritiques lors de cette période est de type glaciaire ou glacio-lacustre par *4 zones d'arrivée préférentielle correspondant à des extrémités de langues glaciaires.* Ces quatre zones d'apport sont du Nord au Sud :

- la vallée de l'Ain
- le complexe des reculées de Chalain-Hérisson
- le complexe des reculées de Clairvaux-Drouvenant
- l'obturation sud responsable du barrage et débordant largement dans la zone avale du lac.

Tous ces vecteurs d'apport détritique manifestent une polarité SE - NW, c'est-à-dire que l'origine de la glace doit être recherchée dans la haute chaîne jurassienne.

Dans les couloirs affluant précédemment définis, divers stades de reculs, ou plutôt des stades de stabilisation au cours du recul ont été mis en évidence à partir des moraines terminales.

- *Le stade maximum* (stade du lac de la combe d'Ain) est marqué par des moraines terminales envahissant la combe, entrant en contact avec le lac soit par l'intermédiaire d'un delta (cas 1), soit sans intermédiaire (cas 2).

- *Le premier stade de recul* est attesté par des moraines en retrait par rapport aux précédentes (moraine de la Masselette) et barrant l'entrée des reculées de Drouvenant et du Hérisson (moraine de Cogna et de Doucier). Le lac de la combe d'Ain n'existe déjà plus à cette période.

- *Le deuxième stade de recul* se manifeste encore dans les deux reculées (moraines de la Ferme Villot et de Chambly) et dans la vallée de l'Ain (moraine de Ney).

- *Les troisième, quatrième et cinquième stades de recul* ne sont visibles que dans la vallée de l'Ain qui semble avoir constitué le couloir évacuateur ultime de la glace jurassienne.

B) La zone septentrionale : Plateau de Nozeroy - dépression de Frasne-Pontarlier

Cette région ne constitue pas une entité morphologique et structurale comparable à la combe d'Ain. C'est essentiellement un vaste glacis morphologique dominé au Sud-Est par les premiers contreforts de la chaîne jurassienne (Massif de la Haute Joux et Montagne du Laveron) et entaillé au Sud-Ouest par le réseau fluviatile de la Serpentine. Vers le Nord, le glacis est drainé sans encaissement de vallée en direction du Doubs par l'intermédiaire du Drugeon (Fig.150).

- Le substrat mésozoïque : lithologie et structure

Il est constitué par les formations essentiellement micritiques du Jurassique supérieur et par les calcaires détritiques et marno-calcaires du Crétacé inférieur. La zone considérée et étudiée en raison de l'abondance des dépôts glaciaires qui s'y trouvent, se situe à la limite entre les zones peu tectonisées et peu déformées baptisées plateaux jurassiens (il s'agit en l'occurrence de la zone méridionale du plateau de Levier) et les premiers plis des faisceaux helvétiques. En fait, l'essentiel de la zone considérée est occupé par un vaste synclinal à coeur crétacé plus ou moins différencié au niveau structural, présentant une seule courbure au Nord (synclinal de Frasne) qui s'amortit dans la région de Bonnevaux-Censeau, puis se dédouble en accentuant sa courbure vers le Sud avant de se pincer entre les faisceaux de la haute chaîne et le faisceau de Syam. Vers l'Est, trois vastes bombements anticlinaux complexes séparés par des synclinaux coffrés se relaient jusqu'à la dépression suisse. Ce sont, du Nord-Ouest au Sud-Est :

- L'anticlinal de la Haute Joux et du Laveron
- Le synclinal de Mouthe - St-Point
- L'anticlinal chevauchant localement du Risoux - Mont-d'Or
- Le synclinal de Joux
- L'anticlinal du Mont Tendre (non représenté sur la Fig.150).

- Du point de vue morphologique

L'essentiel des dépôts glaciaires et associés se trouve dans la vaste cuvette synclinale située au contact des plateaux et des reliefs de la haute chaîne sur une bande de 25 à 30 km de long sur 6 à 7 km de large. L'ensemble constitue un vaste glacis s'appuyant au Sud-Est contre le premier bombement anticlinal vers 950 m d'altitude et déclinant en pente douce vers le Sud-Est jusqu'aux altitudes voisines de 800 m. Actuellement, cette zone, très mal drainée, présente une importante inertie hydrologique. Pour sa moitié nord, les eaux superficielles s'écoulent vers le Doubs par l'intermédiaire du Drugeon qui, de Bonnevaux à Pontarlier, traverse la dépression de Frasne, riche en étangs, tourbières et marécages. Vers le Sud au contraire, le réseau de la Serpentine s'est encaissé dans le substratum et évacue les eaux en direction du Rhône par l'intermédiaire de l'Ain. Nous sommes donc là dans une zone qui recouvre deux bassins hydrographiques majeurs.

Le relief se complique et s'accentue vers le Sud-Est en se calquant sur les éléments structuraux (relief conforme). Les anticlinaux déterminent des reliefs d'orientation SSW-NNE et de plus en plus élevés en direction du Sud-Est.

. Massif de la Haute Joux - Montagne du Laveron, entaillé en son centre par la Cluse de Vaux et Chantegrue-Bonnevaux dont les dimensions montrent qu'elle fut probablement empruntée par un cours d'eau important. L'altitude de ce relief dépasse rarement 1200 m.

. Massifs du Risoux et du Mont d'Or atteignant fréquemment 1400 m avec de nombreuses selles à 1250 m.

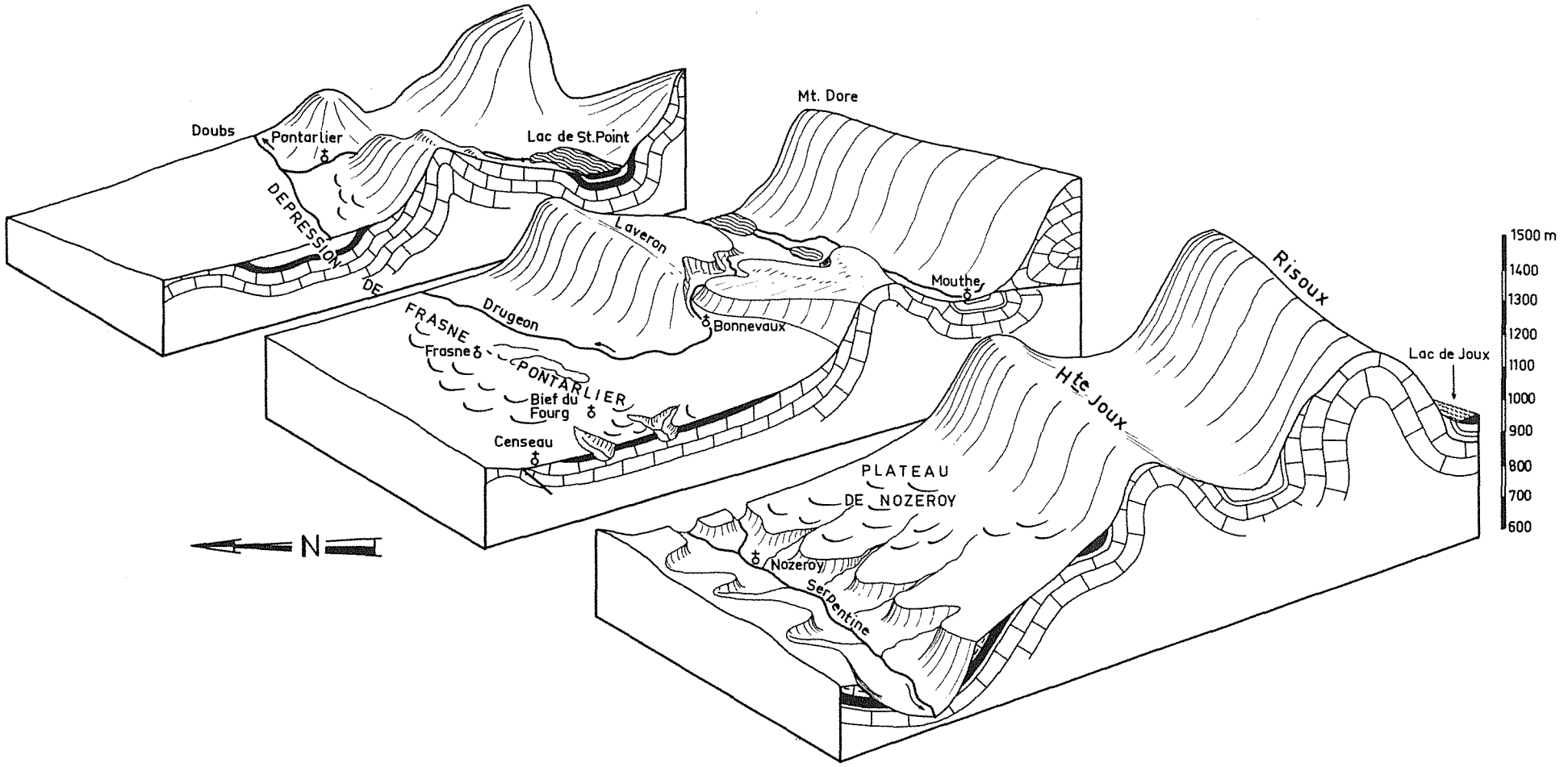


Fig. 150 Bloc diagramme morpho-structural de la zone septentrionale

. Massif du Mont Tendre dépassant souvent 1600 m avec des selles à 1350 m.

Entre ces reliefs, des dépressions synclinales dont les parties les plus basses sont occupées par des lacs permanents :

. dépression de Mouthe - St-Point, occupée par le lac de Saint-Point, dont le niveau de l'eau est à 850 m.

. dépression de Joux, occupée par le lac du même nom, dont le niveau de l'eau est aux environs de 1000 m.

1) La dépression de Frasne-Pontarlier

Les formations glaciaires de cette région ont déjà fait l'objet de plusieurs études. Parmi les plus importantes, nous citerons celle de J. TRICART (1952) à l'occasion du levé des cartes géologiques de Pontarlier et de Mouthe et celle de T. BROSSARD (1978). Chacune de ces études n'embrasse cependant pas la totalité du problème glaciaire de cette région, mais elles permettent à leur auteur de tirer quelques conclusions d'ordre général sur le type de glacier ayant envahi cette région.

1.1. Aspects morphologiques

1.1.1. Les études antérieures

C'est une zone aux formes molles, peu contrastées, constituée de bombements morainiques séparés par des dépressions souvent occupées par des marécages ou des tourbières. " Des collines hautes de 10 à 30 m aux versants parfois raides, aux formes irrégulières se succèdent en un semis désordonné ... entre elles, des creux aussi irréguliers, souvent sans écoulement ... " (J. TRICART, opus cité).

Dans ce désordre morphologique, l'auteur distingue des moraines terminales (figurées sur la carte de Pontarlier au 1/50.000°) en aval de Pontarlier, dans la région de Doubs et d'Arçon et au flanc du Laveron dans la région des Granges Narboz. Pour expliquer cette morphologie, l'auteur met en oeuvre deux glaciers :

- l'un, le " glacier de Frasne ", issu du SW et suivant l'axe du synclinal de Frasne de forme triangulaire, la pointe extrême venant se terminer au Nord dans la région de Pontarlier. Ce glacier s'appuyait largement sur la montagne du Laveron, ce qui lui conférait une dissymétrie importante.

- l'autre, le " glacier de Pontarlier " débouchait dans le Val par la Cluse de Pontarlier. Bien que J. TRICART ne le dise pas, mais d'après ce qu'on sait de ses conceptions évoquées par ailleurs (1964), l'auteur situe probablement l'origine de cette langue glaciaire dans le glacier alpin.

A l'occasion du Thème d'Etude du Centre Universitaire d'Etudes Régionales (C.U.E.R.) centré sur la région de Frasne-Bonnevaux, T. BROSSARD (1978) dresse une carte géomorphologique de cette région. Il en souligne également le caractère incohérent et mal hiérarchisé, mais distingue cependant quelques formes particulières liées à l'empreinte glaciaire (cuvettes de surcreusement, moraines de fond, moraines médianes, moraines de poussée, cônes intra-morainiques etc ...). A partir de ces observations, l'idée qu'il se fait du glacier responsable est totalement différente de celle de J. TRICART : " Aux époques de maximum glaciaire, une calotte d'où émergeaient quelques sommets recouvrait la haute chaîne et débordait sur notre région des plateaux ... l'axe synclinal n'a pas canalisé et orienté le flux de glace d'une manière rigoureuse ... celui-ci ... s'effectuait plutôt transversalement. Cette disposition se poursuit plus au Sud sur le plateau de Nozeroy avec lequel cette région formait un vaste piemont glaciaire ".

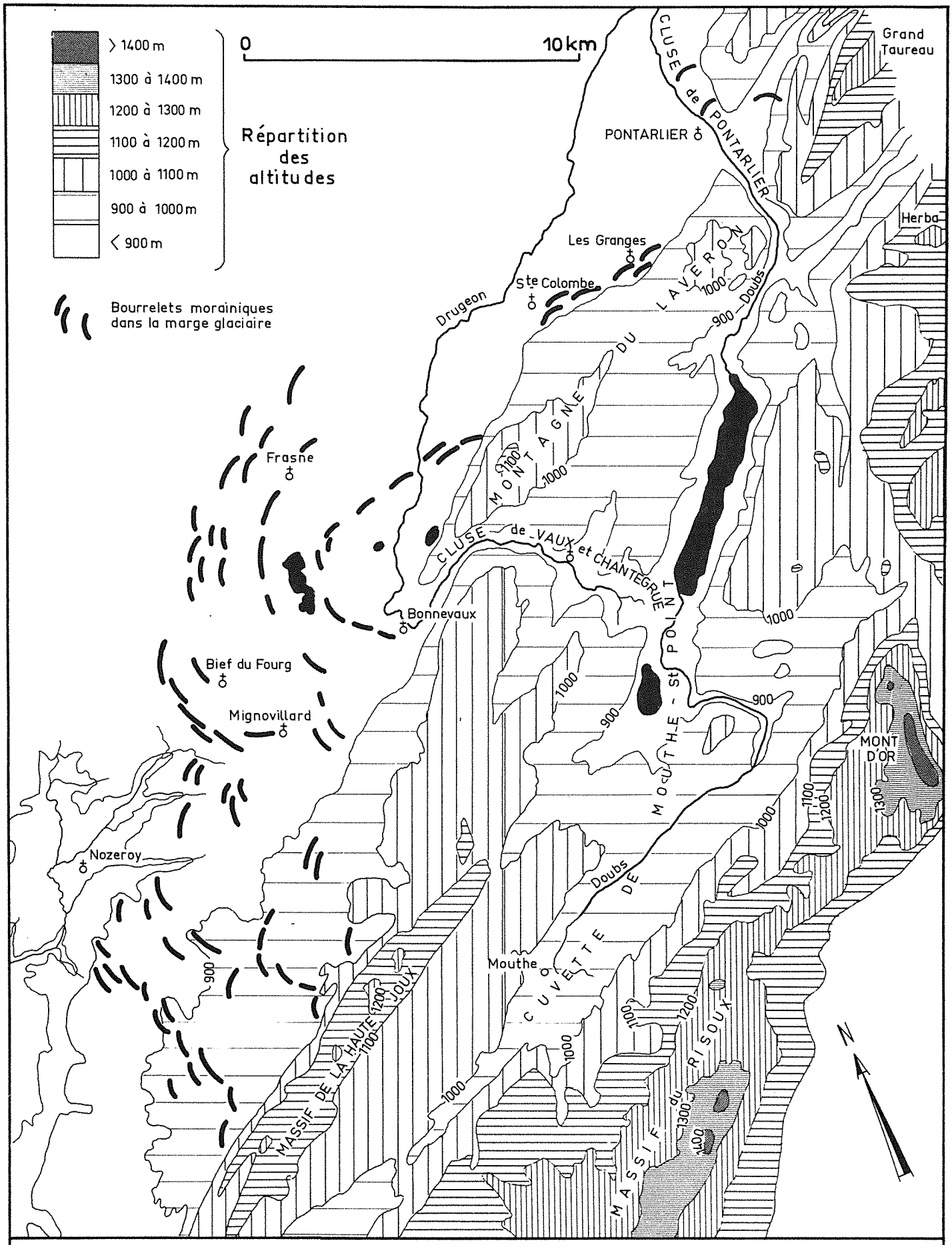


Fig.151 Répartition des bourrelets morainiques de la zone Nozeroy - Pontarlier par rapport à la topographie de l'arrière pays

Ces deux études d'une même région réalisées à partir d'analyses méthodologiques comparables *débouchent sur deux conceptions totalement opposées* :

- J. TRICART voit des glaciers indépendants canalisés par la topographie initiale, l'un issu du Sud-Ouest (probablement à partir de la haute vallée de l'Ain ?), l'autre débouchant de la cluse de Pontarlier et probablement issu du glacier alpin.

- T. BROSSARD reprend à son compte la théorie d'AUBERT (D. AUBERT, 1965) de la calotte glaciaire jurassienne débordant sur la zone des plateaux en y déposant ses moraines bordières.

Le problème se posait donc pour nous de reprendre les argumentations de l'un et de l'autre de manière critique, et de tenter de reconsidérer la morphologie de la région en élargissant le champ géographique.

1.1.2. Les données nouvelles

Sur le plan morphologique, trois aspects du problème n'ont, à notre avis, pas été envisagés par les auteurs précédents. Ce sont : la nature des bourrelets morainiques marginaux, la position des marges glaciaires par rapport à la morphologie de l'arrière-pays et l'examen morphologique d'ensemble des formations glaciaires de la dépression de Frasne. Examinons chacun de ces points.

1.1.2.1. Les bourrelets morainiques marginaux

Force est de constater que les moraines terminales typiques sont absentes dans cette région. Ces formes, bien représentées en bordure de la combe d'Ain au débouché des reculées entaillées dans le plateau de Champagnole, ne sont pas présentes ici. Pourtant, J.TRICART en fait figurer sur la carte de Ponarlier, à l'Ouest de Frasne, entre Pontarlier et Arçon et au pied du Laveron au niveau des villages de Bouverans et des Granges Narboz. Sur la carte de Salins, A. CAIRE (1970) représente également toute une série d'arcs morainiques terminaux dans la région de Bief du Fourg. Nous pensons qu'il s'agit bien *de dépôts de " marges glaciaires "* mais *qui n'ont pas l'aspect classique de " moraines terminales "*.Celles-ci ne se forment qu'à l'extrémité d'une langue glaciaire bien individualisée, canalisée souvent par une vallée inscrite dans le substrat. Dans le cas de la région étudiée, *les glaces venaient s'étaler sur un plateau, à morphologie peu contrastée. Le front de fonte était donc probablement large et les produits abandonnés par la fonte se déposaient au niveau de cette marge glaciaire en de vastes amoncellements de collines " en semis désordonné "*.Il est donc vain de rechercher à tout prix des moraines terminales franchement définies par leur morphologie dans un environnement si peu propice à leur formation. Vouloir en retrouver coûte que coûte conduit souvent à interpréter les observations dans le sens de l'hypothèse de travail. Nous verrons cependant plus loin qu'il est possible à nos yeux de discerner une morphologie permettant de proposer le sens, l'intensité et les différents stades du flux glaciaire.

1.1.2.2. Position des marges glaciaires par rapport à la morphologie de l'arrière-pays (Fig. 151)

Les buttes ou bourrelets morainiques marginaux précédemment définis constituent les éléments morphologiques les plus nets de cette région. Il est donc aisé d'en établir une cartographie dans la zone étudiée. Les constatations mises en évidence sont les suivantes :

- Les témoins marginaux s'avancent largement sur le plateau dans la zone sud, entre Bief des Maisons et Frasne. Un front morainique important, seulement interrompu par le dénivelé de la vallée de la Serpentine, marque le paysage.

- Au niveau de la Montagne du Laveron, les bourrelets morainiques marginaux s'avancent très peu dans la dépression du Drugeon et ne font que colmater le pied de la chaîne.

- Par contre, au niveau de la cluse du Doubs, les moraines bordières s'avancent jusqu'au village d'Arçon et s'échelonnent jusqu'à Pontarlier.

- Du point de vue de *l'orientation de ces buttes morainiques marginales, on constate une nette polarisation centrifuge des flux glaciaires responsables de ces dépôts* : les buttes du plateau de Nozeroy ont une orientation générale *Nord-Sud,* au niveau de Frasne ; elles sont SW-NE au pied du Laveron,et dans la région de Pontarlier, elles sont généralement d'orientation *Est-Ouest. Les flux glaciaires qui leur sont perpendiculaires semblent donc centrifuges et divergents à partir de l'arrière-pays.*

Il est utile de mettre en rapport la répartition de ces buttes morainiques avec la morphologie de l'arrière-pays. Celui-ci est essentiellement constitué (Fig.151) d'une vaste cuvette allongée selon un axe SW-NE, dont le fond est occupé actuellement par les lacs de St-Point et de Remoray, encadrée par des massifs plus ou moins élevés et localement abaissés au niveau de selles :

- au SE par les massifs du Risoux - Risol - Mont d'Or, jamais inférieurs à 1200 m.

- à l'Est (derrière le décrochement de Pontarlier) par la montagne de l'Herba et le massif du Grand Taureau.

- au NW par les massifs de la Haute Joux et la montagne du Laveron.

- au SW, la cuvette se pince et communique par un col situé à plus de 1000 m avec la cuvette de Saint-Laurent.

A part le relief-barrage du Sud-Est, les massifs environnant la cuvette présentent des dépressions importantes :

- vers l'Ouest, la cluse de Vaux et Chantegrue-Bonnevaux, dont l'altitude est voisine de 870 m, actuellement parcourue par le Drugeon supérieur.

- vers le NW, la cluse de Pontarlier, d'altitude voisine de la précédente.

- vers l'Est et le Sud-Est, les dépressions anticlinales des Alliés et des Verrières et la cluse de Vallorbe.

Or, la confrontation entre les positions géographiques des dépôts morainiques bordiers et des cluses montre que les premiers correspondent aux seconds, c'est-à-dire que *les principaux flux glaciaires générateurs de dépôts semblent avoir été canalisés à partir de la cuvette de Mouthe - St-Point par les cluses occidentales.* En ce qui concerne les dépressions orientales, elles ont certainement ponctionné une partie de la masse glaciaire, mais la proximité du glacier rhodanien gêne la reconnaissance et l'individualisation des dépôts associés.

Ainsi, la forme et la nature du glacier ayant recouvert le plateau de Nozeroy et la dépression de Frasne-Pontarlier se précisent petit à petit : *il apparaît comme le résultat d'un débordement d'une masse de glace noyant toute la dépression de Mouthe - St-Point, par les zones moins élevées de sa bordure nord-ouest.* Vers le SW, le massif de la Haute Joux constituait un barrage à peine débordé : on peut, de ce fait, estimer le niveau de la glace aux environs de 1150 m. Vers le Nord-Ouest, le glacier recouvrait tout juste les zones les plus basses de la montagne du Laveron : on peut, de ce fait, estimer le niveau de la glace aux environs de 1000 m. Vers le Sud-Est, la masse glaciaire s'appuyait sur les massifs du Risoux - Mont d'Or et s'enrichissait peut-être de la masse glaciaire développée dans la dépression du lac de Joux qui transgressait vers le Nord-Ouest (hypothèse d'AUBERT). Dans cette zone, l'altitude du glacier dépassait donc probablement 1500 m.

1.1.2.3. Morphologie des dépôts glaciaires de Frasne-Bonnevaux (Fig. 152)

Nous avons déjà évoqué l'allure apparemment désordonnée des formations glaciaires de la dépression de Frasne-Bonnevaux et en partie expliqué les raisons : une marge glaciaire n'est pas génératrice de formes bien définies. Une étude morphologique et topographique fine de cette zone amène cependant plusieurs remarques :

- Une coupe topographique effectuée dans le sens W-E depuis les bourrelets marginaux de Bief du Fourg jusqu'au pied de la montagne du Laveron, traduit une pente régulière de la périphérie (890 m) au centre (830 m). Nous pensons que ce dénivelé correspond à la morphologie classique d'une cuvette terminale dominée à l'aval par son vallum.

- Ce vallum périphérique principal n'est pas continu de Bief du Fourg à Frasne, mais deux zones d'accumulation principales sont manifestes : l'une, la plus importante dans la zone du village de Bief du Fourg, l'autre à l'Ouest de Frasne. Ces zones sont précédées, vers l'aval, par d'importants chenaux fossiles par où s'évacuait l'essentiel des eaux de fonte en direction du lac de la Serpentine vers le Sud. Ces deux accumulations correspondent peut-être à l'extrémité des marges latérales du glacier, les plus pourvoyeuses en matériaux morainiques.

- *Trois alignements morainiques globalement concentriques peuvent être distingués dans la zone considérée* :

. *Le premier*, que nous verons d'évoquer, correspond au maximum d'avancée glaciaire. Il culmine vers 890 m dans la région de Bief du Fourg et vers 870 m à l'Ouest de Frasne. Nous l'appellerons le *stade de Bief du Fourg*.

. *Le second* est nettement plus discret : il prend appui contre le substrat calcaire au Sud de l'étang de Frasne, contourne celui-ci par l'Ouest et se poursuit en direction du village de Frasne qu'il supporte en partie. Il culmine vers 865 m. Nous l'appellerons le *stade de Frasne*.

. *Le troisième* commence au Sud à Bonnevaux, passe à l'Est de l'étang de Frasne et s'incurve vers le NNE, pour se terminer aux environs du village de Bouverans. Il culmine vers 850 m. Nous l'appellerons le *stade de Bonnevaux*.

L'ensemble de ces formations est parsemé de creux irréguliers, sans écoulement, de diamètres variés, s'échelonnant entre 10 m et 100 m. Le fond de ces dépressions est souvent occupé par des petites tourbières ou des étangs (ex. étang Berthelot). S'il est possible d'attribuer ces formes à des soutirages du karst sous-jacent lorsque les formations glaciaires sont peu épaisses, il est difficile par contre d'évoquer la même cause lorsque, comme c'est souvent le cas dans la dépression de Frasne, ces mêmes formations dépassent 50 ou 60 m d'épaisseur. Il est plus logique dans ce cas de les intérpréter comme résultant de la fonte de culots de glace.

1.2. Aspects lithologiques

A la différence de la combe d'Ain, les formations quaternaires du bassin de Frasne-Pontarlier n'ont pas subi une érosion importante depuis leur dépôt. L'énorme accumulation des moraines et des dépôts associés a probablement perturbé profondément le réseau hydrologique de surface et nous pensons que le système actuel est récent (postglaciaire). Il n'est pas dans notre intention de retrouver les réseaux antérieurs, mais il est probable que le système du haut-Doubs s'écoulait initialement vers l'Ain : la dépression synclinale de Frasne conduit inévitablement vers le Sud, la cluse aujourd'hui quasiment morte de Vaux et Chantegrue-Bonnevaux y drainait probablement une bonne partie des eaux de la cuvette de Mouthe.

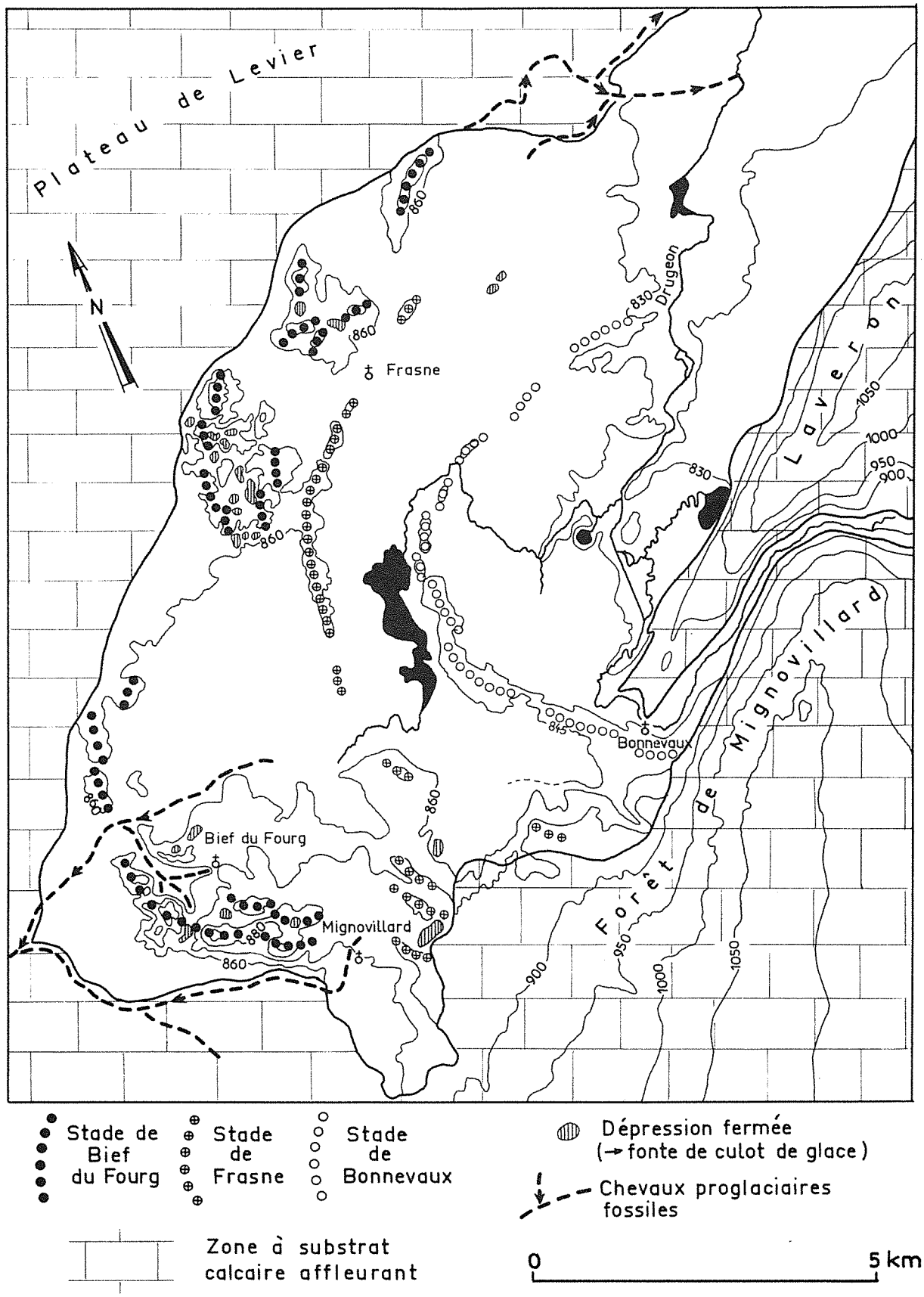


Fig. 152 La morphologie des accumulations moraniques au débouché de la cluse de Vaux et Chantegrue de la région de Frasne - Bonnevaux

La dépression synclinale de Frasne et la combe d'Ain peuvent donc, à notre avis, être considérées comme deux cuvettes pré-glaciaires présentant des analogies :

- Elles sont parallèles aux structures jurassiennes, donc perpendiculaires aux flux glaciaires principaux de la glaciation würmienne (l'une combe synclinale, l'autre combe monoclinale).

- Elles ont joué, de ce fait, le rôle de réceptacles terrigènes lors de l'avancée glaciaire.

Mais aussi des différences :

- Dans l'une (combe d'Ain), les dépôts glaciaires et associés ont été profondément entaillés par un système fluviatile érosif.

- dans l'autre (dépression de Frasne), l'installation d'un mauvais drainage en limite de deux bassins versants n'a pratiquement pas permis l'érosion post-glaciaire. Mieux encore, la grande inertie hydrologique a favorisé le développement des marécages et des tourbières générateurs de nouveaux dépôts.

C'est ce qui explique à nos yeux l'abondance des affleurements quaternaires en combe d'Ain, par opposition à leur rareté dans la dépression de Frasne. Seuls, les sondages et les prospections géophysiques nous permettent de préciser leur nature et leur puissance. Les rares coupes et affleurements de surface ont été bien étudiés par nos prédécesseurs (essentiellement J. TRICART, 1952 et T. BROSSARD, 1978).

La figure 153 schématise la répartition des principaux dépôts glaciaires et associés dans la dépression de Frasne-Pontarlier et l'accent est mis sur la coïncidence entre les zones principales d'apport et la morphologie de l'arrière-pays. *Deux drains principaux semblent avoir canalisé les débordements du glacier :*

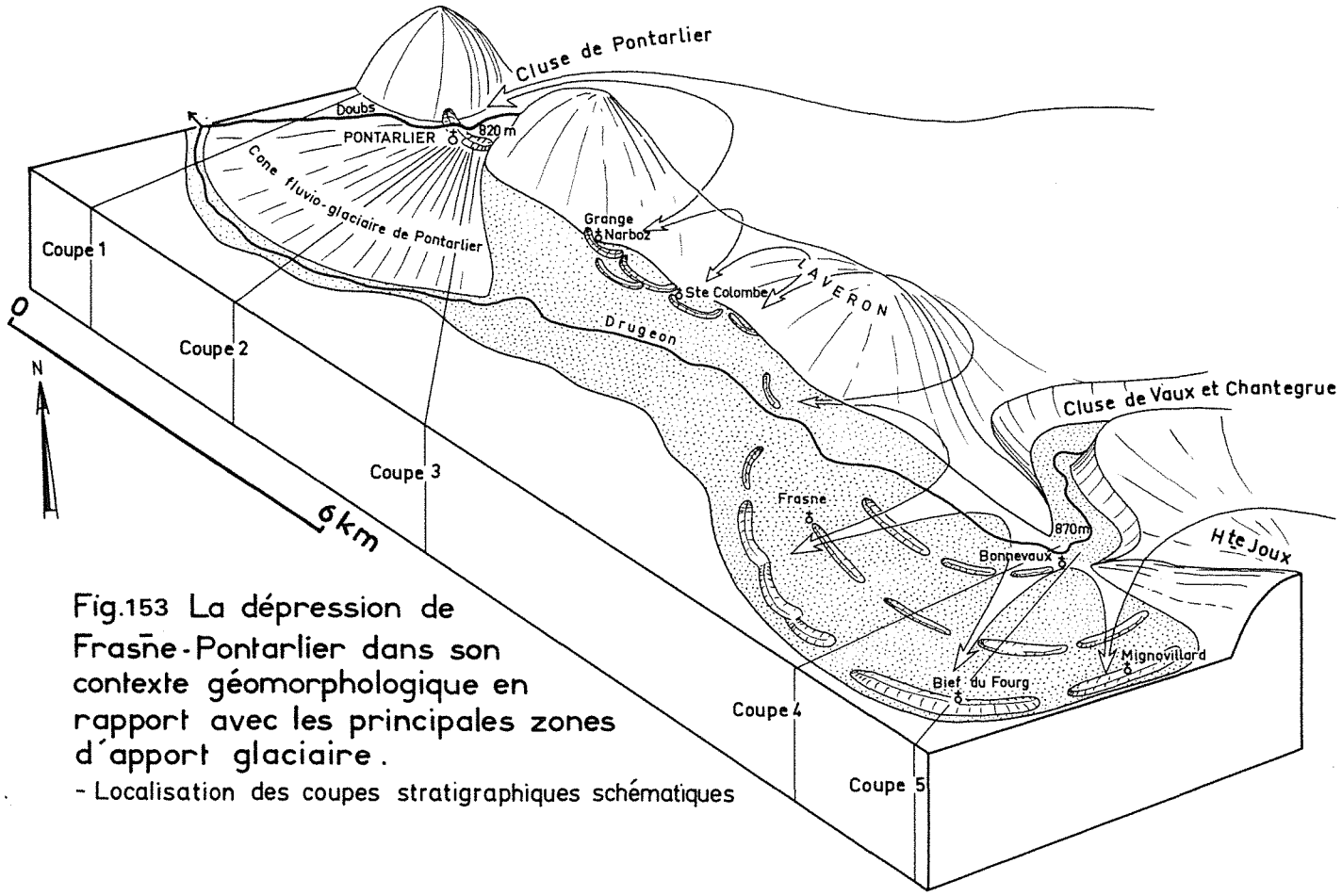


Fig.153 La dépression de Frasne-Pontarlier dans son contexte géomorphologique en rapport avec les principales zones d'apport glaciaire.
- Localisation des coupes stratigraphiques schématiques

- Le plus important est constitué par l'échancrure de la cluse de Vaux et Chantegrue (870 m d'altitude) au débouché de laquelle s'étalent les trois arcs concentriques principaux de moraines bordières que nous avons évoqués précédemment.

- La cluse de Pontarlier, plus basse (830 m) et plus septentrionale, et qui semble cependant avoir constitué un drain d'avacuation glaciaire beaucoup moins important que le précédent : les dépôts franchement morainiques existent : J. TRICART (opus cité) cartographie une série de moraines " terminales " au niveau de Pontarlier et même largement à l'aval jusqu'à proximité du village d'Arçon. Bien qu'une confirmation de ces observations ne puisse actuellement être donnée avec certitude, il est indéniable que la cluse de Pontarlier a servi comme évacuateur glaciaire : les moraines de la région de Pontarlier et le magnifique cône proglaciaire de la plaine de l'Arlier en témoignent.

Outre ces deux chenalisations principales, les dépôts morainiques empâtant le pied de la montagne du Laveron prouvent qu'un débordement important de la calotte glaciaire transgressait cette croupe et venait fondre sous forme d'un piemont glaciaire au niveau de la rupture de pente entre 800 et 900 m. Les principales accumulations morainiques se situent aux environs des villages des Granges Narboz et de Sainte-Colombe, au droit d'un léger ensellement de la montagne de Laveron, qui abaisse sa croupe au voisinage de 980 m au Nord du petit lac de Malpas.

Une série de coupes schématiques du remplissage quaternaire de cette dépression peut être proposée en se basant sur les anciens sondages réalisés surtout dans la plaine de l'Arlier et interprétés dans la Thèse de G. CLAUDON (1977) (Fig.154). On peut voir que le comblement détritique glaciaire et proglaciaire dépasse 100 m (coupe B) et que, au Sud du cône de Pontarlier, un canyon entaille le substratum dans l'axe du synclinal de Frasne, traduisant un niveau de base ancien aux environs de 680 m d'altitude dans cette zone. Ce chenal comblé est, à notre avis, à mettre en relation avec un ancien cours du Doubs supérieur issu soit de la cluse de Vaux et Chantegrue, soit de la cluse de Pontarlier.

D'une manière générale, les caractéristiques du remplissage de cette cuvette peuvent être définies comme suit :

- La zone inférieure est constituée d'une chape imperméable argilo-silteuse reconnue en sondage, aussi bien au Nord à l'aval de Pontarlier (sondages anciens cités par G. CLAUDON) qu'au Sud (sondage CUER - rapport de D.E.A. de G. PIGET-VIEUX, 1979). Cette formation n'a jamais donné lieu à une étude sédimentologique, mais les données descriptives nous la font attribuer à un complexe argilo-silteux de type lacustre proglaciaire.

- La zone supérieure est constituée de dépôts grossiers, perméables vers le Nord (cône de Pontarlier) ou hétérométriques et de type morainique vers le Sud (moraines de fond ou d'ablation constituant le substrat de la région située dans le triangle Bonnevaux - Frasne - Bief du Fourg). Localement et surtout dans les dépressions intermorainiques, des dépôts grossiers triés associés à des tourbes colmatent les bas-fonds de la morphologie typiquement glaciaire.

- Entre ces deux ensembles principaux, un niveau intercalé de graviers grossiers à matrice sableuse a été reconnu en sondage. Il contient une nappe aquifère intéressante, parce que protégée entre les deux niveaux imperméables. Au Nord, dans la région de Pontarlier, un deuxième niveau " d'argiles " a en effet été reconnu entre ces graviers inférieurs et les graviers du cône.

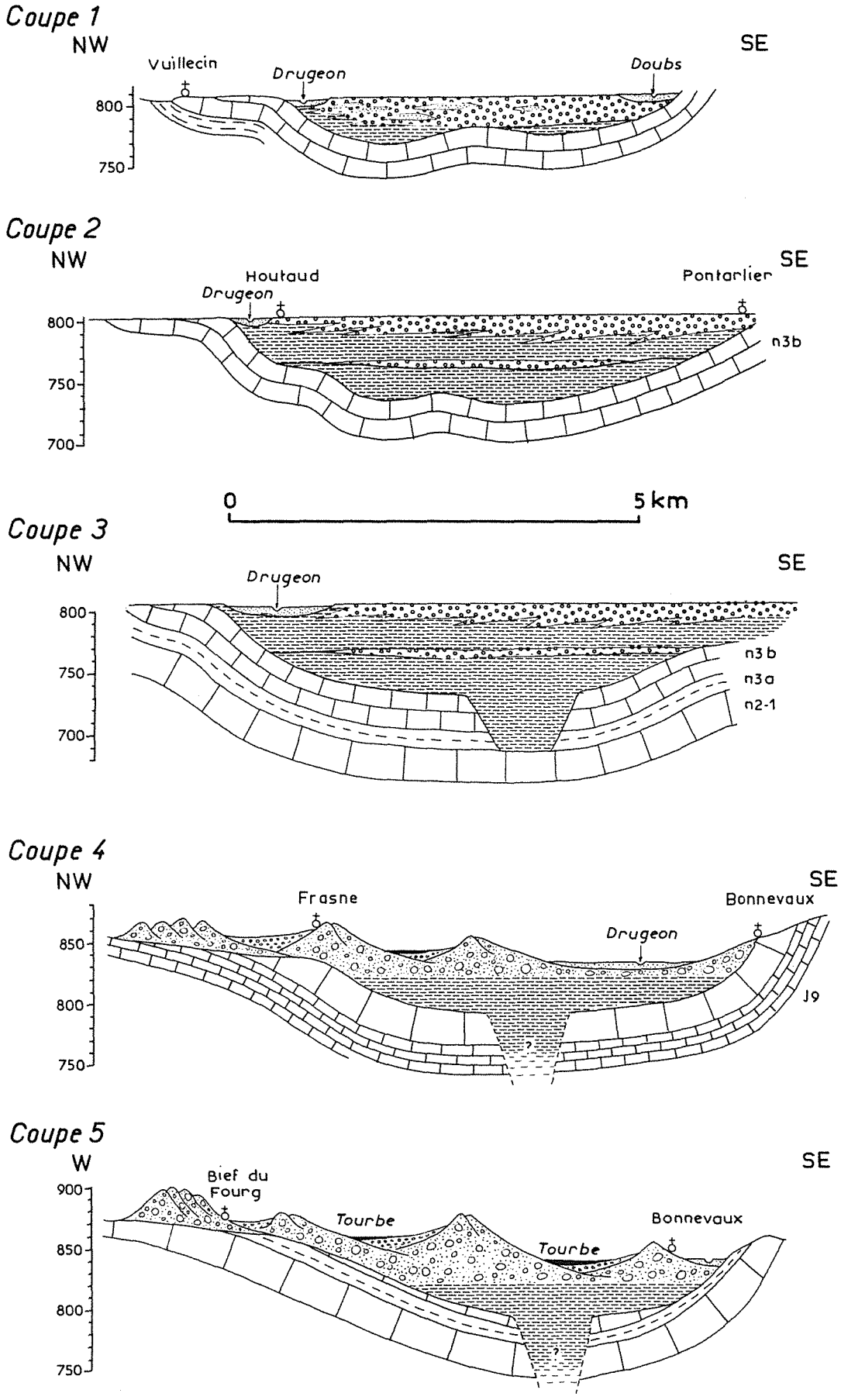


Fig.154 Coupes transversales schématiques du remplissage glaciaire et glaciolacustre de la dépression de Frasne-Pontarlier

(Coupes localisées sur la figure précédente)

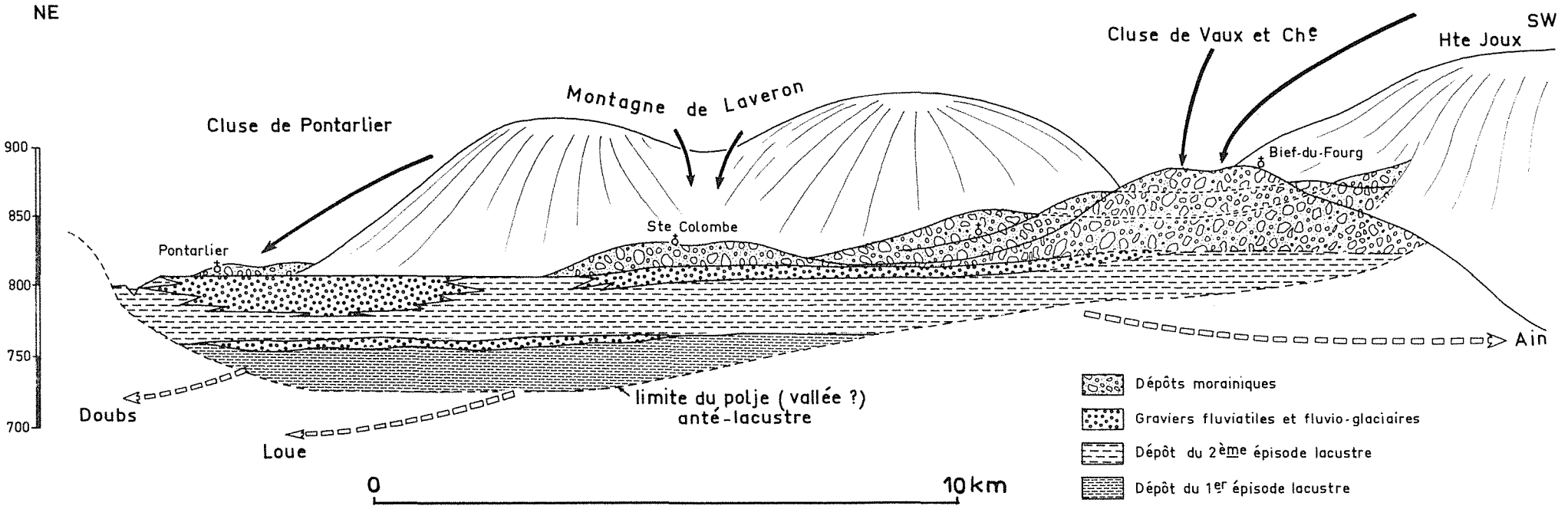


Fig.155 Répartition des principaux ensembles sedimentaires dans le Bassin de Frasne-Pontarlier et interprétation de la morphologie et des écoulements anté-lacustres.

Nous pouvons donc affirmer que la dépression synclinale de Frasne-Pontarlier a été occupée par un lac colmaté par une sédimentation fine. Ce lac s'est formé, soit dans un ancien polje rendu imperméable au cours d'un épisode froid, soit dans l'ancienne vallée du Doubs, s'écoulant primitivement vers le Sud en direction de l'Ain et obturée entre Bonnevaux et Bief du Fourg par les langues glaciaires et leurs accumulations morainiques. La figure 155 donne une idée de la répartition spatiale des différents ensembles sédimentaires et une interprétation de la morphologie anté-lacustre.

Un intermède fluviatile, matérialisé par les graviers de la cote 760 m, s'intercale entre deux épisodes lacustres s'accompagnant d'une sédimentation fine silto-argileuse de type varvé. Le dernier de ces deux épisodes lacustres semble contemporain de la phase glaciaire responsable des dépôts morainiques de Frasne - Bief du Fourg et du cône fluvio-glaciaire de Pontarlier.

La morphologie et le régime des écoulements anté-lacustres, donc à notre avis anté-glaciaires, peuvent être interprétés de deux manières :

- La cuvette synclinale constituait un immense polje dont les écoulements souterrains se formaient soit en direction de l'Ain vers le Sud, soit en direction du Doubs ou plus vraisemblablement de la Loue vers le Nord et le Nord-Ouest. Dans ce cas, il faut admettre deux poljés emboîtés, l'extérieur matérialisé par la cuvette synclinale, l'intérieur par le canyon mis en évidence par la géophysique sous le cône de Pontarlier et dont le fond se situerait vers 680 m.

- La cuvette synclinale était drainée par une ancienne vallée encaissée en canyon. Celle-ci aurait été mise en évidence seulement sous le cône de Pontarlier, mais elle existerait également en direction de l'une des zones drainantes : Doubs vers le Nord ou plus vraisemblablement Ain vers le Sud. Ce sont les énormes accumulations morainiques déposées au débouché de la cluse de Vaux et Chantegrue qui auraient colmaté l'écoulement initial et détourné l'ancien Ain supérieur drainant la vallée du Haut Doubs vers le cours actuel de ce dernier en direction du Nord.

Ainsi, les formations glaciaires de la dépression de Frasne - Pontarlier se sont déposées lors d'un débordement de la montagne du Laveron par masse glaciaire remplissant la dépression du lac de Saint-Point. Les flux glaciaires principaux ont emprunté les cluses (Vaux et Chantegrue et Pontarlier) et trois stades successifs peuvent être discernés dans la phase de retrait.

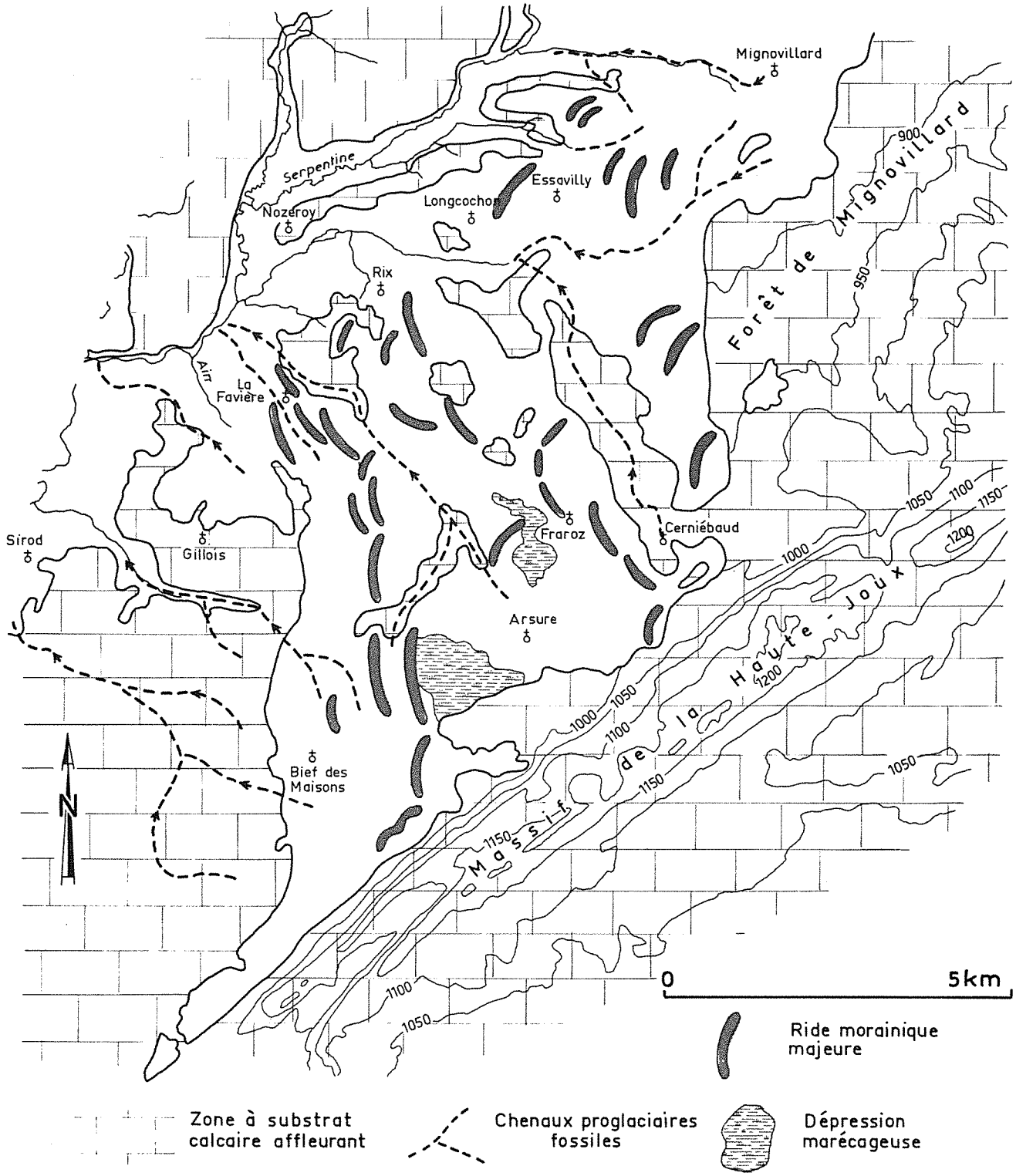


Fig.156 Morphologie glaciaire sur le plateau de Nozeroy

2) Les formations glaciaires du plateau de Nozeroy

On peut considérer le plateau de Nozeroy comme un vaste escalier constituant un relai topographique entre la vallée de la Serpentine et les premiers contreforts de la haute chaîne jurassienne représentée ici par le chaînon anticlinal de la Haute Joux (Fig. 157) . Il constitue le prolongement méridional de la zone de Pontarlier - Frasne, mais alors que dans cette dernière les accumulations glaciaires et associées comblent une dépression pré-existante, dans le cas du plateau de Nozeroy, ces accumulations recouvrent un plateau essentiellement calcaire ne présentant pas de dépression initiale. Dominant le réseau hydrographique de la Serpentine et de l'Ain supérieur à l'Ouest, il croît progressivement de l'altitude 800 m environ au Nord-Ouest à l'altitude 950 m au Sud-Est avant de s'adosser contre la haute chaîne. C'est donc un glacis à substratum calcaire et marno-calcaire, pas ou faiblement tectonisé, recouvert par un placage glaciaire et entaillé par un réseau hydrographique actif vers l'aval, mais qui se prolonge vers l'amont par un réseau de vallée sèche ou à débit intermittent (Fig.150).

2.1. Aspects morphologiques

Par rapport à la région précédente, les formations glaciaires apparaissent ici mal enracinées et méritent mieux le nom de placages (pouvant sans doute dépasser souvent plusieurs dizaines de mètres) et de larges plages de substrat calcaire en dalles rabotées peuvent être cartographiées (Fig.156). Elles correspondent à des zones où l'érosion glaciaire a prédominé sur les phénomènes de dépôt, soit par rabotage basal, soit sur l'emplacement de vastes chenaux évacuateurs des eaux de fonte.

Comme dans la région de Bonnevaux - Frasne - Bief du Fourg, il est difficile de distinguer une morphologie glaciaire cohérente dans le paysage chaotique du plateau de Nozeroy. Cependant, on peut dégager certaines caractéristiques.

2.1.1. Les ensembles morainiques

Trois ensembles morainiques concentriques peuvent être reconnus (Fig.156, 157 et 158) :

- Un front majeur externe sur une ligne courbe allant de Mignovillard au Nord à Bief des Maisons au Sud où les bourrelets morainiques s'appuient sur le pied du Massif de la Haute Joux. Ces bourrelets morainiques sont souvent discontinus, parfois dédoublés et semblent bien correspondre à un stade maximum caractérisé par une stabilisation d'assez longue durée du front glaciaire. Les ailes septentrionales de ce vaste arc morainique discontinu sont légèrement plus hautes que la partie centrale (893,5 m près d'Essavilly au Nord, 1002 m près de Bief des Maisons au Sud, contre 863 m au niveau du village de la Favière) (Fig.158).

- Plus en retrait, un arc également fragmentaire s'appuyant aussi sur le pied de la chaîne de la Haute Joux au Sud, passant par le village de Fraroz, puis se prolongeant après une large discontinuité, à l'Est d'Essavilly où il vient tangenter l'arc précédent.

- Encore plus en retrait, un ensemble de rides morainiques entre Cerniebaud et Mignovillard, adossé au premier contrefort peu abrupt de la chaîne de la Haute Joux.

2.1.2. Les chenaux pro-glaciaires

A l'avant de cet ensemble morainique, ou s'infiltrant parfois très profondément à l'intérieur du système, un réseau de vallées sèches entaille parfois les calcaires du substrat ou érode le placage glaciaire. Du Nord au Sud, on peut distinguer (Fig.157) :

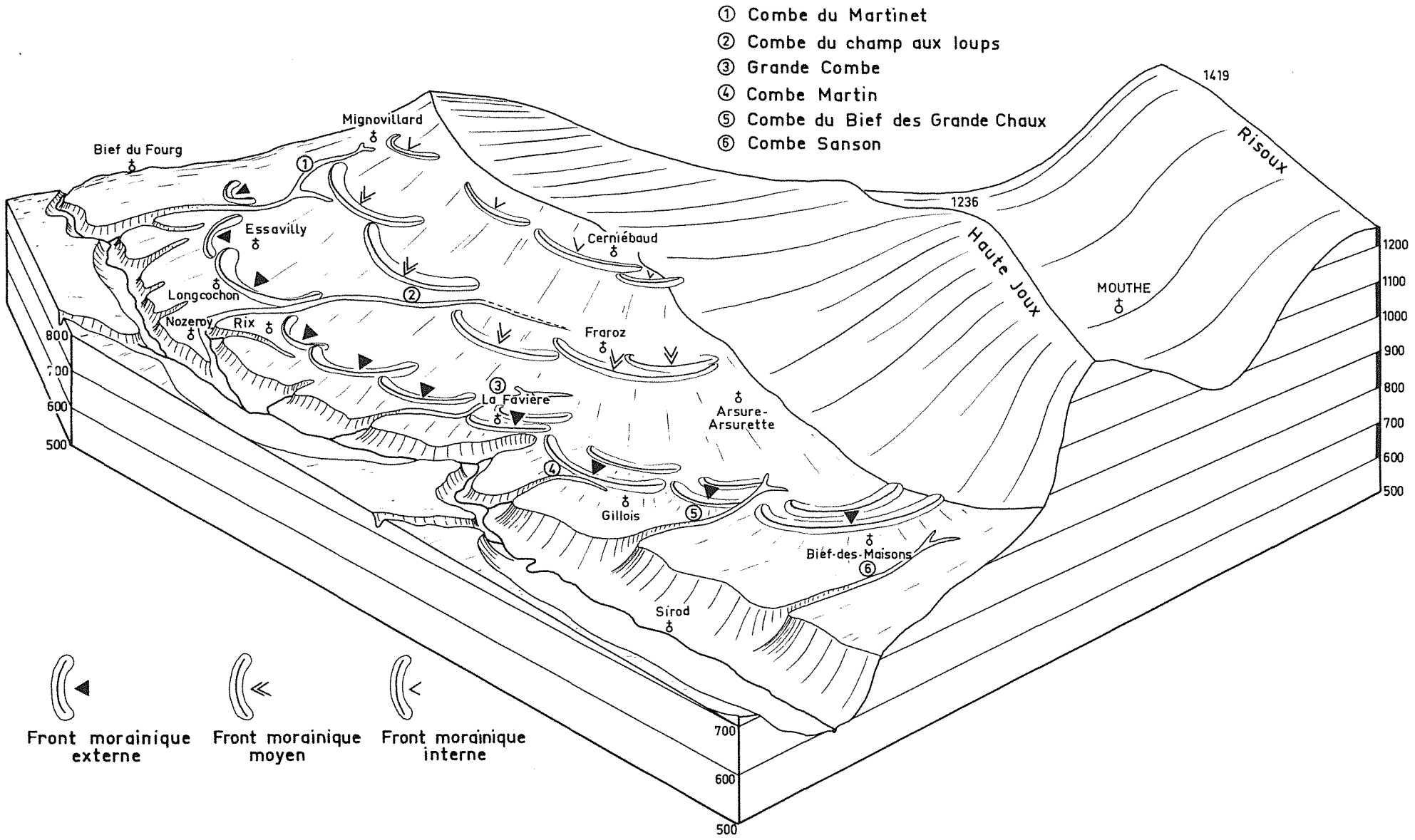


Fig.157 Fronts morainiques successifs et chenaux proglaciaires fossiles sur le plateau de Nozeroy

- La combe du Martinet qui prend naissance à l'Ouest de MIgnovillard.
- La combe du Champ aux Loups s'infiltrant entre les divers arcs morainiques jusqu'à Fraroz.
- La grande combe au Nord-Ouest de la Favière.
- La combe Martin.
- La combe du Bief des Grandes Chaux au Sud-Ouest de Gillois.
- La combe Sanson au Sud-Ouest de Bief des Mairons, se poursuivant à l'aval par la combe Bernard.

Ce réseau de dépressions sèches dans leur secteur amont se poursuit vers l'aval par des vallées parcourues par des ruisseaux le plus souvent intermittents qui débouchent tous dans la vaste dépression occidentale parcourue actuellement par la Serpentine et l'Ain. *Nous considérons que ce réseau fossile était emprunté par les chenaux proglaciaires au moment de l'invasion du plateau de Nozeroy par la calotte glaciaire.* Leur position par rapport au front glaciaire matérialisé par les moraines nous permet d'affirmer que l'essentiel de leur creusement s'est effectué au cours de ce maximum glaciaire. Ils représentent à nos yeux un héritage morphologique direct de l'érosion par les chenaux proglaciaires.

2.1.3. Lieu d'origine de la glace

La disposition en arcs concentriques des différents ensembles morainiques nous permet de situer la zone d'origine du flux glaciaire s'étalant sur le plateau de Nozeroy (Fig.157). Il semble que la crête sommitale du massif de la Haute Joux n'ait pas été submergée par la glace d'origine plus interne. En effet, l'orientation des bourrelets morainiques de la région de Bief des Maisons montre une polarité du flux glaciaire d'origine plus septentrionale. Or, le relief du chaînon s'abaisse régulièrement de plus de 1200 m à 1000 m environ plus au Nord : l'essentiel du flux glaciaire aurait emprunté ce dénivelé qui n'est d'ailleurs que le versant méridional de la grande dépression constituée par la cluse de Vaux et Chantegrue. C'est donc le comblement et le débordement glaciaires de la dépression orientale de Mouthe - Saint-Point qui semblent encore une fois responsables de l'étalement d'un vaste lobe glaciaire franchissant les reliefs au niveau de zones surbaissées de leurs crêtes.

La combe anticlinale, présente au sommet du massif (Entre Côtes du milieu et du haut) est tapissée de glaciaire : il est probable qu'une petite langue glaciaire isolée s'y soit installée ou qu'une diffluence latérale du débordement principal l'ait parcourue lors du maximum.

2.2. Aspect lithologique

Le manque d'affleurements et l'absence de sondages dans cette région n'ont pas permis une bonne reconnaissance des unités lithologiques.

Sur le plateau proprement dit, c'est-à-dire dans la zone à morphologie chaotique désordonnée, les faciès morainiques de type moraines d'ablation (faible tassement, absence de matériaux fins) prédominent largement. A l'aval des rides morainiques, des épandages de matériaux mieux triés sont assez régulièrement présents (secteur de Longcochon, Bief des Maisons). De même, dans la zone sud du secteur,au contact du versant occidental du chaînon de la Haute Joux, une vaste langue de dépôts fluvio-glaciaires témoigne de l'existence d'un important chenal juxtaglaciaire évacuant les eaux de fonte en direction de la dépression de l'actuelle vallée de la Saine, occupée au moment du maximum glaciaire par la langue de Champagnole. Dans les dépressions intra-morainiques, des petits lacs ont pu exister temporairement (secteur d'Arsure-Arsurette, et de Fraroz, Fig. 156) ayant probablement été le siège de dépôts glacio-lacustres, puis palustres.

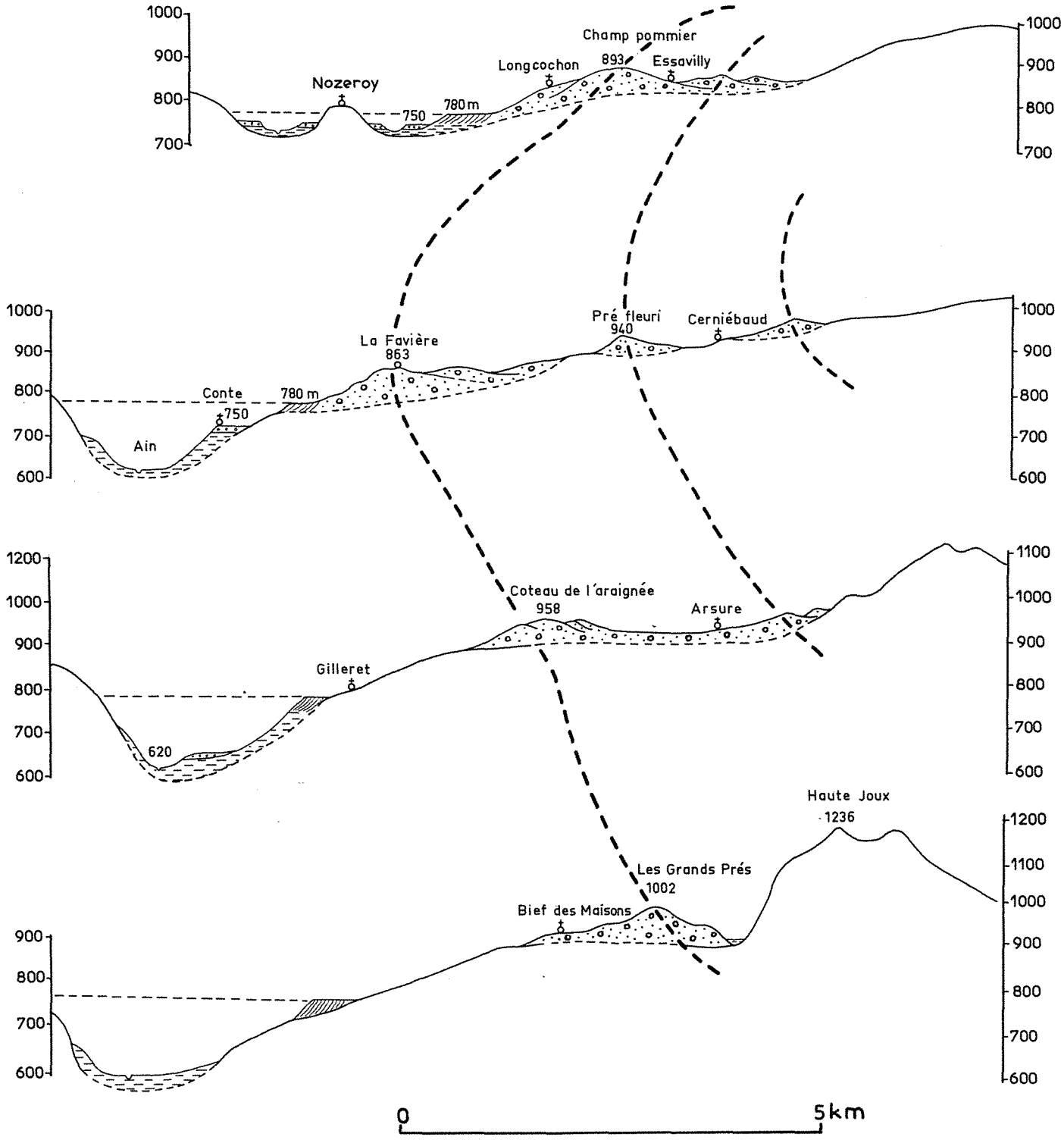


Fig.158 Coupes schématiques Est - Ouest du plateau de Nozeroy montrant la répartition de sa couverture glaciaire

Dans la dépression occidentale (haute vallée de l'Ain et vallée de la Serpentine) les dépôts sont plus variés et les coupes plus abondantes *témoignent de l'existence d'un complexe proglaciaire dominé par les faciès glacio-lacustres et fluvio-glaciaires* (Fig.158) *comparables bien que de moins grande amplitude au complexe de la combe d'Ain.*

Sur le versant oriental de la dépression, une terrasse assez constante, surtout présente au niveau du débouché des anciens chenaux proglaciaires (rives droite et gauche du Serpentin au niveau de Rix-Trebief, rive droite du Bief des Grandes Chaux près de Gilleret) présente une régularité d'altitude (780 m) sur plus de 10 km. Nulle part, il a été possible de reconnaître son faciès lithologique, mais il est probable qu'il s'agisse d'une accumulation deltaïque grossière.

Sur les flancs de la dépression, de larges placages de formations fines grises, fortement bouleversés par des loupes de glissement, représentent, à notre avis, les restes de dépôts fins de type lacustre.

Des niveaux de terrasses emboîtées sont également remarquables : l'un se suit particulièrement bien de Nozeroy à Conte à l'altitude 750 m, l'autre beaucoup plus bas domine la rivière d'Ain de 10 à 15 m dans la région du village de Sirod.

Tout concourt donc à faire admettre *l'existence d'un lac proglaciaire comblant cette dépression au moment du maximum glaciaire.* Des observations antérieures (THEOBALD N. et JACQUIN M., 1960 ; MUSSILLON Cl., 1962) ont déjà signalé l'existence de dépôts à varves dans la haute vallée de l'Ain. Le dernier de ces auteurs propose une synthèse locale et partielle sur l'histoire glaciaire de cette région. A notre avis, la dépression de la haute vallée de l'Ain et de la Serpentine fut comblée par un lac proglaciaire qui s'est installé lors du maximum de la progression glaciaire, le barrage aval étant constitué par la langue glaciaire de Champagnole, évoquée dans le précédent paragraphe. Le niveau maximum du lac était alors au voisinage de la cote 780 m. Au fur et à mesure du retrait glaciaire, la cote du barrage glaciaire s'abaissant, le niveau du lac s'abaissait d'autant, permettant l'emboîtement des dépôts glacio-lacustres observés. Trois lacs successifs, comme en témoignent les trois niveaux de terrasses lacustres, de niveau et d'étendue progressivement décroissants, se sont installés dans cette zone avant l'assèchement définitif. Nous appellerons ce système lacustre proglaciaire le *Lac de la Serpentine.*

Le flux glaciaire responsable de la couverture morainique du plateau de Nozeroy résulte du débordement de l'extrémité nord du chaînon de la Haute Joux par une masse glaciaire. Celle-ci comblait totalement la dépression de Mouthe - Saint-Point et chevauchait son rebord nord occidental le moins élevé. Il s'agit d'ailleurs de la même masse glaciaire responsable des dépôts étudiés auparavant dans la dépression de Frasne - Pontarlier.

C) La zone méridionale

La chaîne jurassienne possède un revêtement glaciaire jusqu'à sa jonction avec les massifs dauphinois et genevois, mais nous avons limité nos observations vers le Sud à la cluse de Nantua. Au-delà, les influences du glacier rhodanien ont largement interféré sur la glaciation proprement jurassienne et ce problème dépassait le cadre du travail que nous nous étions délimité. On envisagera les formations glaciaires et associées successivement dans trois régions naturelles, bien différenciées morphologiquement :

- le versant occidental (région d'Orgelet et d'Arinthod)
- la moyenne vallée de l'Ain (de la combe d'Ain à Thoirette)
- la rive gauche de l'Ain au Sud de Thoirette (région d'Izernore à Nantua).

1) Le versant occidental : région d'Orgelet et plateau d'Arinthod

Du point de vue géologique, cette région concerne le faisceau d'Orgelet-Poncin d'orientation générale Nord-Sud, bordé à l'Est par les gorges de l'Ain qui l'entaillent profondément et à l'Ouest par le plateau d'Arinthod, lui-même drainé par la Valouse qui rejoint l'Ain à l'aval de Thoirette (carte géologique au 1/50.000 de Moirans).

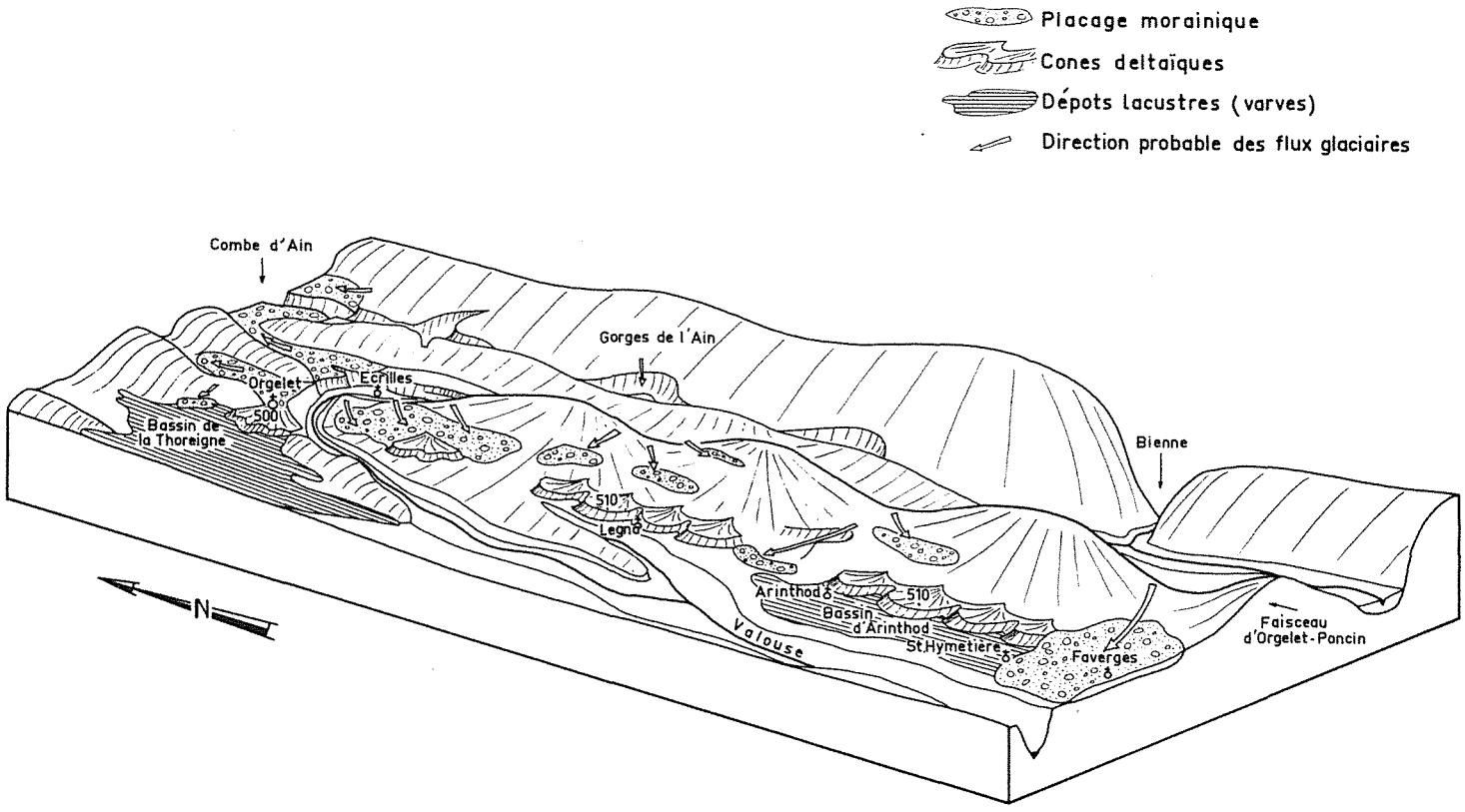


Fig.159 Les formations glaciaires et paraglaciaires de la région d'Orgelet-Arinthod dans leur contexte morphologique.

Morphologiquement, ce faisceau fortement tectonisé se présente comme un vaste relief d'orientation Nord-Sud, culminant aux environs de 800 m. Il est largement entaillé transversalement à la latitude d'Orgelet par la haute vallée de la Valouse et à Thoirette par l'Ain. Son versant occidental s'abaisse régulièrement aux environs de 500 m d'altitude en direction du plateau d'Arinthod (Fig.159).

Ce secteur est largement recouvert de formations glaciaires et associées, parmi lesquelles nous avons distingué (Fig.159) :

- *Des formations morainiques* réparties en placages plus ou moins importants au flanc du relief provoqué par le faisceau d'Orgelet-Poncin.

- *Des cônes d'épandages* situés en contre-bas et constituant un chapelet de festons plus ou moins discontinus à l'altitude de 500-510 m.

- *Des formations lacustres* (" varves ") dans la dépression de la Thoreigne à l'Ouest d'Orgelet et réparties en placages discontinus sur le plateau d'Arinthod.

Les formations morainiques sont surtout représentées dans le secteur d'Orgelet où elles empâtent toutes les dépressions drainées par la haute vallée de la Valouse et ses affluents et au Sud d'Arinthod où un énorme placage est recoupé par la route départementale 119 entre St-Hymetière et Faverge. Ailleurs, les placages sont plus réduits et correspondent souvent à des abaissements sensibles de la crête du relief. On peut localement distinguer des bombements interprétables comme des moraines terminales (à l'Est d'Orgelet et au débouché de la reculée de Neglia), mais plus généralement aucune morphologie nette n'est décelable.

Dans la région d'Orgelet (Fig. 160) les formations morainiques passent latéralement à un cône deltaïque en éventail dont la pente sommitale décroît progressivement de 510 m à 500 m en direction de la dépression de la Thoreigne colmatée par des dépôts varvés dont l'épaisseur irrégulière atteint quelquefois 15 m (J. AUBERT, 1972).

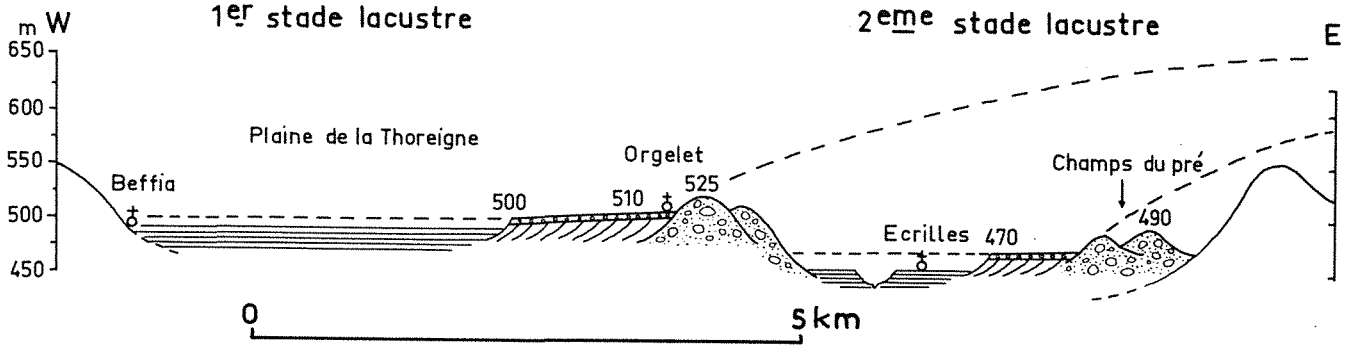


Fig.160 Les deux stades lacustres pro-glaciaires dans la région d'Orgelet

Nous sommes donc ici en présence d'une *sédimentation lacustre proglaciaire typique, le niveau du lac voisinant 500 m.* La même disposition, mais à des cotes différentes, peut être reconnue plus à l'Est dans la région du village d'Ecrille (Fig. 160). Les bombements morainiques du *Champ du pré* passent vers l'aval à un cône deltaïque largement exploité au bord de l'ancienne route de Lons à Saint-Claude, et dont l'altitude est voisine de 470 m. Le fond de la dépression d'Ecrille est colmaté par des dépôts varvés de type lacustre. Il semble donc qu'il y ait eu *deux sta-*

des lacustres correspondant probablement à deux stades de stabilisation du glacier, l'un au cours du maximum (stade d'Orgelet), l'autre au cours du retrait (stade d'Ecrille). Le barrage responsable du lac contemporain de ce second stade était provoqué par les dépôts morainiques du stade maximum encombrant la vallée de la Valouse entre Montjouvent et Merlia.

Plus au Sud (région de Sarrogna, Nermier, Marangea) les formations morainiques s'étalent à très basse altitude (430 m) sur le flanc oriental de la vallée de la Valouse et passent latéralement à une puissante nappe fluvio-glaciaire constituant un placage assez constant jusqu'à la latitude d'Arinthod. Par contre, entre cette zone et la zone de St-Hymetière-Faverge déjà évoquée, les formations morainiques ne descendent pas plus bas que l'altitude 550 m et passent latéralement à un complexe glacio-lacustre net. Une coupe E-W passant par le lac de Viremont et le village de Légna illustre bien cette disposition (Fig.161).

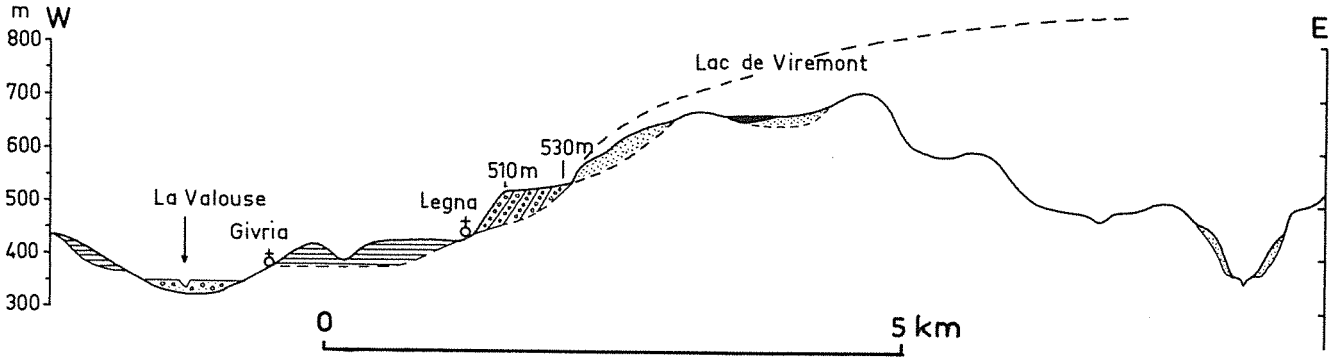


Fig.161 Coupe schématique E-W au niveau de Legna

Adossé au flanc du relief, un système continu de cônes deltaïques disposés en feston interrompt la pente du substrat entre les altitudes 510 et 530 m. Des petites exploitations permettent d'apprécier la nature du dépôt : c'est un matériel grossier, peu trié, et disposé en lits avec alternance de sables et de graviers à galets régulièrement inclinés vers l'Est. Interprétées comme terrasse de kame (M. TAULELLE, 1966) ces formations montrent les caractéristiques d'un dépôt deltaïque de bordure lacustre. De plus, en contre-bas, des dépôts varvés affleurent en placages disséqués par l'érosion. Ce type de complexe sédimentaire est constant dans cette zone et se retrouve également dans le secteur d'Arinthod où le colmatage varvé de fond de vallée est encore beaucoup plus continu.

Au niveau du village de Neglia cependant (Fig.162) les dépôts morainiques s'avancent plus largement dans la vallée et adoptent une morphologie de moraine terminale typique au débouché de la reculée courte entaillant la bordure du massif au Sud-Est du village.

Les formations hétérométriques surmontent les dépôts varvés également représentés en placages dans la vallée de la Valouse. Lors du retrait glaciaire, un lac s'est installé dans la reculée derrière le barrage morainique.

L'étude précédente portant sur la répartition et le faciès des formations glaciaires et paraglaciaires permet de proposer les conclusions suivantes :

- La région a été occupée au maximum glaciaire par un flux de glace venant de l'Est et débordant le relief formé par le faisceau d'Orgelet-Poncin.

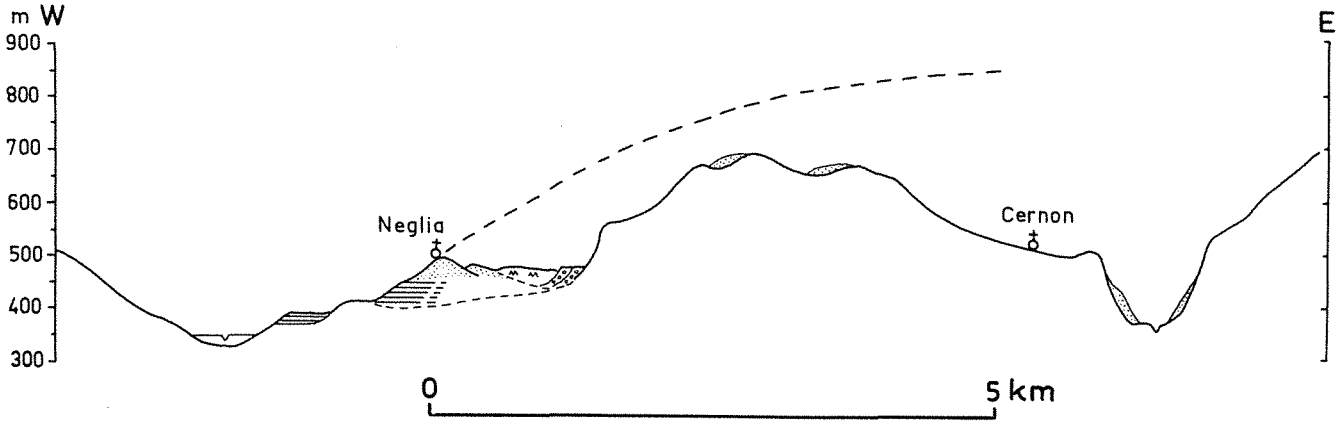


Fig.162 Coupe schématique au niveau de la reculée de Neglia

- *La topographie de ce relief semble avoir guidé les débordements principaux.* C'est en effet au niveau des échancrures principales que les dépôts franchement morainiques s'étalent vers l'aval (essentiellement zones d'Orgelet et de St-Hymetière-Faverge). Cependant, toute la crête a été débordée, ce qui permet d'évaluer le niveau du glacier aux environs de 800-850 m.

- *Des lacs proglaciaires se sont établis au moment du maximum* : l'un dans le bassin de la Thoreigne, l'autre dans la vallée de la Valouse. Le premier est dû à une disposition naturelle de la morphologie du substrat (polje ?), le second a probablement été causé par un barrage glaciaire temporaire au niveau de Faverge (ou plus aval).

- *Deux stades glaciaires*, mis en évidence par deux systèmes successifs de dépôts glacio-lacustres, *ont été reconnus dans la région d'Orgelet-Ecrille.*

La seule explication possible de l'origine de ces flux glaciaires ne peut être apportée que par *l'existence d'une calotte de glace comblant complètement la dépression dont le fond est actuellement occupé par les gorges de l'Ain.* Ici, comme dans la combe d'Ain, *les apports de glace ont une polarité Est-Ouest, c'est-à-dire conforme à la polarité topographique générale de la chaîne jurassienne, indépendamment des vallées préexistantes.*

Les formations hétérométriques colmatant le Sud de la combe d'Ain paraissent tout naturellement être l'expression septentrionale de la masse glaciaire occupant l'emplacement actuel des gorges de l'Ain.

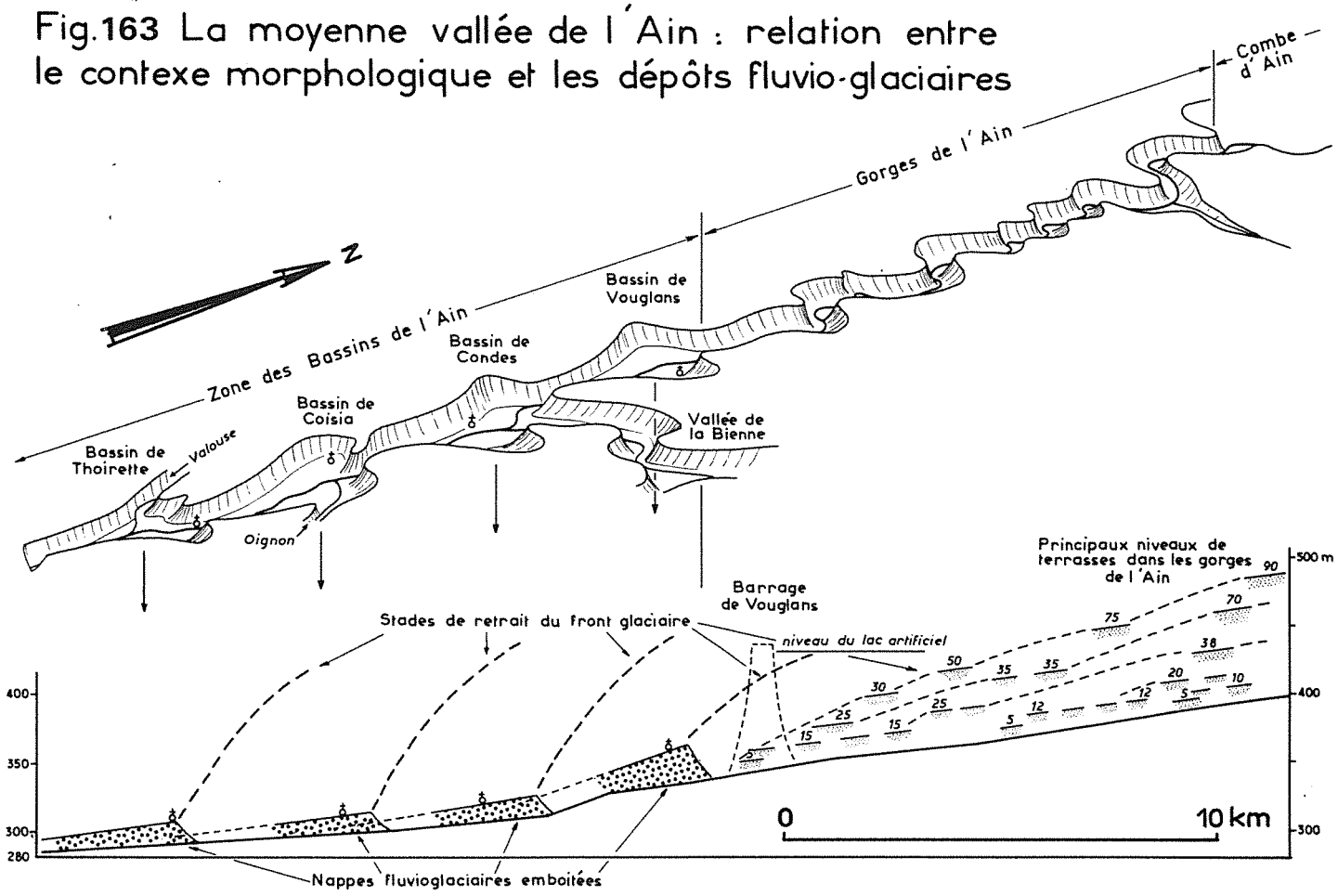
2) La moyenne vallée de l'Ain

2.1. Le contexte morphologique (Fig.163)

De la combe d'Ain à l'aval de Thoirette (confluent de la Valouse) la vallée de l'Ain entaille le substrat jurassique en formant une dépression d'orientation générale Nord-Sud. Jusqu'au confluent de la Bienne, cette dépression est parallèle aux structures tectoniques, mais plus au Sud, elle recoupe par une cluse complexe le faisceau d'Orgelet-Poncin. C'est un véritable canyon aux flancs abrupts, dont le dénivelé est toujours supérieur à 100 m dans la partie amont et peut atteindre 250 m lorsqu'il recoupe transversalement les structures tectoniques.

Les nombreux méandres du cours de l'Ain lui confèrent un développé linéaire de 55 km pour un dénivelé de 120 m, ce qui donne une pente moyenne d'environ 2 m par km. On peut distinguer dans cette vallée moyenne de l'Ain, *deux zones contrastées morphologiquement* (Fig.163) :

Fig.163 La moyenne vallée de l'Ain : relation entre le contexe morphologique et les dépôts fluvio-glaciaires



- *La zone des gorges de l'Ain* à l'amont, caractérisée par un canyon au profil transversal assez régulier, mais très nettement méandriforme. Le rebord du plateau domine le cours de l'Ain de 100 à 120 m. Cette zone est actuellement en grande partie masquée par la retenue de Vouglans derrière le barrage du même nom construit à l'aval de ces gorges.

- *La zone des bassins de l'Ain* à l'aval, caractérisée par une série d'élargissements de la vallée passant de l'un à l'autre par un canyon net. Ces bassins se situent toujours au niveau du recoupement par la vallée de zones synclinales à coeur crétacé, particulièrement favorables à l'érosion. De l'amont à l'aval, ce sont :

. Le bassin de Vouglans (synclinal de Cernon)
. Le bassin de Condes (synclinal de Rupt-Chancia)
. Le bassin de Coisia (prolongement du synlcinal de Vescles)
. Le bassin de Thoirette (synclinal faillé de la Valouse)

Chacun de ces bassins présente une forme générale losangique,évasé vers l'amont et se rétrécissant plus progressivement vers l'aval et s'effilant en canyon avant de s'ouvrir largement sur le bassin suivant. Une vallée latérale importante débouche dans chacun des trois derniers :

. La vallée de la Bienne sur la rive gauche dans le bassin de Condes
. La vallée de l'Oignin sur la rive gauche dans le bassin de Coisia
. La vallée de la Valouse sur la rive droite dans le bassin de Thoirette.

2.2. Aspects lithologiques

Les formations franchement morainiques sont présentes dans la moyenne vallée de l'Ain, mais n'y déterminent pas des complexes morphologiques nets : ce sont des placages discontinus de flanc de vallée (Fig.161 et 162) affleurant mal et souvent remaniés par de larges loupes de glissement et repris par la solifluxion. Aucune zone d'accumulation préférentielle ne permet de définir des phases de stagnation du glacier.

Par contre, les bassins définis précédemment sont colmatés par une série de nappes fluvio-glaciaires importantes, de texture hétérométrique grossière et dont la surface supérieure plonge nettement vers l'aval. *Il semble que l'écoulement glaciaire ait été freiné par les étroitures de la vallée* et que lors du retrait, la fonte du front glaciaire ait été retardée au niveau de ces rétrécissements. *La stagnation momentanée du front glaciaire ayant permis le développement cyclique de quatre nappes fluvio-glaciaires emboîtées les unes dans les autres de l'aval à l'amont.*

Dans les gorges de l'Ain, un grand nombre de terrasses discontinues et de niveaux très variés (de 5 m à 90 m par rapport au cours actuel de l'Ain) sont accrochées aux flancs de la vallée (Fig.163). Lithologiquement, elles sont de nature très variée :

- dépôts hétérométriques parsemés de lentilles sableuses ou graveleuses triées
- dépôts à structures deltaïques de type talus de progradation
- laminites silteuses interrompues de structures de micro-delta

Tous ces dépôts sont riches en structures d'effondrements pénécontemporaines laissant supposer des inclusions de glace morte.

Nous interprétons ces formations comme des dépôts de terrasses de kame, développés en marge d'un culot de glace ayant fondu progressivement dans les gorges de l'Ain lors de la phase ultime de récession glaciaire. Il faut remarquer d'autre part que les terrasses les plus hautes, absentes à l'aval des gorges, sont beaucoup mieux représentées à l'amont : la fonte ultime a provoqué le recul progressif du culot de glace résiduel de l'aval à l'amont (Fig.163).

Malgré l'absence de moraines morphologiquement bien individualisées (dont on aurait pu supposer la présence dans une telle vallée), *la moyenne vallée de l'Ain a été colmatée par un culot de glace qui, lors de sa phase maximum, a recouvert le relief occidental du faisceau d'Orgelet-Poncin, et débordé dans la vallée de la Valouse. L'irrégularité du tracé de cette vallée, ses rétrécissements nombreux et son cheminement méandriforme ont cependant gêné la progression d'un flux glaciaire important, au moins dans sa partie profonde. La partie superficielle, par contre,*

plus mobile a suivi la polarité générale de la topographie jurassienne sans être beaucoup influencée par le relief préexistant. Lors du retrait glaciaire, des culots de glace importants ont subsisté dans les fonds de vallée et leur fonte progressive a provoqué la mise en place des unités sédimentaires observées : nappes fluvio-glaciaires à l'aval et terrasses de kame au contact des culots et des roches encaissantes.

3) La rive gauche de l'Ain (vallée de l'Oignin et reliefs environnants)

L'étude et la cartographie des formations glaciaires et associées de cette zone n'ont pas été approfondies. Nous nous sommes contentés d'y vérifier les données globales des régions septentrionales mieux étudiées. Un travail de longue haleine serait nécessaire sur les formations glaciaires de cette région intéressante, parce qu'au contact de l'extension méridionale du glacier rhodanien.

Quelques observations relatives à la nature et l'importance du phénomène glaciaire ont cependant été faites :

3.1. La région de Nantua

La cluse de Nantua a servi de vecteur principal à un flux glaciaire important. En effet, *trois moraines terminales* nettes sont décelables à l'aval du débouché de la cluse (Fig.164).

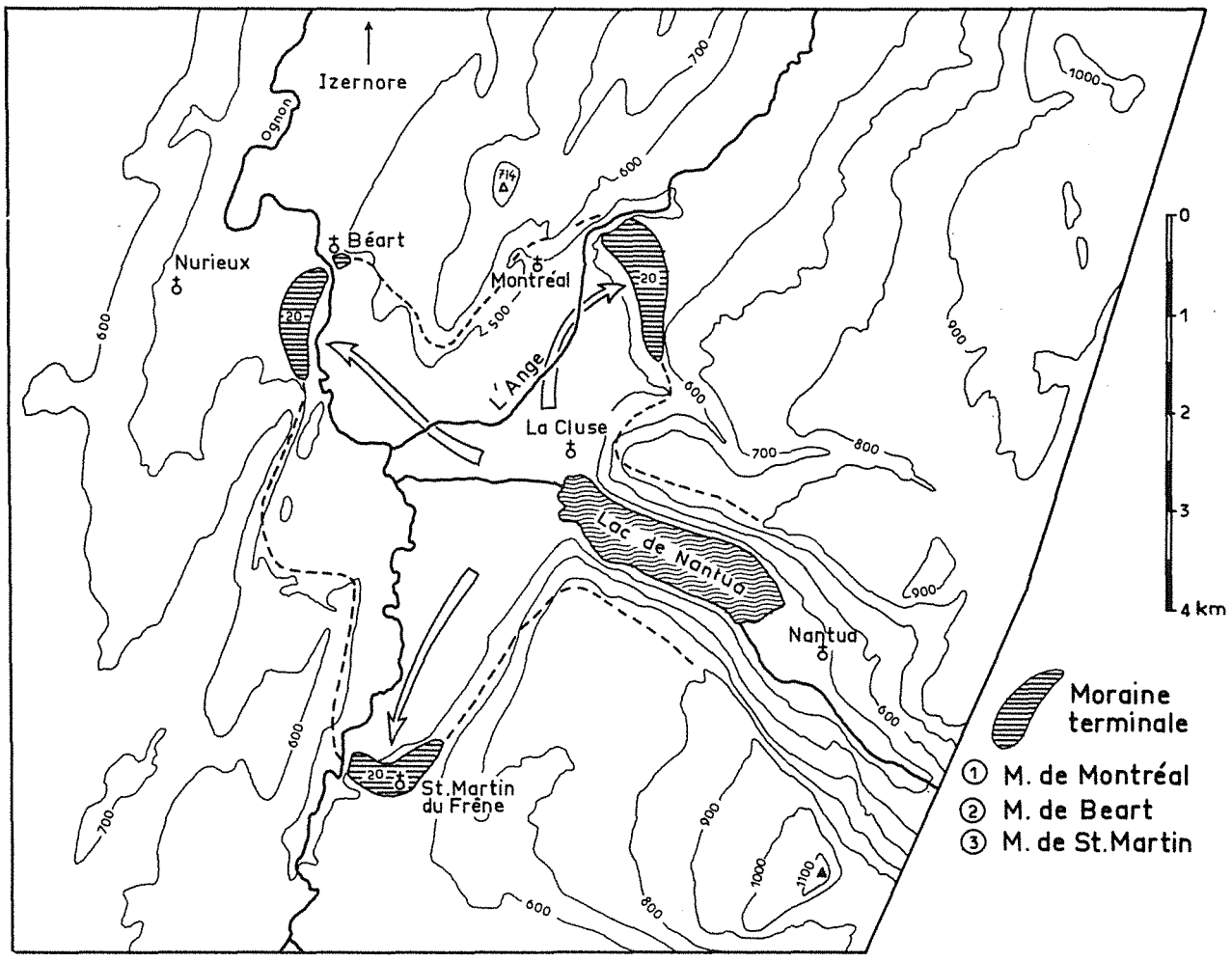


Fig.164 Diffluence glaciaire au débouché de la cluse de Nantua

- La première, au Nord du village de Montréal, en direction d'Oyonnax, passant latéralement vers le Nord à un système lacustre par l'intermédiaire d'un cône progradant.

- La seconde constitue un vallum morainique important, dans l'axe de la cluse recoupé par l'Oignin au niveau du village de Beart au Nord, et s'appuyant au Sud sur le Mont de Nurieux. Ce vallum passe latéralement à un vaste cône proglaciaire portant le village d'Izernore.

- Plus au Sud, une moraine frontale barre la haute vallée de l'Oignin au niveau du village de St-Martin du Frêne.

Ainsi, lors d'un stade glaciaire (qui n'est probablement pas le stade maximum du Würm) *un flux glaciaire a emprunté la cluse de Nantua et s'est étalé à son débouché, émettant deux diffluences latérales : l'une au Nord en direction d'Oyonnax, l'autre au Sud en direction de la haute vallée de l'Oignin.* Le flux majeur suivait l'axe de la cluse en direction de Nurieux. Aucun galet d'origine alpine n'a été trouvé dans ces dépôts. Au cours de cette phase glaciaire, des lacs se sont établis à l'aval des moraines frontales : au Sud de la moraine de St-Martin du Frêne et au Nord de la moraine de Montréal dans la vallée de l'Ange en direction d'Oyonnax. A l'aval de la moraine de Beart, un vaste cône deltaïque proglaciaire témoigne de l'existence d'un lac occupant toute la basse vallée de l'Oignin jusqu'à l'altitude de 550-560 m. Le barrage responsable de cette retenue était constitué par la langue glaciaire de la vallée de l'Ain dont on peut ainsi déduire le niveau dans sa zone de confluence avec l'Oignin.

Lors du retrait glaciaire, un lac s'est également installé à l'amont des trois moraines frontales. Le lac actuel de Nantua en constitue la relique.

3.2. La moyenne vallée de l'Oignin et la région d'Izernore

Dans cette zone située entre la moraine de Beart et les gorges de l'Oignin avant sa confluence avec l'Ain, deux complexes glacio-lacustres emboîtés ont pu être distingués (Fig.165) :

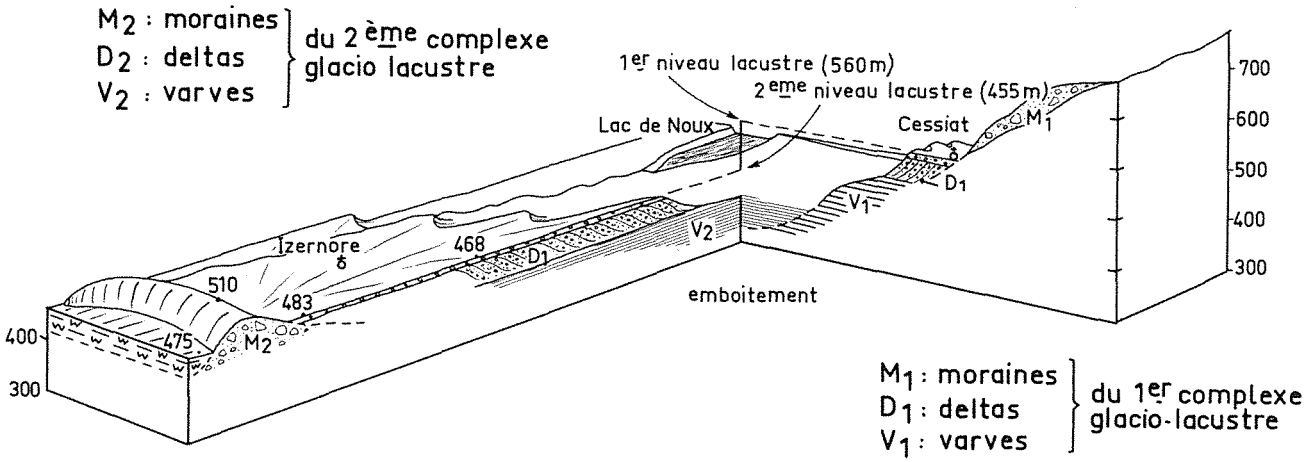


Fig.165 Emboitement des deux complexes glacio-lacustres de la vallée de l'Oignin

- Un premier complexe est bien identifiable sur le flanc E de la vallée : des placages morainiques importants entre 560 et 750 mètres d'altitude passent latéralement vers l'aval à une terrasse deltaïque dont le replat domine la vallée de manière continue à 560 m d'altitude. Ce replat porte en particulier le village de Cessiat. Immédiatement à l'aval et sur le flanc de la vallée, des dépôts varvés prennent le relai à partir de l'altitude 520 m. Largement affectés par les glissements et les loupes de solifluxion, ils sont présents sur tout le flanc E de la vallée.

Ce premier complexe glacio-lacustre montre que lors d'une phase glaciaire (qui peut correspondre au maximum würmien) une masse glaciaire franchissait les sommets qui séparent la vallée de l'Ange (dépression d'Oyonnax) de la vallée de l'Oignin. Dans celle-ci, un système lacustre s'est installé, dont le niveau maximum s'est établi à l'altitude de 560 m. On peut donc attester que le niveau supérieur de la langue glaciaire de la vallée de l'Ain, formant barrage dans la zone de confluence, a stationné à cette altitude pendant une période relativement longue et qui pourrait être la phase glaciaire du maximum würmien

- Un second complexe glacio-lacustre est venu s'emboîter dans le précédent. Il est représenté par la moraine de Beart qui se poursuit vers le Nord par l'impressionnante formation deltaïque d'Izernore dont l'altitude passe progressivement de 483 m au pied de la moraine à 455 m sur un développement de 6 km. Il surmonte des dépôts varvés qui affleurent à l'aval jusqu'aux gorges de l'Oignin. Le lac artificiel de Moux repose essentiellement sur cette formation imperméable.

Ce second complexe glacio-lacustre était, comme le précédent, retenu à l'aval par la langue glaciaire de la vallée de l'Ain, mais stationnant à un niveau nettement moindre que la langue glaciaire responsable du système glacio-lacustre précédent.

Nous avons, ici encore, les témoignages de deux avancées successives du front glaciaire, la deuxième nettement en retrait par rapport à la première.

Les formations glaciaires et paraglaciaires du secteur méridional confirment les conclusions partielles tirées de l'étude des secteurs plus septentrionaux : la masse glaciaire responsable de ces dépôts apparaît comme une calotte unique débordant les derniers contreforts occidentaux de la chaîne jurassienne (faisceau d'Orgelet-Poncin) et profitant des dépressions topographiques préexistantes (vallée de la Bienne et de l'Ain, cluse de Nantua) pour s'écouler en langues glaciaires relativement courtes. A l'aval du front glaciaire, les dépôts proglaciaires témoignent de l'existence de bassins lacustres occupant les dépressions structurales barrées par ces langues (dépressions de la Valouse et de l'Oignin).

II. - LES GRANDES UNITES LITHOLOGIQUES

A) Introduction

Les recherches sur le Quaternaire ont été longtemps influencées en France par le style des brillants précurseurs de la première moitié du vingtième siècle : PENCK, BOULE, DEPERET pour ne citer que les géologues. Sous leur impulsion, l'accent a surtout porté sur l'aspect chronologique des dépôts en négligeant l'aspect sédimentologique et génétique. De plus, la grande activité des géographes dans ce domaine a privilégié l'aspect géomorphologique des formations au détriment de l'aspect lithologique. Les grands principes généraux édictés une bonne fois pour toutes, couverts par une terminologie abstraite, se sont développés et masquent les réalités du terrain et les problèmes liés à la sédimentation. De plus, l'établissement précoce d'un cadre chrohologoque rigide a souvent contraint les études locales à s'intégrer coûte que coûte dans ce cadre pré établi. Les " intuitions " chronologiques ont trop souvent pallié le manque de données géochronologiques et ont gêné pendant longtemps les démarches analytiques moins fructueuses à court terme, mais plus sûres à long terme. Le fait que l'étude du Quaternaire soit souvent liée en France à la Préhistoire a certainement favorisé ce travers.

C'est dans les pays anglo-saxons qu'est née, puis s'est développée une approche plus génétique des dépôts quaternaires. L'étude des milieux de sédimentation actuelle et l'utilisation raisonnée des critères sédimentologiques ont servi de supports principaux à cette démarche. Les seuls travaux de langue française effectués dans cet esprit sont l'oeuvre de chercheurs travaillant sur les formations glaciaires du bouclier canadien (OCHIETTI, 1978 et HILLAIRE-MARCEL, 1979). En Suisse, Ch. SCHLUCHTER a largement contribué à ce renouvellement des méthodes par ses propres travaux (SCHLUCHTER, 1972-1976) et par la part qu'il a prise lors de l'organisation de rencontres internationales dans le cadre de l'I.N.Q.U.A. et en particulier de la " Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits ".

Les classifications lithologiques des formations glaciaires prenant mieux en compte les processus de mise en place ont peu à peu supplanté les classifications basées sur la position des moraines par rapport aux glaciers (moraines frontales, latérales, médianes). Nous adopterons cette classification codifiée par les travaux de la Commission spécialisée de l'I.N.Q.U.A. (Zürich, 1978), et nous garderons cependant le terme de " moraine " plus couramment utilisé dans les travaux de langue française que nous considérons comme le synonyme du terme " Till " préférentiellement utilisé en anglais (A. DREIMANIS, 1978).

" Malgré leur polymorphisme, les dépôts meubles glaciaires ont en commun un certain nombre de caractères. D'abord leur *variabilité* -verticale et horizontale- ... ensuite leur tendance à *l'hétérométrie*, ... les classements granulométriques restent pauvres ; enfin *l'absence totale d'altération synsédimentaire* ... les fractions fines correspondant à la classique *farine glaciaire*, donnent au matériel mobilisé par l'abrasion glaciaire son caractère le plus net " (Cl. HILAIRE-MARCEL, 1978). Cette définition générale élaborée à partir des dépôts canadiens s'applique parfaitement aux dépôts de la chaîne jurassienne.

Les grandes unités lithologiques déposées sous l'influence directe ou indirecte des glaciers présentés sur les marges occidentales de la chaîne jurassienne peuvent être réparties en deux grands types principaux :

- les moraines *sensu stricto* déposées sous le glacier ou au contact direct des marges glaciaires.

- les dépôts proglaciaires représentés le plus souvent par des formations lacustres de bord de lacs (deltas) ou de fond de lacs (" varves "). Nous examinerons successivement chacun de ces types.

B) Les dépôts glaciaires s.s. : Les moraines

Les différents auteurs (FLINT 1971, BOULTON 1976, OCHIETTI 1978, DREIMANIS 1978) distinguent plusieurs types de moraines (Tills) selon leurs caractères sédimentologiques liés à leur position par rapport au glacier :

- Les moraines de fond (Basal Till) : mises en place sous la glace. Elles ont en général une structure massive très compacte. Les éléments grossiers sont souvent anguleux (forme en rabot ou en " fer à repasser ") et présentent des traces d'écrasement et des stries nombreuses. De multiples faciès ont été reconnus et définis : moraines de logement (Lodgment Till), moraines de fonte basale (Basal melt-out Till), moraines de fond à lambeau de substratum (deformation Till).

- Les moraines d'ablation (Ablation Till) : mises en place lors de la fonte de la glace libérant les matériaux transportés. Dans le sens strict du terme, ces moraines correspondent à une pellicule plus ou moins épaisse de matériel abandonné par le glacier au cours de son retrait. Elles se superposent dans ce cas aux moraines de fond (FLINT, 1971). En fait, ce type a rarement été observé dans la zone d'étude, mais par contre les moraines bordières ou de marge glaciaire, abondantes, présentent des faciès analogues : structure générale plus lache, éléments grossiers plus arrondis et matrice pauvre en éléments fins. Des niveaux lités et mieux triés peuvent s'intercaler localement dans la masse non structurée.

- Les moraines sub-aquatiques (Waterlain Till): mises en place sous l'eau au contact de la marge glaciaire et d'un lac. Elles présentent des imbrications de matériel de type moraine de fond et de matériel stratifié et localement déformé. Les coupes sont rares dans ce type de moraine ; pourtant nous pensons qu'il est très répandu dans la zone étudiée.

Nous allons analyser quelques exemples de ces types principaux présents dans le secteur d'étude.

1) Les moraines de fond

Ce sont les plus fréquentes dans le secteur étudié. A l'intérieur de la chaîne jurassienne, c'est-à-dire dans la zone de la haute chaîne à topographie tourmentée, elles occupent souvent les fonds de vallées et les flancs exposés à l'Ouest et au Nord-Ouest, c'est-à-dire dans les zones où la pente topographique correspondait au sens du flux glaciaire. Dans la contre-pente opposée, les placages morainiques, rares ou absents, témoignent d'une plus grande action érosive du courant glaciaire. Plus à l'extérieur de la chaîne, c'est-à-dire dans la zone que nous avons plus particulièrement étudiée, les placages morainiques déterminent des formes molles sur les plateaux jurassiens et dans les dépressions occidentales (dépression de Frasne-Pontarlier, plateau de Nozeroy, haute vallée de l'Ain, plateau de Champagnole, régions d'Orgelet et d'Arinthod). Les affleurements dont nous avons réalisé l'étude sédimentologique complète se situent tous dans des talus de routes fraîchement élargies. La puissance de l'affleurement visible ne dépasse pas 7 à 8 m et son sommet est

rarement occupé par des moraines d'ablation typiques. Le plus souvent, la partie supérieure présente des faciès de remaniement ultérieur de type lessivage et migration des parties fines le long de la pente topographique.

Les études sédimentologiques ont été réalisées sur 24 affleurements du Nord au Sud de la bordure occidentale du complexe des moraines internes. Le tableau suivant les situe dans l'espace et donne quelques caractéristiques d'affleurement.

TABLEAU

Commune	Lieudit	x y z	Type d'affleurement et puissance visible
Dépression de Frasne-Pontarlier			
MF 1 Bouverans	La Fourche	895,4 212,2 839	talus de route 2,5 m
MF 2 Frasne	Frainiau	889,8 214,3 834	talus de route sur calcaire 3,5 m
MF 3 Frasne	Frainiau	891,1 212,7 850	talus de route 4,5 m
MF 4 Frasne	Mont Mouret	889,8 211,8 866	carrière 3,5 m
MF 5 Frasne	Les Courdaves	889,6 211,3 855	carrière 3 m
MF 6 Frasne	Le Paqueret	889 211 855	carrière 4,5 m
MF 7 Bief du Fourg	Fin Lavial	887,4 207,4 866	carrière 6 m
Vallée de l'Ain et plateau de Champagnole			
MF 8 Vannoz	Les Maraches	872,4 202,8 590	talus de route 6 m
MF 9 Champagnole	route de Crotenay	870,9 201,2 535	carrière 3 m
MF10 Crotenay	usine électrique	867,6 200,2 520	éboulement 6 m
MF11 Crotenay	Trabot	868,4 198,7 525	éboulement 3 m
MF12 Villard/s/Ain	Croseaux	862,2 190,9 510	talus de route 2 m
MF13 Doucier	Sur Fahu	862,1 189,9 520	éboulement 2,5 m
MF14 Cogna	Les Chaussées	862,3 181,9 570	talus de route sur calcaire 4 m
MF15 Crillat	l'abreuvoir	864,2 181,5 635	talus de route sur calcaire 3 m
MF16 Crillat	col de Crillat	865,7 181,8 705	talus de route sur calcaire 6 m
MF17 Clairvaux	cimetière	862 180,4 550	travaux 3 m
MF18 Champsigna	sur Condamine	860,4 178,3 505	talus de route sur calcaire 2 m
MF19 Soucia	Les Courts Champs	861,4 177,9 580	talus de route sur calcaire 3 m
Région d'Orgelet - Arinthod			
MF20 Plaisia	au Mont	853,4 175,2 530	talus de route 7 m
MF21 Orgelet	Les Tanneries	852,2 174,7 480	talus de route 3 m
MF22 Marangea	en Mortier	852,2 171,4 470	talus de route 2,5 m
MF23 Marangea	Le Vernois	852,3 170,9 480	talus de route 3 m
MF24 Chemilla	Faverges	848,2 157,5 460	talus de route 5 m

1.1. Définition de l'unité lithologique

C'est une formation hétérométrique (diamictite) à blocs, cailloux et graviers calcaires anguleux à sub-émoussés dans une matrice très compacte, cohérente, beige-clair. Les éléments grossiers sont inclus et solidaires de la matrice dont ils se séparent avec difficulté.

1.2. Localité-type et profil-type

Il est difficile de donner un profil-type pour cette unité lithologique. Chaque affleurement énuméré précédemment peut servir de référence, mais les affleurements cités évoluent rapidement, les talus de route se couvrant très vite de végétation, bien qu'ils gardent le plus souvent une grande stabilité grâce à leur cohésion.

1.3. Caractères lithologiques

1.3.1. Granulométrie

L'hétérométrie des moraines nécessite un échantillonnage important. Chacun des prélèvements étudiés pèse un minimum de 20 kg, ce qui rend les manipulations de laboratoire très longues. Nous nous sommes appliqués à réaliser la granulométrie totale de 24 échantillons parmi la cinquantaine de prélèvements opérés. Les résultats donnent à notre avis une idée statistiquement valable de ce que nous considérons comme l'unité lithologique " *moraine de fond* ".

Les courbes granulométriques représentatives (Fig. 166) amènent les commentaires suivants :

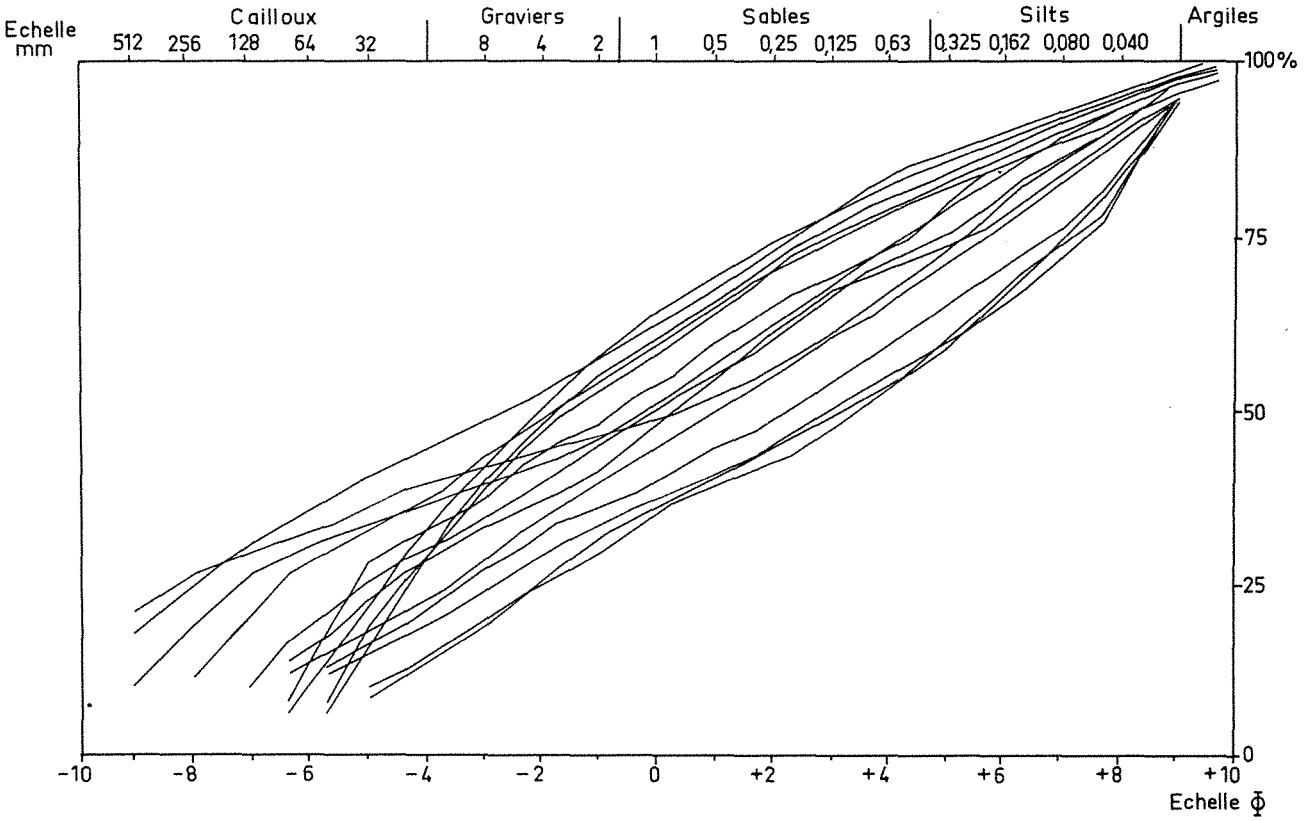


Fig.166 Moraines de fond : courbes granulométriques.

- Le pourcentage de fractions fines (< 2µ) est très faible. Il représente toujours moins de 6 % de la totalité de l'échantillon. Les autres classes granulométriques sont à peu près équitablement réparties, la plus grande variabilité se situant cependant dans la fraction silteuse (de 12 à 38 %).

- La répartition granulométrique est caractérisée par l'absence de classe modale parfaitement définie.

- Cependant, au seul examen de la forme des courbes granulométriques, on peut distinguer trois types (Fig. 167) :

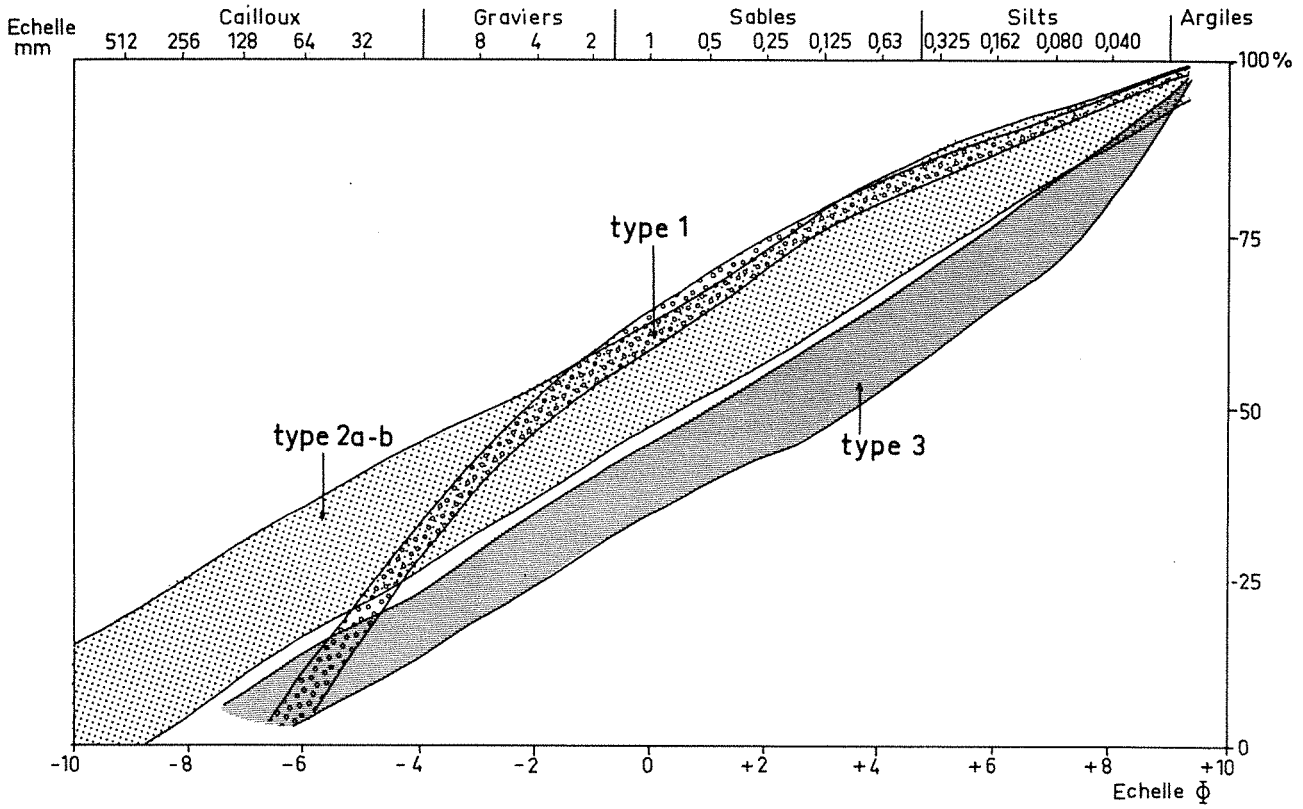


Fig.167 Moraines de fond : espace limite des principaux types définis.

. Type 1 : Les courbes cumulatives sont largement plus ascendantes dans la zone des fractions grossières (jusqu'aux graviers fins Φ = - 1) que dans la zone des fractions fines. Trois échantillons illustrent bien ce type (MF 1, MF 17, MF 20).

. Type 2 : Les courbes cumulatives s'inscrivent dans une plage aux contours rectilignes et chaque courbe est plus ou moins parallèle à ces contours qui convergent cependant au niveau des fractions fines. La plage définie est beaucoup plus large que la précédente et en examinant de plus près les différentes courbes, on peut distinguer un premier sous-type (2a) où la granulométrie globale est plus grossière (MF 3, MF 10, MF 16, MF 24) et un deuxième sous-type (2b) où la granulométrie globale est moins grossière (MF 4,5,6, MF 7, MF 8, MF 15).

. Type 3 : Les courbes cumulatives témoignent tout d'abord d'une granulométrie plus fine que toutes les précédentes et elles sont largement plus ascendantes dans la zone des fractions fines (à partir des sables fins Φ = + 3). Quatre échantillons illustrent bien ce type (MF 2, MF 13, MF 18, MF 19).

Ces différents types apparaissent sur le diagramme triangulaire (Fig.168) où les trois pôles granulométriques choisis (graviers et blocs - sables - fines) montrent une évolution progressive dans le sens de la perte de grossiéreté du sédiment type 1 → type 2 → type 3.

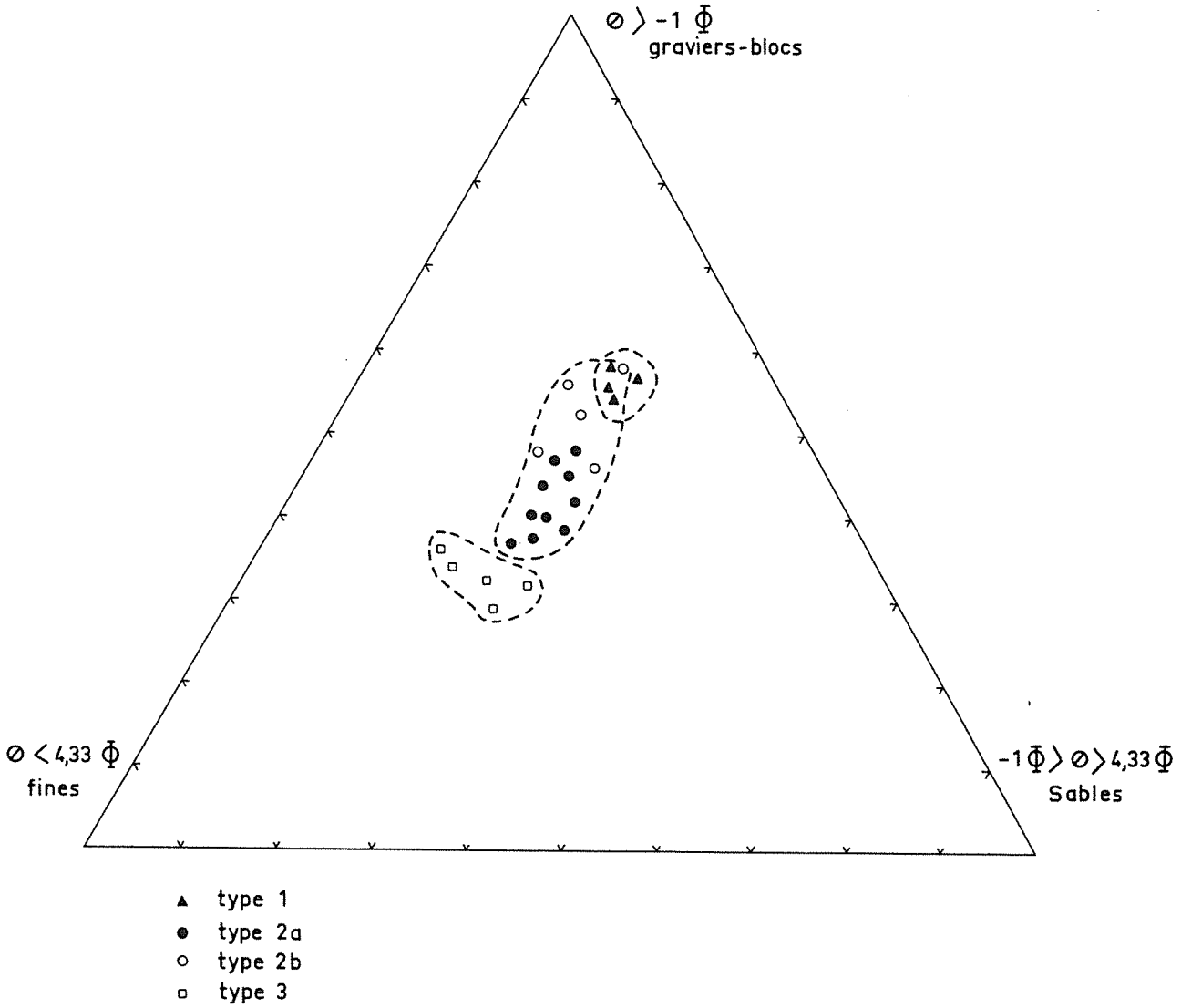


Fig.168 : Moraines de fond : représentation de la granulométrie sur diagramme triangulaire

A la suite de Ch. SCHLUCHTER (1977) nous avons mis en relation deux à deux les paramètres granulométriques définis par R.L. FOLK et W.C. WARD (1957) et utilisés fréquemment depuis pour définir de manière quantitative les formations glaciaires et associées. Ch. SCHLUCHTER emploie cette méthode pour différencier les moraines de fond classique (Grundmoräne) de moraines atypiques remaniant et incluant du matériel lacustre déposé antérieurement. Les plages définies (Fig. 169) se répartissent dans les limites caractérisant les moraines de fond de la région de Berne, définies par cet auteur et l'on peut constater dans chacun de ces graphiques une nette individualisation des plages des zones occupées par chacun des types définis précédemment. De plus, on peut constater que les différents types apparaissent toujours ordonnés graphiquement dans le sens type 1 → type 2 → type 3.

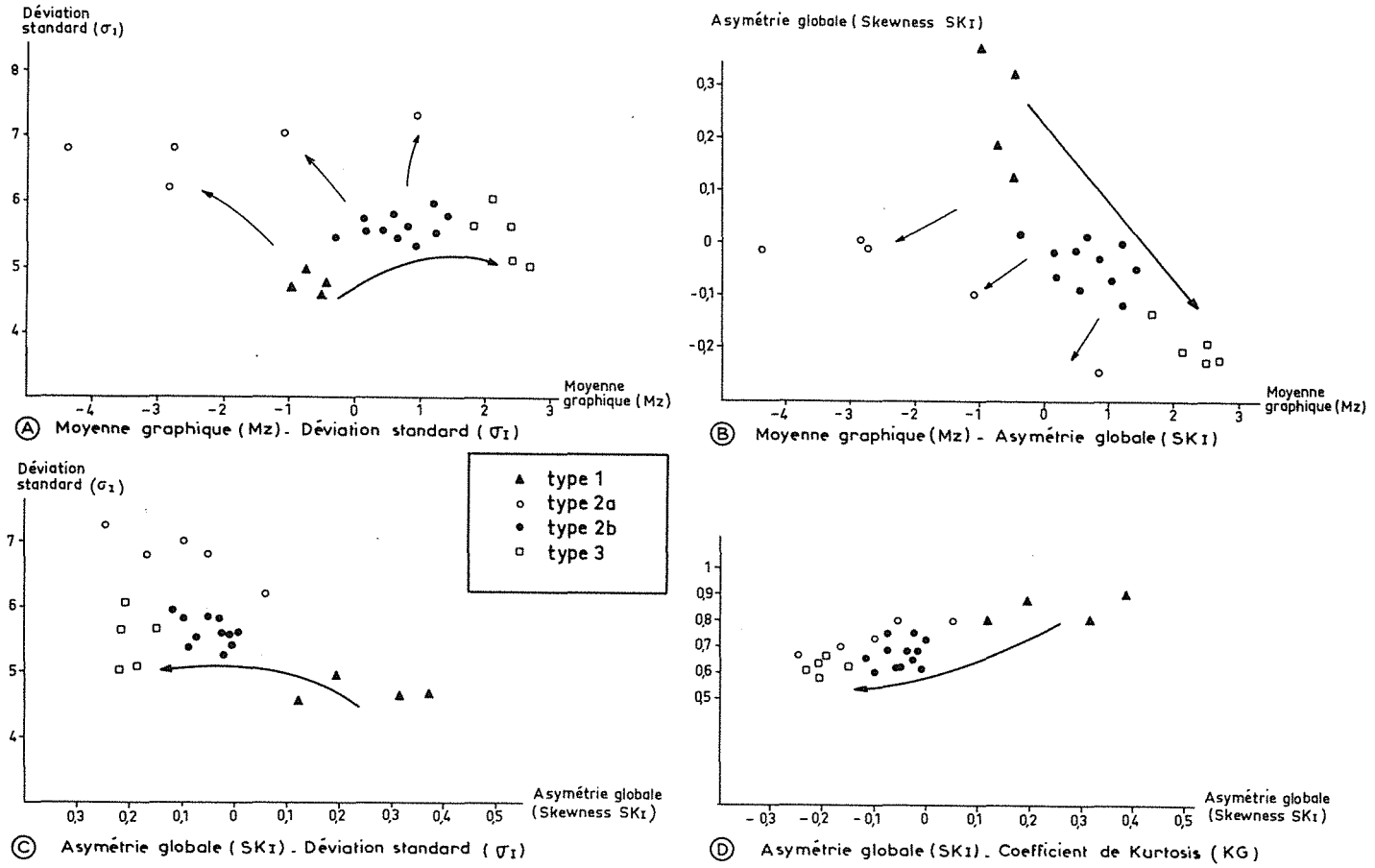


Fig.169 Les moraines de fond : relations entre les différents paramétres granulométriques envisagés deux par deux (unités Φ).

1.3.2. Analyses morphométriques

La morphologie des cailloux calcaires des moraines de fond jurassiennes est, avec le caractère compact de la matrice fine, l'élément caractéristique le plus déterminant, surtout en ce qui concerne les fragments de calcaires micritiques.

Toutes les caractéristiques définies par les différents auteurs (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959 - R.F. FLINT, 1971 - Ch. SCHLUCHTER, 1978) se retrouvent dans et sur les blocs inclus dans les moraines de fond:

- Forme générale polyédrique, plus ou moins isodiamétrique, avec des arêtes faiblement émoussées ou même parfois à angles vifs. Les types extrêmes définis selon l'appellation imagée de " fer à repasser ", trapus, à pointe avant légèrement émoussée et obtuse avec troncatures, sont abondants et leur nombre toujours supérieur à 15 % de l'ensemble.

- Présence de nombreuses troncatures concaves ayant tendance à amincir le caillou vers ses extrémités.

- Marques de percussions et stries le plus souvent courtes et plus ou moins sub-parallèles au plus grand axe.

Ces caractères sont difficiles à mesurer et quantifier et sur les conseils et à la suite de Ch. SCHLUCHTER (1974-1976-1978) nous nous sommes attachés à étudier plus particulièrement la valeur des indices d'aplatissement et d'émoussé sur une fraction granulométrique déterminée (20 à 70 mm).

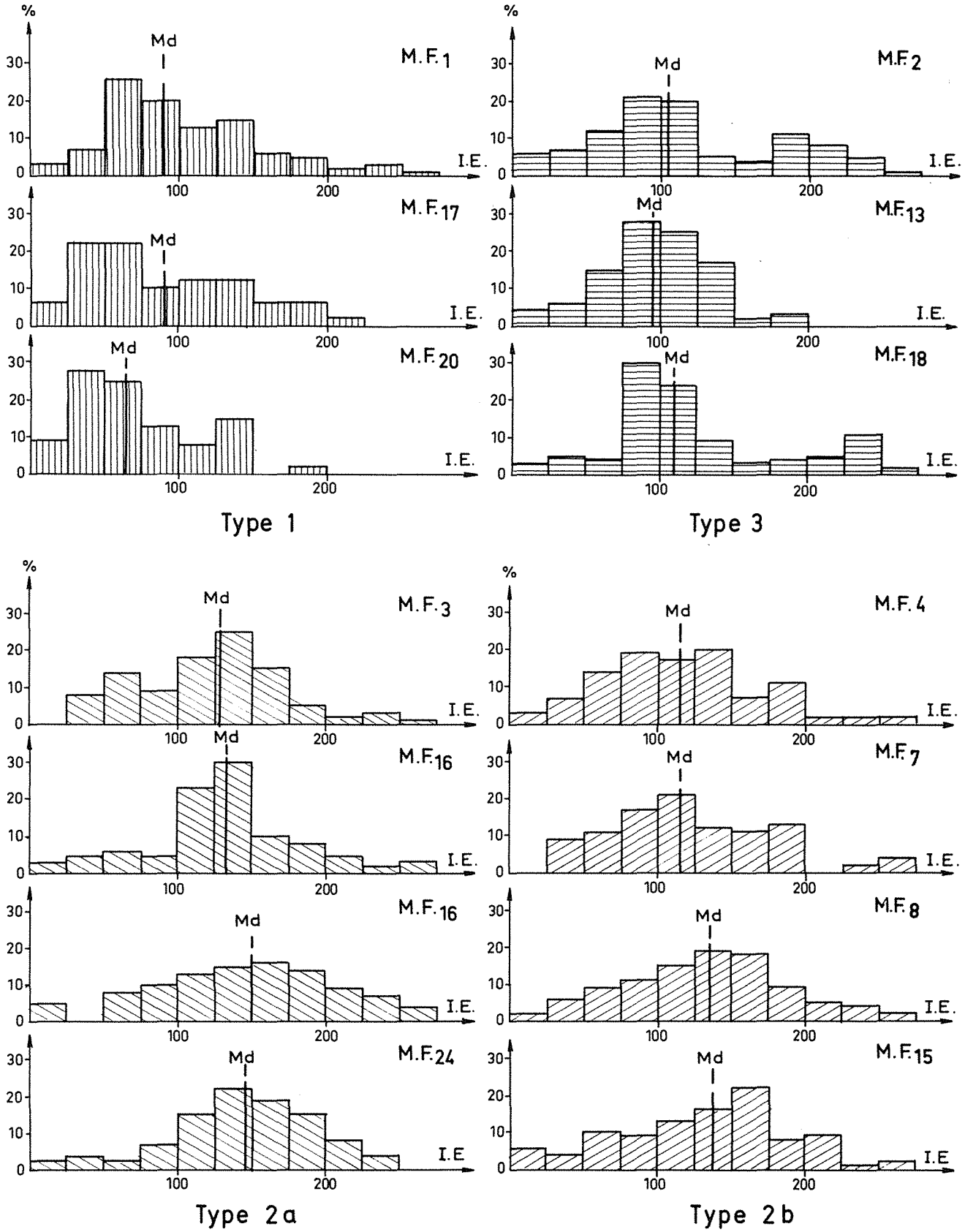


Fig.170 Les Moraines de fond : Valeurs de l'indice d'émoussé dans chacun des types définis (120 à 150 cailloux par échantillons)

L'indice d'émoussé (Fig. 170) donne des valeurs globales très faibles (de 20 à 275) et la valeur de la médiane calculée sur 120 à 150 mesures s'échelonne selon les échantillons de 60 à 150. On peut s'étonner de valeurs aussi basses et surtout du très fort resserrement de ces valeurs par rapport aux extrêmes. En effet, les résultats de Ch. SCHLUCHTER obtenus à partir de calcaires micritiques de faciès helvétiques donnent un étalement beaucoup plus grand des valeurs de l'indice d'émoussé (de 0 à 650).

A notre avis, cette caractéristique des faciès des moraines de fond jurassiennes peut s'expliquer de deux manières :

- Les faciès des calcaires jurassiens sont caractéristiques d'un dépôt de plate-forme carbonatée peu subsidente et les strates, moins massives que celles des faciès helvétiques, se débitent plus facilement en polyèdres de petite taille.

- Il existait dans la chaîne jurassienne et préalablement à l'avancée glaciaire, beaucoup moins de dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires anciens que dans les grandes vallées alpines. Ces dépôts anciens, émoussés préalablement, bousculés par les glaciers et inclus dans les moraines de fond, confèrent aux cailloux contenus dans celles-ci un *émoussé hérité*. Au contraire, les falaises rocheuses nombreuses dans le Jura *ont alimenté abondamment les moraines, lors de la poussée glaciaire, en éléments vierges de toute usure préalable.*

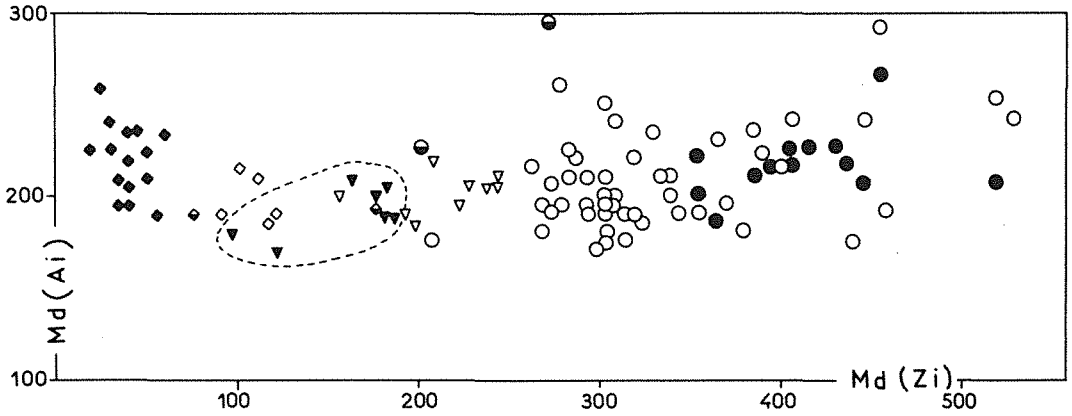
Nous avons tenté de retrouver les types morainiques mis en évidence par l'analyse granulométrique (Fig. 170).

- Les moraines de type 1 présentent des cailloux dont la valeur médiane de l'indice d'émoussé est la plus fiable : toujours inférieure à 100, avec une valeur minimum à 65 (MF 20).

- Les moraines de type 2 sont caractérisées par une valeur de la médiane globalement plus forte (toujours supérieure à 100) et présentant une distribution beaucoup plus étalée (de 105 à 150). Les valeurs les plus grandes semblent caractériser les moraines de type 2a dites " à blocs ", sans que cette particularité soit générale.

- Les moraines de type 3 ramènent la valeur médiane de l'indice d'émoussé aux environs de 100, les trois mesures faites fournissant des données très voisines (95 pour MF 13, 105 pour MF 2 et 110 pour MF 18).

Les relations entre indice d'émoussé et indice d'aplatissement des blocs contenus dans les moraines de fond jurassiennes, comparées avec les données de Ch. SCHLUCHTER (1978) situent bien celles-ci au voisinage des moraines de fond étudiées par cet auteur dans la vallée de l'Aar (Fig. 171). On peut constater cependant que les médianes de l'indice d'aplatissement des 14 échantillons étudiés présentent des valeurs souvent inférieures à celles que Ch. SCHLUCHTER prend comme référence. Ceci confirme l'interprétation évoquée précédemment : *les glaciers jurassiens ont transporté essentiellement des éléments calcaires bruts, directement issus des calcaires affleurant et ont très peu trouvé de matériaux préalablement usés.* Les types préalablement définis se regroupent assez bien sur le diagramme proposé, sans pour autant présenter, sous cette optique, des caractères distinctifs très tranchés.



◆ Glacial débris (surface and lateral moraines) and ◇ = slightly reworked by meltwater activity (deposited at glacier terminus).
◆ Terminal moraine
(▼) Ground moraine
▽ Transition faciès
◒ Glacial débris (6 km of transport distance by meltwater stream).
○ Fluvioglacial gravel
● Niederterasse - gravel (downstream of respective glacier terminus)
(Ch. Schlüchter 1978)

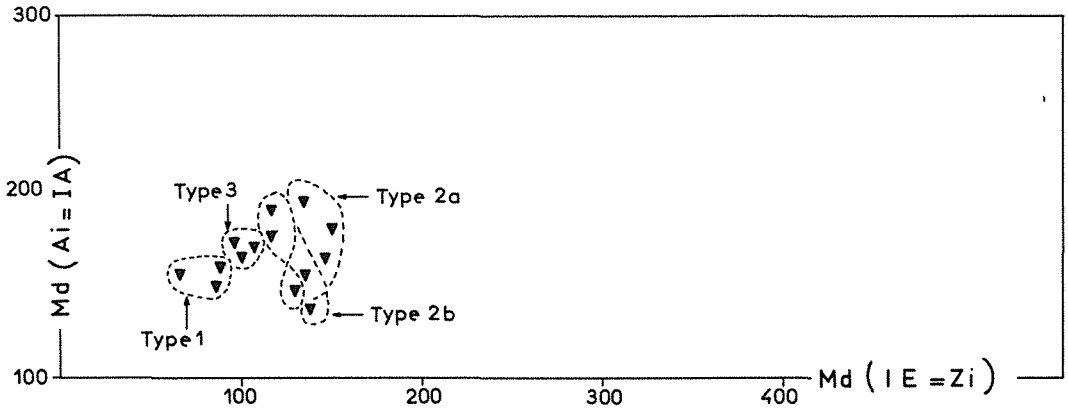


Fig. 171 Les Moraines de fond : Relations entre Indice d'émoussé (I.E) et indice d'aplatissement (I.A) et comparaison avec les valeurs obtenues sur des micrites de faciès hélvétiques dans les moraines du plateau suisse.
(120 à 150 cailloux par échantillons)

Tous les affleurements que nous avons étudiés ne nous ont pas permis d'observer de structures sédimentaires nettes. Cela tient sans doute à la mauvaise qualité de ces affleurements " accidentels " (talus de route, carrière occasionnelle, éboulement), les moraines de fond étant très peu exploitées régulièrement dans la chaîne jurassienne.

1.3.3. Caractères lithologiques des moraines de fond

Outre les caractères classiques observables directement sur le terrain (mauvais classement, abondance et caractère compact de la matrice fine, forme polyédrique et faible émoussé des éléments grossiers portant fréquemment des marques de stries et de percussions), les analyses granulométriques et morphométriques ont mis en évidence trois types distincts dans les moraines de fond de la chaîne jurassienne :

- Type 1 : les fractions grossières prédominent et elles présentent les valeurs minimum de l'indice d'émoussé (exemples : échantillons MF 1, MF 17, MF 20).

- Type 2 : le tri granulométrique est très mauvais, toutes les courbes s'inscrivant dans une plage aux contours rectilignes et sub-parallèles. Les valeurs de l'indice d'émoussé sont assez variables, mais on peut subdiviser ce type en un premier sous-type (2a) où la granulométrie globale est plus grossière (MF 3, MF 10, MF 16, MF 24) et un deuxième sous-type (2b) moins grossier (MF 4, MF 5, MF 6, MF 7, MF 8, MF 15).

- Type 3 : les fractions fines (silts) dominent nettement, les fractions granulométriques grossières ne sont pas supérieures à - 7 Φ (12,8 mm) et en valeurs de l'indice d'émoussé sont assez faibles et surtout très constantes.

1.4. Faciès et répartition géographique

Nous proposons de relier les trois types de moraines de fond, définies par leurs caractéristiques lithologiques, à une localisation spécifique dans la chaîne jurassienne (Fig. 172).

- *Les moraines de fond de type 1* (dominante de granulométrie grossière, faible indice d'émoussé ...) se trouvent essentiellement dans l'intérieur de la chaîne jurassienne ou immédiatement à l'Ouest ou au Nord-Ouest (c'est-à-dire à l'aval) de verroux (crêt ou promontoire calcaire) c'est-à-dire *près d'une zone d'approvisionnement* .

- *Les moraines de type 2* (à caractéristiques granulométriques et morphométriques " moyennes " par rapport aux deux autres types) se situent au fond des synclinaux de la haute chaîne, sur les versants peu abrupts des anticlinaux ou sur la partie la plus orientale des plateaux externes (plateaux de Champagnole, St-Laurent, Nozeroy) c'est-à-dire *dans des zones plus éloignées d'un approvisionnement en blocs calcaires bruts.*

- *Les moraines de type 3* (dominante de matériaux fins ...) ne se situent qu'à l'extérieur de la chaîne jurassienne, aux confins des plateaux occidentaux et dans la combe d'Ain, c'est-à-dire *dans des zones très éloignées d'un approvisionnement en blocs calcaires bruts, ce type traduisant un faciès de moraines de fond ayant subi un transport plus long par la glace avant leur dépôt.*

1.5. Données biostratigraphiques et âge absolu

Nous ne possédons pour l'instant aucune donnée biostratigraphique qui nous permettrait de dater ces moraines de fond. Cette absence est liée à la nature même de ces formations, par définition azoïques, mais nous ne désespérons pas de trouver un fragment ligneux arraché lors de la progression glaciaire et véhiculé dans ces formations. Précisons cependant que ces dépôts morainiques font partie du complexe des moraines internes dont l'âge sera discuté en conclusion.

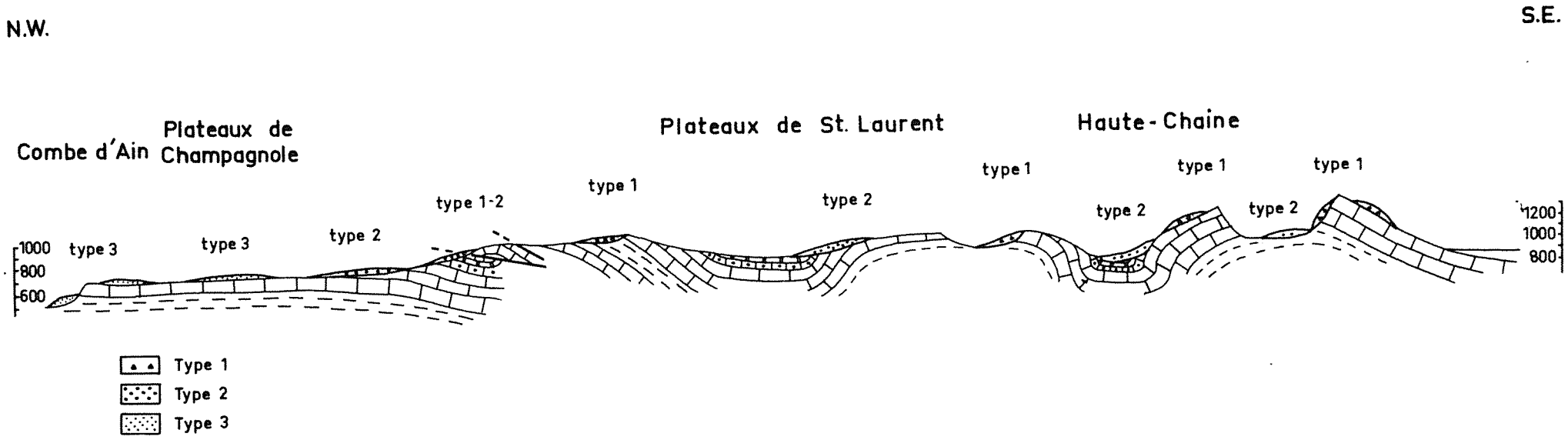


Fig.172 : Les principaux types de moraines de fond et leur repartition dans la chaine jurassienne

2) Les moraines d'ablation

Les moraines d'ablation présentent des faciès beaucoup plus variés que les moraines de fond. Les conditions très variables de leur mise en place (fonte de la glace) déterminent autant de types que de coupes observées. De plus, la topographie très diversifiée de la chaîne jurassienne complique ces conditions à la différence des grandes étendues de bordure glaciaire (bouclier Nord américain ou Nord européen) où ces faciès ont été le plus souvent décrits et étudiés.

2.1. Définition de l'unité lithologique

Il est difficile de définir une unité stratigraphique-type pour ces formations. Notons cependant leur grande hétérométrie avec un déficit en particules fines par rapport aux moraines de fond précédemment décrites. Leur cohésion est également beaucoup plus réduite et les affleurements provoqués (carrière ou rectification de talus) résistent beaucoup moins longtemps à l'érosion que les précédentes. Très perméables, elles se laissent en général largement percoler par les eaux pluviales et supportent, de ce fait, des sols plus profonds de type sols bruns lessivés.

2.2. Localité-type et profil-type

Nous renoncerons à proposer un profil-type pour ces formations morainiques vu la grande variété des faciès observés et la fragilité des coupes étudiées. Au cours de notre investigation de terrain, nous avons observé et étudié plus particulièrement les coupes suivantes :

TABLEAU

Commune	Lieudit	x y z	Type d'affleurement et puissance visible
MA 1 Bonnevaux	Champ du Bois	893,1 208,2 850	moraine terminale de Bonnevaux 1,5 m
MA 2 Crotenay	Champ du Pommier	865,9 200,4 515	talus sur moraine de Crotenay 2,5 m
MA 3 Crotenay	Champ du Pommier	867,1 200,5 540	moraine terminale de Crotenay 1,5 m
MA 4 Marigny	La Côte	864,8 192,7 510	interstratifié avec dépôts proglaciaires 4 m
MA 5 Doucier	Moulin	863,3 189,1 510	moraine terminale de Doucier 1,5 m
MA 6 Clairvaux	en Beriat	861,2 181,5 535	talus, moraine terminale de Clairvaux 2,5 m
MA 7 Cogna	sur le Bief	862,2 180,7 520	moraine terminale de Cogna
MA 8 Orgelet	Champ du pré	853,4 174 460	carrière moraine terminale 2,5 m
MA 9 Anchay	Sous Aval	848,8 152,3 510	talus sur moraine de fond 1,5 m

2.3. Caractères lithologiques

Souvent interstratifiées avec des dépôts fluvio-glaciaires, elles représentent dans ce cas la partie superficielle des moraines terminales au front occidental du complexe des moraines internes (MA 1, MA 2, MA 4, MA 5, MA 6, MA 7, MA 8). Plus rarement, elles reposent sur la moraine de fond et représentent, dans ce cas, le contenu intraglaciaire déposé lors de la fonte au cours du retrait définitif (MA 2, MA 9). Dans le premier cas, elles peuvent être épaisses et nous n'avons jamais pu observer quelle formation elles recouvraient; dans le deuxième cas, elles reposent directement et sans transition sur la moraine de fond.

2.3.1. Granulométrie

Les courbes granulométriques (Fig.173) donnent une idée de la texture de ces dépôts qui ont en commun deux caractères typiques :

- Absence ou très mauvaise représentation des particules fines (silts et argiles) qui constituent toujours moins de 15 % du sédiment total.
- Mauvais classement du matériel grossier et grande hétérogénéité granulométrique des différents échantillons.

Ces caractères traduisent bien le lavage important qui s'effectue lors de la fonte glaciaire en position marginale ou supraglaciaire : toutes les particules fines piégées et comprimées dans les moraines de fond ont été entraînées ici par les eaux de fonte.

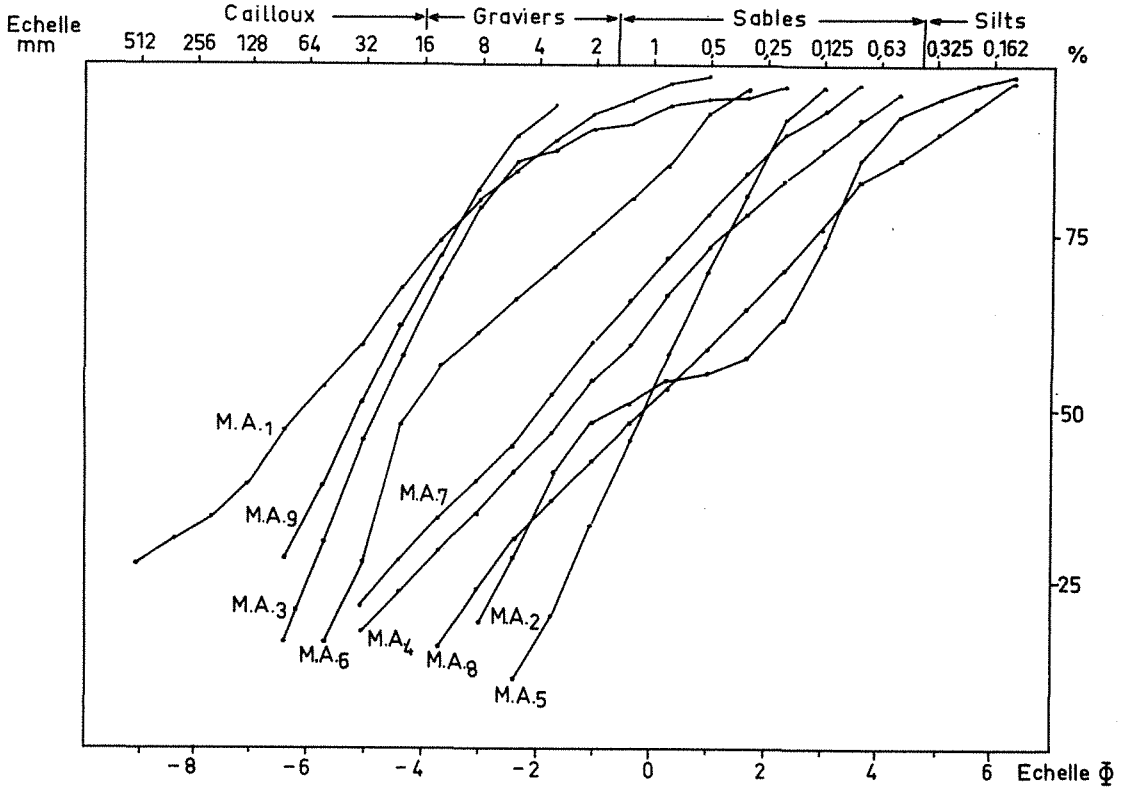
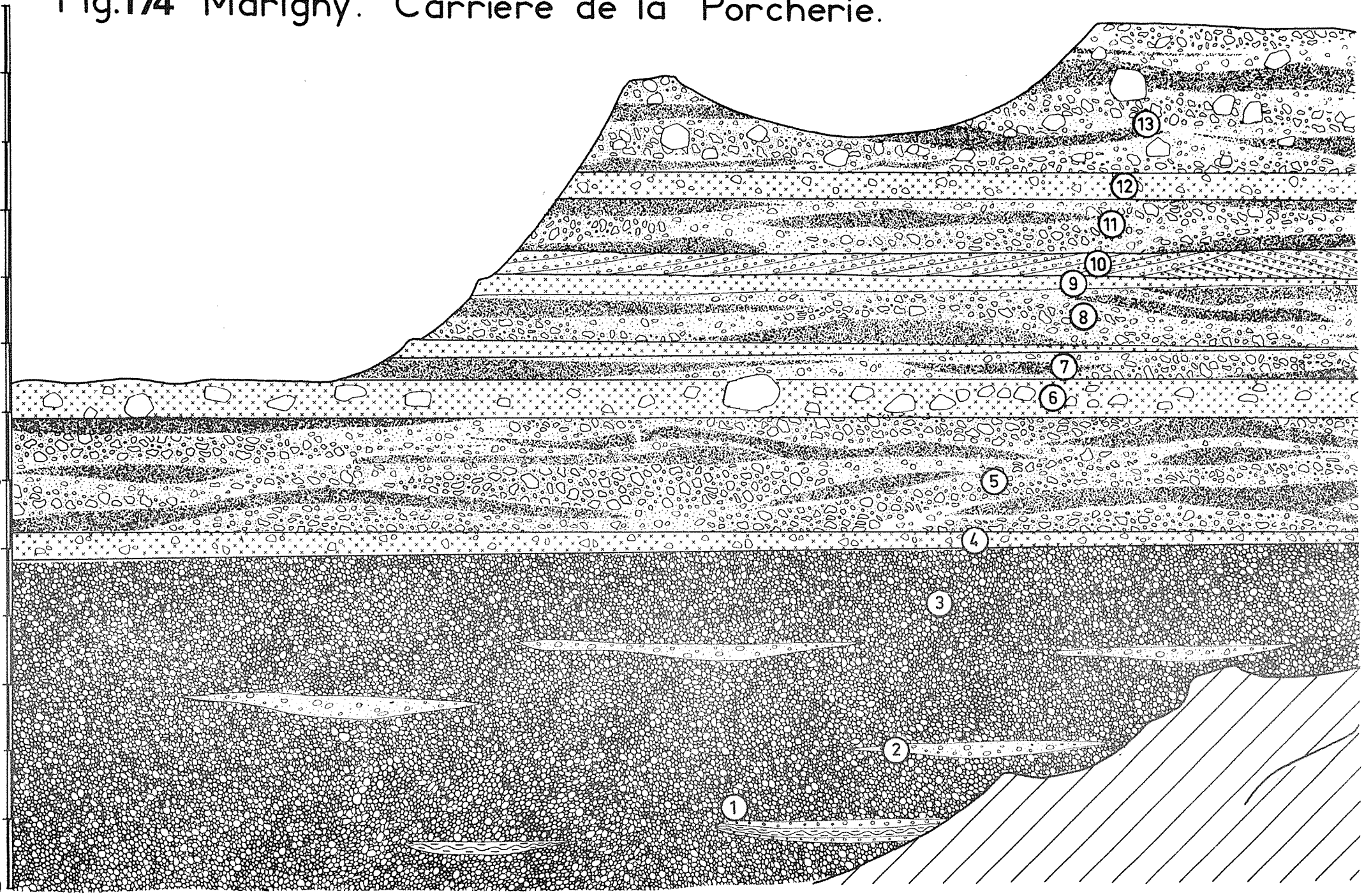


Fig.173 Moraines d'ablation. Courbes granulométriques représentatives

2.3.2. Analyses morphométriques

La morphologie si particulière des cailloux contenus dans les moraines de fond et décrits précédemment est largement atténuée ici. Les polyèdres sont rares ou absents, les troncatures sont exceptionnellement visibles, mais très atténuées, les marques de percussions et les stries sont exceptionnelles. On jauge ainsi la rapidité avec laquelle la morphologie typiquement glaciaire se perd lorsque les eaux de fonte s'emparent du matériel morainique sous ou intraglaciaire.

Fig.174 Marigny. Carrière de la Porcherie.



2.4. Faciès et répartition géographique

Il est difficile de définir des faciès de moraines d'ablation avec précision tant la variabilité des caractères sédimentologiques est grande. Une seule coupe, celle dite de la Porcherie à l'Est du village de Marigny (x = 864,8 y = 192,7) nous a permis d'approcher au plus près les types faciologiques présents dans une moraine d'ablation. Cette coupe, dégagée sur une puissance de 13 m par une exploitation récente, présente un certain nombre de faciès superposés en couches assez régulières (Fig. 174) caractérisant un front de fonte fluctuant sur une faible distance horizontale.

Un certain nombre d'échantillons ont été prélevés de bas en haut et ont donné lieu chacun à une étude sédimentologique (de 1 à 13). Trois types principaux de faciès apparaissent à l'observation de la coupe :

- Faciès 1 (échantillons 1-2-3-10) : il est caractérisé par une homométrie des graviers et des blocs liés par une rare matrice sableuse. Un litage diffus apparaît localement par la présence de lentilles plus sableuses horizontales ou même par des petites " flaques " de matériaux fins silto-sableux affectés de rides de courant.

- Faciès 2 (échantillons 5-7-8-11-13) : il est caractérisé par une hétérométrie importante avec présence discontinue de blocs. La matrice sablo-silteuse est assez importante et des lentilles de matériaux plus fins et plus cohérents s'enchevêtrent localement de manière discontinue.

- Faciès 3 (échantillons 4-6-9-12) : il apparaît en bancs moins épais, très cohérents et résistant mieux à l'érosion que les faciès précédents. Cette cohérence est donnée par une matrice silteuse carbonatée plus ou moins compactée secondairement au niveau de la coupe, ce qui confère à ces bancs une certaine imperméabilité. La fraction grossière est composée de blocs et de graviers adhérant étroitement à la matrice.

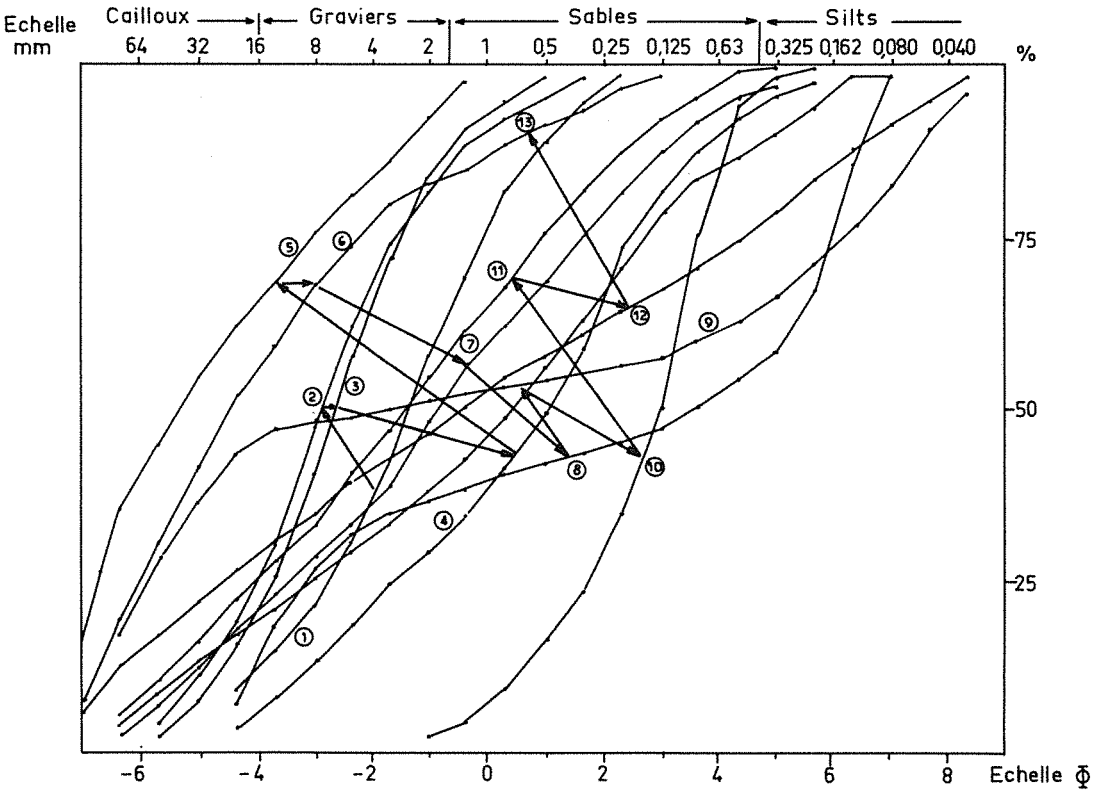


Fig.175 Coupe de la Porcherie (Marigny). Courbes granulométriques des 13 échantillons de bas en haut de la coupe visible.

2.4.1. Granulométrie

* Les courbes granulométriques (Fig.175) traduisent plusieurs faits :

- *La grande hétérogénéité des faciès est illustrée par une vaste surface de répartition des courbes granulométriques*, traduisant une grande disparité de la compétence de l'agent de sédimentation. On note la présence de courbes à tendance mésokurtique (7-11-12), leptokurtique (1-2-3-10) et platykurtique (8-9).

- *L'absence ou la rareté de la fraction fine* : cinq échantillons ne présentent pas de silts ni d'argiles, tandis que deux échantillons ont un pourcentage d'argile inférieur à 10 %. L'ensemble de la coupe manifeste donc une tendance à l'évacuation des particules fines probablement entraînées par les eaux de fonte.

- La courbe de l'échantillon 10, traduisant un tri granulométrique important, présentant en outre des structures entrecroisées de type progradation dans des chenalisations visibles *dénote un net retour de conditions fluvio-glaciaires temporaires*.

* Le diagramme triangulaire (Fig.176) illustre de façon encore plus évidente l'absence de la fraction fine dans les échantillons 1-2-3 et sa grande rareté dans les échantillons 4-5-6-7-11.

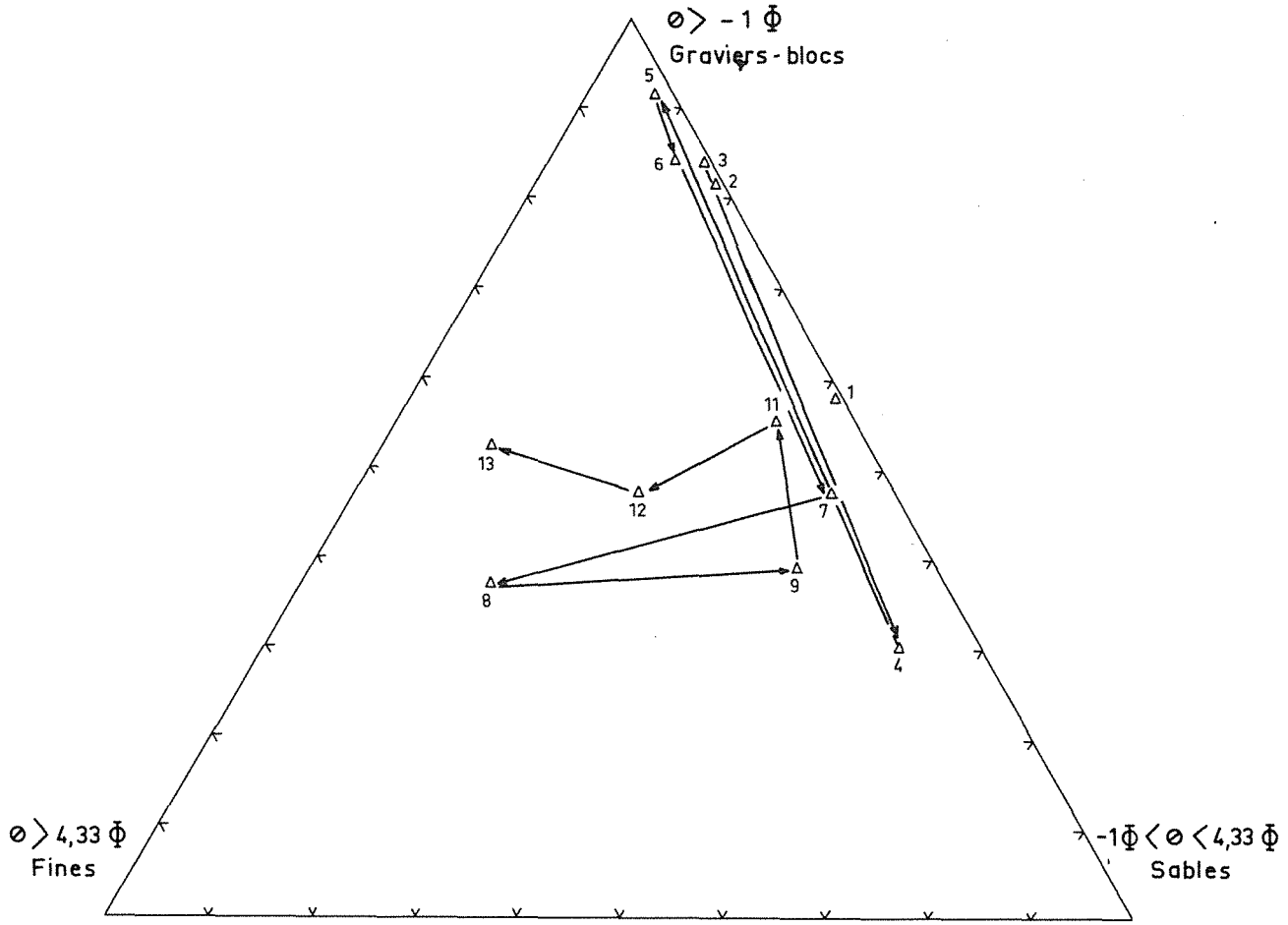
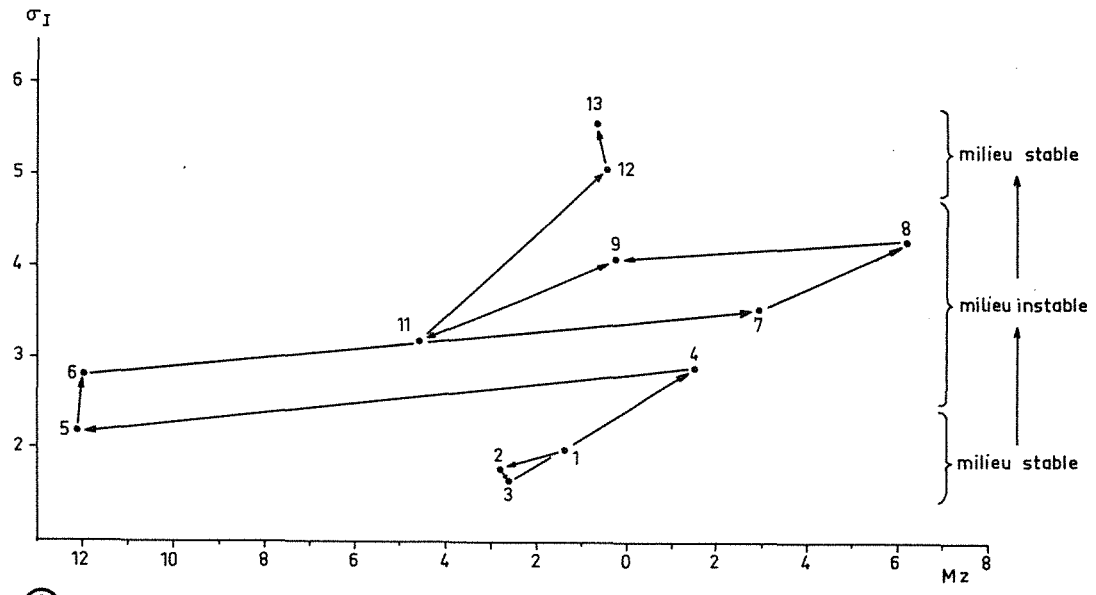


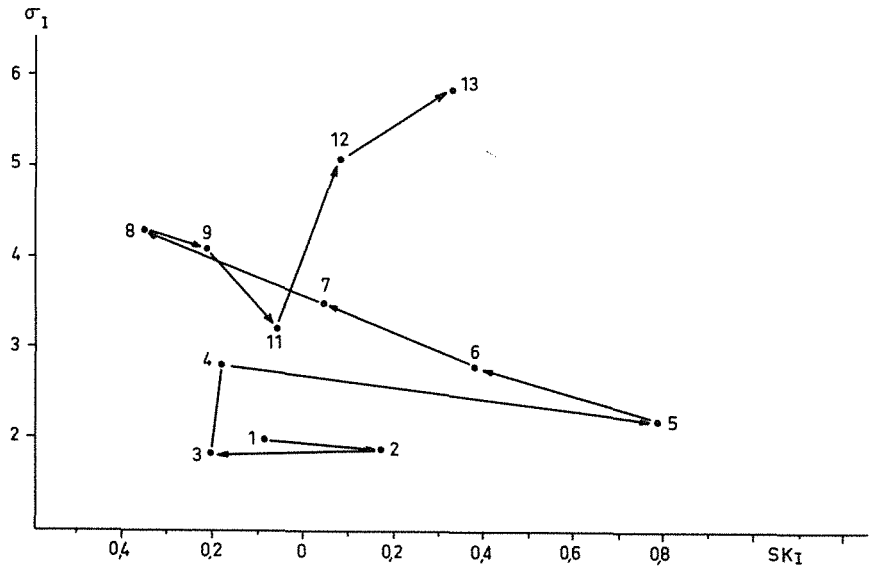
Fig.176 Coupe de la Porcherie (Marigny)
Représentation granulométriques des 13 échantillons prélevés de bas en haut (de 1 à 13) sur diagramme triangulaire

* Les paramètres granulométriques envisagés deux par deux dans les échantillons prélevés de bas en haut de la coupe permettent de mettre en évidence l'évolution des conditions de sédimentation (Fig. 177).

- L'évolution de la moyenne graphique (Mz) par rapport à la déviation standard (σI) montre une *succession de trois types de milieu de sédimentation* : d'abord un milieu stable caractérisé par une valeur moyenne de Mz, suivi d'un milieu de sédimentation plus instable avec des valeurs de Mz très changeantes et disparates, puis retour à un milieu stable différent cependant du premier. Parallèlement et progressivement, la valeur de la déviation standard régulièrement croissante traduit un tri de plus en plus mauvais des matériaux déposés.



Ⓐ Moyenne graphique (Mz) . Deviation standard (σ_I).



Ⓑ Asymétrie globale (SKI) et déviation standard (σ_I).

Fig. 177 Coupe de la Porcherie (Marigny). Evolution de bas en haut de la coupe de la relation entre paramètres granulométriques pris deux par deux.

- L'évolution de l'asymétrie globale (SKI) par rapport à la déviation standard (σI) renforce l'impression d'évolution du milieu de sédimentation de bas en haut de la coupe, c'est-à-dire dans le sens de prélèvement des échantillons.

A notre avis, le sens général de cette évolution va de pair avec *l'installation progressive de conditions typiquement glaciaires : on passe d'un milieu immédiatement proglaciaire* (échantillons 1 à 3) *avec des caractéristiques fluvio-glaciaires à un milieu de front glaciaire caractérisé par de brusques variations de la compétence et du type de sédimentation* (échantillons 4 à 11) *sur lequel vient s'installer un milieu franchement glaciaire à caractéristiques sédimentologiques plus stables* (échantillons 12 et 13).

Un épisode fluvio-glaciaire (échantillon 10) sépare la période instable moyenne de la période stable finale.

2.4.2. Analyses morphométriques

Aucune différence morphométrique notable n'a pu être mise en évidence de bas en haut de la coupe. Ceci implique à notre avis la proximité du front glaciaire, même au cours de l'épisode basal considéré comme fluvio-glaciaire. La mise en place de ces dépôts a immédiatement suivi l'extraction des matériaux de la glace et le faible transport proglaciaire n'a pas eu le temps de modeler sensiblement les éléments détritiques et d'atténuer leurs caractéristiques morphométriques glaciaires.

2.5. Données biostratigraphiques et âge absolu

Aucun élément biostratigraphique ou permettant une datation absolue n'a été décelé pour l'instant dans ce type de formation.

3) Les moraines subaquatiques

Une formation particulière dont les caractéristiques diffèrent des moraines *sensu stricto* étudiées précédemment a retenu notre attention. Bien représentée dans le Sud de la combe d'Ain (entre Baresia, Pont de Poitte et Largillay) et à l'Est de Doucier, au niveau de Villard/sur/l'Ain, elle affleure au flanc de l'entaille creusée par l'Ain dans le bassin considéré comme glacio-lacustre de la combe d'Ain. En surface, elle présente une morphologie molle moins variée que celle des moraines de fond et *a fortiori* des moraines d'ablation frontales.

Rappelons d'abord rapidement les données historiques relatives à ce type de formation :

Depuis longtemps, certains auteurs avaient attiré l'attention sur un faciès de moraines échappant par certains aspects aux normes classiques : abondance anormale de particules fines, présence locale de zones laminées et finement stratifiées, bon classement granulométrique de la fraction fine ... C'est GOODCHILD en 1875 (cité par G.F. BOULTON, 1972) qui fit les premières observations à ce sujet en Grande Bretagne, puis G. BESKON (1935) en Suède, VIRKKALA (1952) en Finlande (voir sur ce point l'article de E.B. EVENSON, A. DREIMANIS et J.W. NEWSOME, 1977). C'est A. DREIMANIS (1967) qui propose le terme de Waterlain Till regroupant les para-till de HARLAND et al. (1966) les sédiments glacio-marins et glacio-lacustres (voir The Encyclopie of Sedimentology de R.W. FAIRBRIDGE et J. BOURGEOIS, 1978). Le plus souvent, ces moraines laminées sont interstratifiées avec des silts sablo-argileux bien triés et sont interprétées comme des dépôts sub-glaciaires formés dans les marges de la coulée morainique à l'intérieur de dépressions supraglaciaires ou proglaciaires (G.F. BOULTON 1968,MARCUSSEN 1973). D'autres explications génétiques les interprètent comme des coulées morainiques subaquatiques (Subaquatic Flow Till - G.F. BOULTON 1968 - E. DROZDOWSKI 1974) ou comme des dépôts formés à la base de glace flottante (submarine moraines de Y.A. LAVRUSHIN 1968, Waterlaid Till de A. DREIMANIS 1969) ou comme résultant de la combinaison de processus variés de type subaquatique (E.V. RUKHINA 1973 cité par E.B. EVENSON et al. 1977).

Il apparaît donc que ces formations ne sont pas définies de façon monogénique, mais que deux composantes sont toujours présentes lors de leur dépôt : *la glace et l'eau calme.*

Aucune bonne coupe malheureusement n'est exploitable dans le détail, car les flancs de la vallée de l'Ain où affleure ce dépôt sont propices à de nombreux glissements en masse, accentués par la mise en eau de la retenue de Vouglans (J.P. BIOT, M. CAMPY et al., 1981).

Après avoir longuement hésité sur l'attribution génétique de ces formations et malgré la mauvaise qualité des affleurements exploités, nous les avons attribuées au type des moraines subaquatiques (Waterlain Till) *résultat d'une mise en place par un front glaciaire en milieu aquatique.* Les premières raisons de ce choix nous ont été apportées par leur localisation : comme nous l'avons montré dans la première partie de ce chapître, le contact entre la zone glaciaire proprement dite et la zone proglaciaire se fait (surtout dans la combe d'Ain) de deux manières :

- d'une part par l'intermédiaire de dépôts deltaïques largement développés entre les rides morainiques (moraines d'ablation) et les dépôts franchement lacustres (dépôts de fond varvés). C'est le cas, comme nous l'avons vu, des débouchés de la vallée supérieure de l'Ain aux environs de Crotenay, et de la reculée du Drouvenant aux environs de Clairvaux.

- d'autre part par contact direct entre les formations morainiques et les dépôts lacustres. C'est le cas de la basse combe d'Ain (région de Baresia, Pont de Poitte, Largillay) et du débouché de la reculée de Chalain et du Hérisson (région de Villard/sur/l'Ain).

Les autres raisons de ce choix sont d'ordre sédimentologique : ces dépôts sont exceptionnellement riches en matériel fin argilo-silteux et il est possible localement d'observer des laminations comparables à celles que nous décrirons à propos des formations varvées.

3.1. Définition de l'unité lithologique

C'est une formation hétérométrique, mais dont l'élément principal est une matrice grise ou gris-blanc, localement litée. Les éléments grossiers sont disséminés de manière irrégulière et à aucun endroit il n'a été possible de mettre en évidence des concentrations de graviers ou de blocs alignés. Ceux-ci semblent donc dispersés au hasard dans la matrice. Les sols développés sur cette formation sont peu épais et de type humide. Ils portent une végétation naturelle de type pelouse maigre.

3.2. Localité-type et profil-type

Comme nous l'avons dit, les principaux affleurements se situent sur les pentes de la vallée de l'Ain dans son parcours sub-méridien de la combe d'Ain, d'une part à l'Est de Doucier entre Villard/sur/l'Ain et Chatillon/sur/l'Ain (rive droite surtout) et d'autre part dans le secteur sud de la combe. Aucune carrière ni travaux récents ne nous a permis d'exploiter une coupe de manière systématique et les seuls affleurements valables sont fournis par le flanc amont des cicatrices provoquées par les loupes de glissement dans la deuxième zone citée, la première relativement stabilisée, est moins riche en arrachements naturels. Les principaux affleurements reconnus sont les suivants :

	Commune	Lieudit	x	y	z	Type d'affleurement et puissance visible
Zone de Villard/s/l'Ain - Chatillon						
MS 1	Villard/Ain	Les Gourges	860,7	191,7	480	Flanc de ruisseau 1 m
MS 2	Chatillon/Ain	La Morte	860,5	192,3	470	Flanc de ruisseau 1 m
Zone de Baresia - Largillay						
MS 3	Poitte	Ferme l'Epinay	858,4	179,2	450	Loupe d'arrachement 6,5 m
MS 4	Poitte	Sous les côtes	858	179,6	450	Loupe d'arrachement 2,5 m
MS 5	Pietelle	La Pierre St-Jean	859,1	179,3	455	Flanc de ruisseau 1 m
MS 6	Baresia	Les Vouates	858,6	178,5	460	Loupe d'arrachement 1,5 m
MS 7	Baresia	Granges de la Côte	858	176,6	465	Loupe d'arrachement

Tous ces affleurements ont fait l'objet de prélèvements en vue de l'étude sédimentologique. Cependant, leur mauvaise qualité et les doutes que nous avons sur leur situation véritablement " en place " (il peut s'agir d'anciennes loupes de glissement, elles-mêmes décapées superficiellement par des glissements mineurs) surtout lorsqu'ils se trouvent très bas dans la topographie, nous ont inclinés à la prudence et nous n'avons étudié que le vaste arrachement de la Ferme de l'Epinay (MS 3). Il donne, à notre avis, les meilleures garanties positionnelles, car depuis cinq ans que nous le visitons régulièrement, aucune fente de décollement ancien n'a été observée malgré son rajeunissement perpétuel (le front de coupe a reculé d'environ 5 m en cinq ans). De plus, c'est cet affleurement qui offre la plus vaste puissance visible (6,5 m sur une cinquantaine de mètres de long avec de nombreuses interruptions de coupe). C'est donc cet affleurement que nous choisissons comme profil-type.

3.3. Caractères lithologiques

Sept échantillons ont été prélevés de bas en haut de la coupe, c'est-à-dire environ tous les 80 cm pour être caractérisés granulométriquement et morphométriquement.

3.3.1. Granulométrie

L'allure des courbes granulométriques (Fig. 178) présente une homogénéité manifeste et non comparable aux courbes obtenues pour les autres types de moraines. Elles se caractérisent par :

- *une prépondérance des classes granulométriques extrêmes* (cailloux et graviers grossiers d'une part, silts d'autre part) *par rapport aux classes granulométriques moyennes* (graviers fins et sables) ;

- *la fraction fine* (silts et argiles) *représente de 35 à 65 % du pourcentage total*, ce qui est exceptionnel pour les types de moraines jurassiennes que nous avons étudiés. Remarquons cependant que *cette fraction fine est surtout présente par les silts*, les argiles restant rares, ce qui confère à ce type morainique un lien de parenté remarquable avec toutes les moraines jurassiennes par rapport à la plupart des moraines présentes dans d'autres régions.

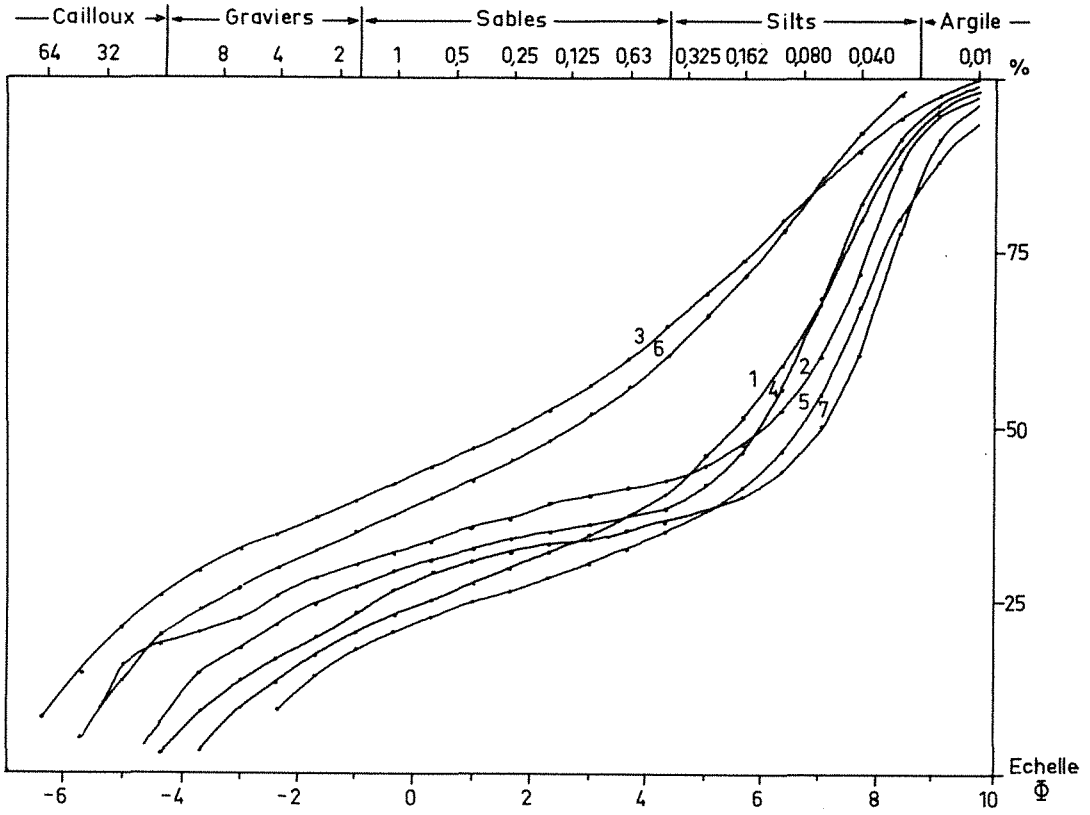


Fig.178 Moraines subaquatiques. Courbes granulométriques

L'un de nos buts principaux a été de discerner les caractéristiques majeures de ces moraines subaquatiques par rapport aux autres moraines étudiées. Une première approche a été possible par positionnement sur diagramme triangulaire (Fig. 179). A la *grande dispersion granulométrique des moraines d'ablation* s'oppose *la concentration relative des moraines de fond et des moraines subaquatiques*. Mais ces dernières manifestent un plus vaste étalement du côté des fractions fines par rapport aux moraines de fond. Deux des échantillons étudiés (3 et 6) s'incorporent dans l'aire de dispersion des moraines de fond. Il est difficile d'interpréter ce fait, mais il est possible de penser que l'influence " aquatique " pouvait plus ou moins se marquer lors du dépôt : lors d'arrivée en masse du flux glaciaire, la moraine de fond pouvait s'intégrer entièrement sans reprise et intervention aquatique modifiant sa granulométrie.

Une seconde approche a été réalisée par la comparaison de la valeur des paramètres granulométriques pris deux à deux (Fig. 180). Les mêmes remarques peuvent être faites au seul regard de ces graphiques : *les moraines d'ablation donnent des valeurs dispersées s'opposant aux valeurs regroupées en aires relativement restreintes des moraines de fond et subaquatiques*. Celles-ci s'inscrivent cependant dans une *aire beaucoup plus restreinte* et décalées spatialement par rapport à celles-là. Un certain chevauchement entre les deux aires de dispersion, concernant d'ailleurs toujours les mêmes échantillons (3 et 6) peut s'opérer dans certains cas. L'interprétation de ce chevauchement peut se faire par les mêmes arguments que précédemment.

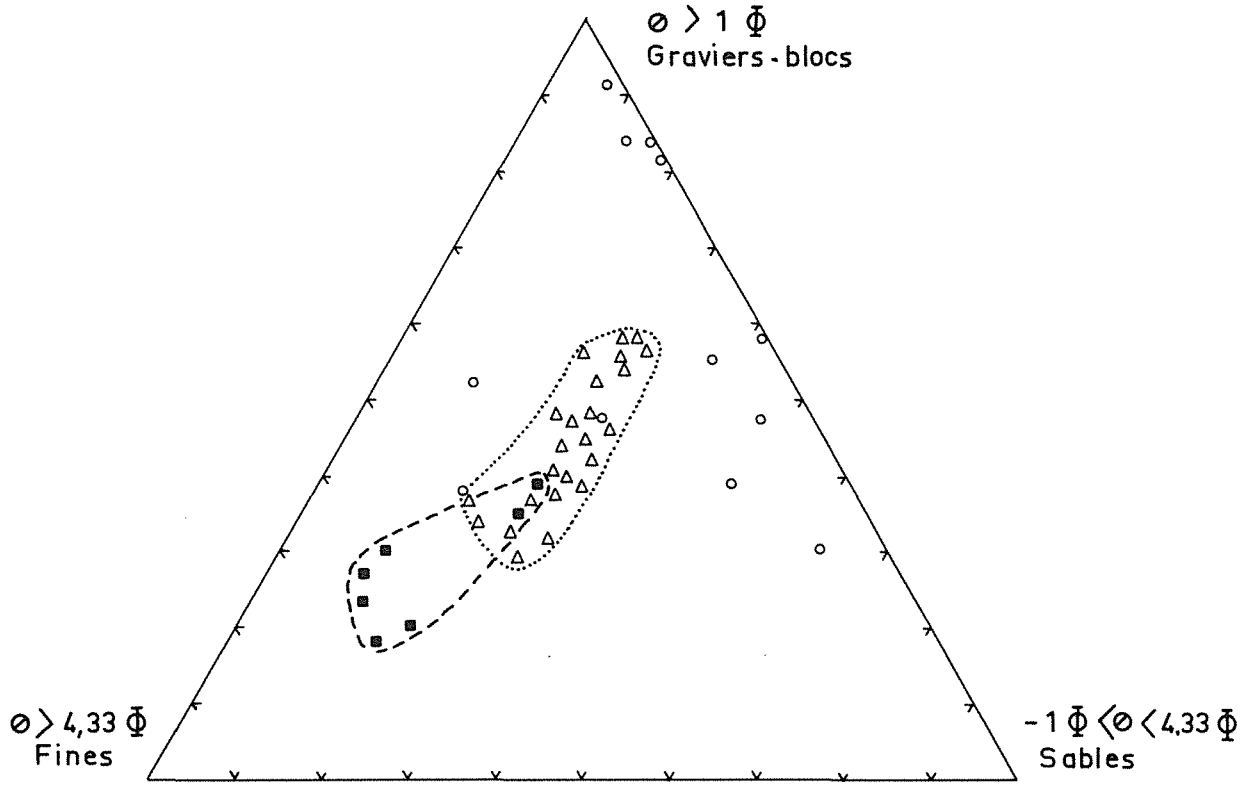


Fig.179 Position granulométrique sur diagramme triangulaire des moraines subaquatiques (▪ N = 7) par rapport aux moraines de fond (▵ N = 25) et aux moraines d'ablation (◦ N = 13)

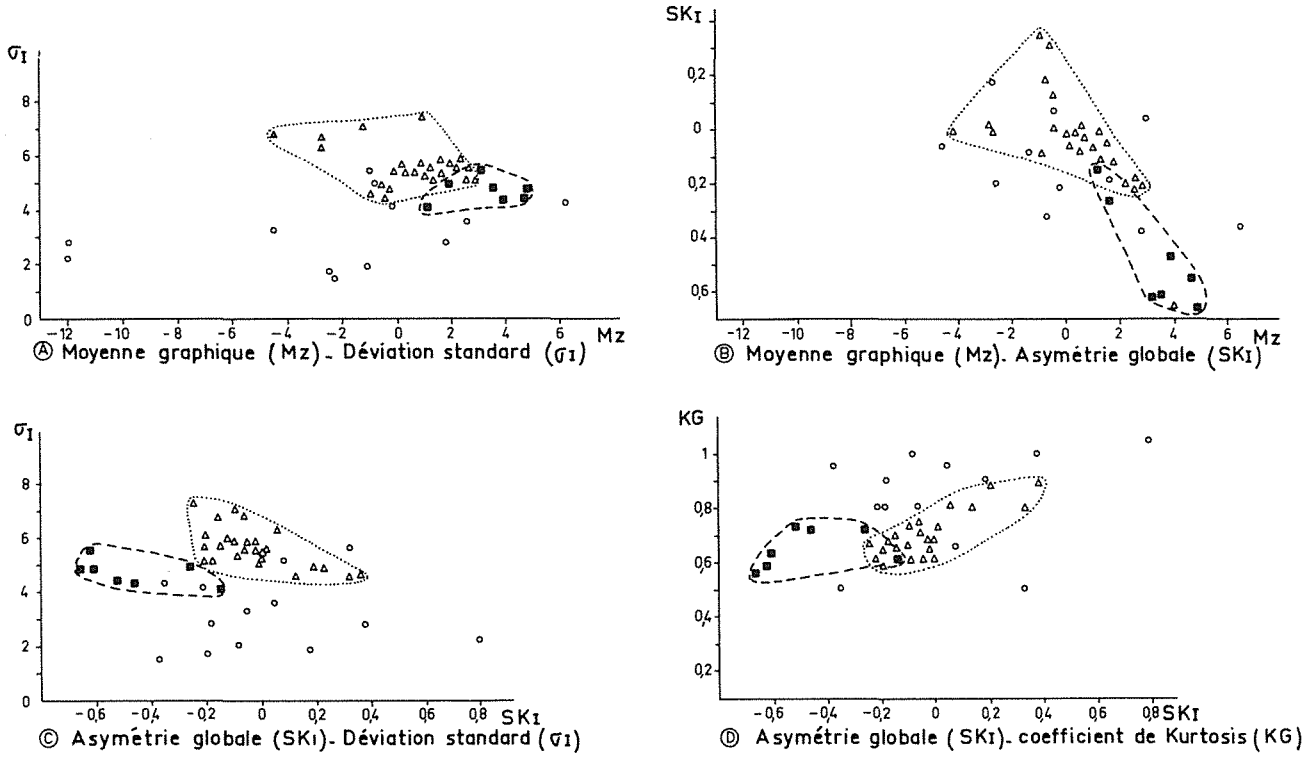


Fig.180 Moraine subaquatiques (▪ N = 7): Valeurs des paramètres granulométriques pris deux à deux par rapport aux moraines de fond (▵ N = 25) et aux moraines d'ablation (◦ N = 13).

3.3.2. Analyses morphométriques

Les analyses morphométriques ont été réalisées sur les sept échantillons de la coupe de la Ferme de l'Epinay. La fraction grossière étant moins abondante que dans les moraines de fond, le nombre de graviers compris entre 2 cm et 7 cm fut également moins important. Les valeurs de la médiane que nous utilisons (Fig.181 et 182) résultent de la mesure de 60 à 95 éléments selon les échantillons.

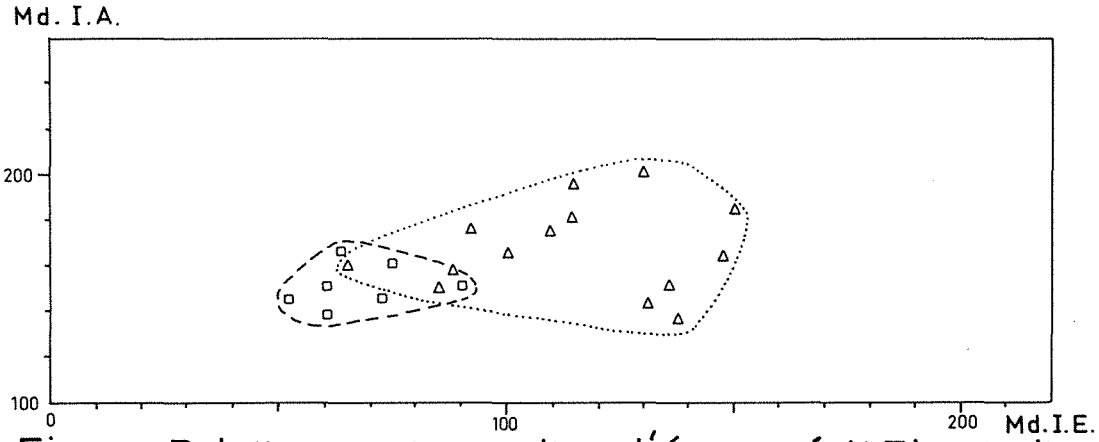


Fig.181 Relations entre indice d'émoussé (I.E) et indice d'aplatissement (I.A). Caractéristiques des moraines subaquatiques (▫ N=7) par rapport aux moraines de fond(▵ N 13)

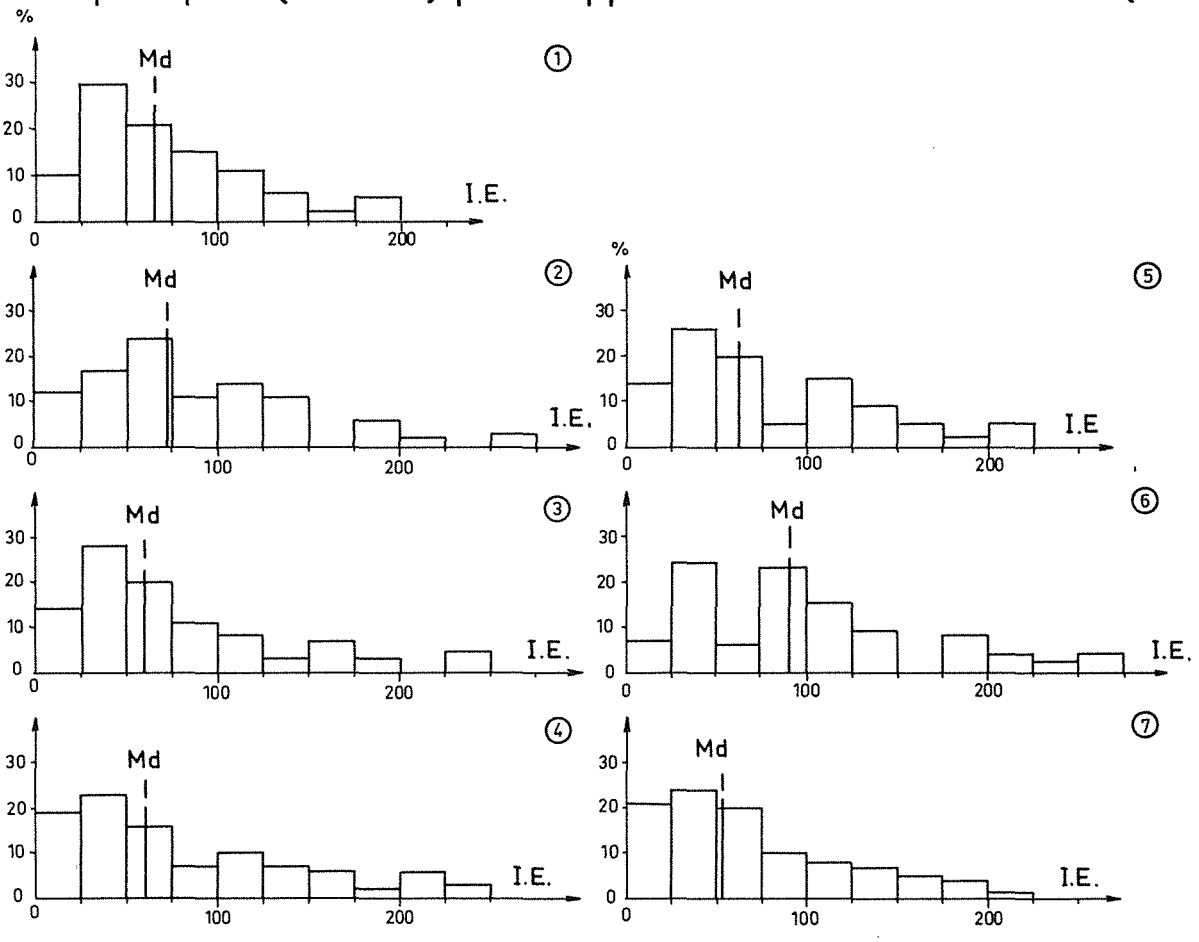


Fig.182 Les moraines subaquatiques. Valeurs de l'indice I.E. des sept échantillons étudiés (60 à 95 cailloux par échantillons).

Les caractéristiques morphométriques sont les suivantes :

- Comparées aux valeurs obtenues pour les moraines de fond, les relations entre l'indice d'émoussé (I.E.) et l'indice d'aplatissement (I.A.) donnent une *aire de répartition légèrement différente* avec une zone de chevauchement importante (Fig. 181). On peut cependant constater que la valeur moyenne des médianes relatives aux moraines subaquatiques se situe au niveau *des plus faibles valeurs des médianes relatives aux moraines de fond,* aussi bien en ce qui concerne l'indice d'aplatissement que l'indice d'émoussé.

- L'indice d'émoussé (Fig. 182) considéré seul traduit des valeurs de la médiane globalement inférieures comme nous venons de le voir, mais *la valeur des classes modales est nettement inférieure à celle des moraines de fond* : la classe la mieux représentée est la classe 25 à 50, bien que la valeur de la médiane soit supérieure à 50.

On s'explique mal pourquoi l'émoussé des blocs des moraines subaquatiques est inférieur à celui des moraines de fond. Une interprétation génétique est difficile à envisager. A notre avis, la présence de calcaires marneux de faciès argovien sur le pourtour du bassin lacustre proglaciaire peut expliquer ce fait : le bord du lac constituait le dernier verrou franchi par la glace. Celle-ci devait largement s'enrichir en clastes argoviens que le faible transport ne suffisait pas à émousser.

3.4. Faciès et répartition géographique

La mauvaise qualité des affleurements étudiés ne nous a pas permis de déceler des faciès distincts. La seule possibilité pour le faire serait d'effectuer des sondages carottés dans ces formations qui dépassent, à notre avis, 40 mètres de puissance et dont nous n'avons étudié que la frange supérieure. Latéralement, les moraines subaquatiques passent vers l'aval aux formations varvées de moins en moins riches en blocs au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone d'approvisionnement glaciaire.

3.5. Données biostratigraphiques et âge absolu

La découverte en juin 1979 d'une lentille tourbeuse incorporée aux moraines subaquatiques en contrebas de l'arrachement de la Ferme de l'Epinay nous avait fait espérer une datation éventuelle de ces formations. La datation absolue fut réalisée au Laboratoire de C 14 de Louvain-la-Neuve (Belgique) et l'étude palynologique par le Docteur J. HEIM du Laboratoire de Palynologie de cette Université. Les résultats furent les suivants :

Espèces	Nombre	Pourcentages
Corylus	5	4,2
Pinus	18	15,3
Tilia	76	64,4
% A.P.		83,9
Graminées	3	2,5
Primulacées	1	0,8
Polypodium	7	5,9
Monoletes	7	5,9
Equisetum	1	0,8
% N.A.P.		16,1

Il s'agit, d'après J. HEIM " d'une forêt de tilleuls avec quelques pins épars et un sous-bois de noisetiers. La strate herbacée est dominée par les fougères (Polypodium et type Monolète). Tout ce cortège floristique est à rattacher à la période Atlantique ".

La datation C 14 (LV-1901) du bois contenu dans la tourbe a donné un âge de 6130 ± 90 B.P., ce qui place cette lentille tourbeuse dans *l'Atlantique récent* et confirme les données de la palynologie.

Ces données s'interprètent aisément malgré leur incohérence apparente : il s'agit du *remplissage d'une petite zone marécageuse, développée dans la cicatrice d'une ancienne loupe de glissement postglaciaire* (Atlantique récent) recouverte ultérieurement par un glissement en masse et mise à jour récemment par l'érosion. De nombreux petits étangs de 5 à 6 m de diamètre existent actuellement dans le vaste glissement de Poitte, quelques centaines de mètres plus au Nord.

Cet espoir déçu justifie nos scrupules évoqués précédemment à prélever et étudier des échantillons au flanc de cette dépression sans cesse en mouvement, que l'Ain a creusé dans les dépôts glaciaires et glacio-lacustres de la combe d'Ain.

C) Les dépôts proglaciaires
==========

Ils ne peuvent se dissocier des dépôts glaciaires au sens strict, étant donné que tous constituent *un ensemble sédimentaire cohérent composé d'une série de complexes juxtaposés et imbriqués.*

L'originalité des dépôts proglaciaires du système des moraines internes jurassiennes tient au fait que les *marges glaciaires ont souvent été occupées par des lacs.* La polarité de l'écoulement glaciaire, grossièrement perpendiculaire à la structure tectonique, a provoqué l'obstruction par barrage des dépressions synclinales et monoclinales de la zone occidentale de la chaîne jurassienne et entraîné, de ce fait, la formation de nombreuses retenues lacustres dans lesquelles les langues glaciaires venaient se déverser. Ces lacs proglaciaires ont piégé une grande partie du matériel détritique véhiculé par le glacier et les dépôts ainsi formés constituent une part importante de ce qu'on appelle le système des moraines internes au sens large.

Certes, des dépôts proglaciaires plus classiques, de type fluvio-glaciaire en particulier, existent et nous les avons présentés schématiquement dans la première partie de ce chapître (basse vallée de l'Ain à l'aval des gorges de l'Ain, vallée de la Bienne à l'aval de St-Claude, vallée du Doubs à l'aval de Pontarlier). Mais celles-ci présentent les faciès classiques de cônes fluvio-glaciaires maintes fois décrits dans les études antérieures et nous n'avons pas jugé bon de les décrire et de les étudier dans le détail.

Les dépôts proglaciaires de type lacustre qui ont retenu plus particulièrement notre attention peuvent se grouper en deux complexes bien distincts :

- *Les deltas grossiers* de marges lacustres, de type dépôts de progradation, abondants dans la combe d'Ain, les bassins de la Thoreigne et de la Valouse au Sud (régions d'Orgelet et d'Arinthod), les bassins de l'Angillon, de la Serpentine et du Drugeon au Nord.

- *Les dépôts de fond,* fins, généralement varvés, toujours présents en association avec les précédents et représentant l'expression sédimentologique avale des deltas de marge lacustre, sédimentés après une période de suspension en eau calme.

Etudions successivement ces deux complexes sédimentaires distincts.

1) Les deltas grossiers de marges lacustres

Souvent exploitée pour la qualité des matériaux graveleux et sableux, cette formation est visible dans de nombreuses carrières anciennes ou en cours d'exploitation. Le tableau suivant situe les principaux affleurements reconnus (z représentant l'altitude du sommet).

Commune	Lieudit	x y z	Type d'affleurement et puissance visible
Zone septentrionale (dépressions de la Serpentine et du Drugeon)			
D 1 Mieges	Ermitage	883,3 204,9 750	carrière 4 m
D 2 Nozeroy	Le Serpentin	883,8 203,9 780	talus de route 1,5 m
D 3 Rix		883,7 203,1 780	talus de route 1,5 m
D 4 Conte	La Fraite	880,6 201,4 750	ancienne carrière 2 m
D 5 Treffay	Combe Bernard	879,6 197,3 780	bord de ruisseau 1,5 m
Vallée de l'Ain et Combe d'Ain			
D 6 Champagnole	Le Crouazou	872,4 198,9 530	ancienne carrière 5 m
D 7 Ney	Le Trabot	869,5 198,9 525	talus de route 2 m
D 8 Pont du Navoy	Ferme Buchille	865,5 198,6 525	sondage 17 m
D 9 Pont du Navoy	Combe Robert	864,7 197,6 525	ancienne carrière 3 m
D10 Crotenay	Plaine de Chaux	864,8 201,4 525	carrière Pernot 7 m
D11 Crotenay	Plaine de Chaux	864,6 201,2 526	carrière Ayel 7 m
D12 Crotenay	Le Taureau	864,2 200,8 525	carrière municipale 7 m
D13 Crotenay	Le Taureau	863,9 200,2 525	carrière Cassabois 7 m
D14 Marigny	Les Crêts	863,9 193,1 520	sondage 7 m
D15 Marigny	Sur le Chatelet	863,7 192,2 525	carrière 7 m
D16 Collondon	Sous le village	861,6 188,7 520	ancienne carrière 5 m
D17 Chatillon	Les Euverseaux	858,2 188,1 525	carrière 6 m
D18 Blye	Mont Lyon	858,4 187,3 520	carrière 4 m
D19 Liefnans	Vers le Biez	857,7 186,6 525	carrière 7 m
D20 Charcier	Champ des Fers	860,8 185,5 525	carrière 7 m
D21 Charcier	Champ des Fers	861,1 187,7 525	ancienne carrière 2 m
D22 Vertamboz	Sur le village	861,1 183,1 520	ancienne carrière 11 m
D23 Vertamboz	La Clouterie	861,2 182,6 523	ancienne carrière 3 m
D24 Cogna	Les Mouillards	862 182,4 520	carrière municipale 8 m
D25 Boissia	Sur les Molards	860,5 182,1 525	ancienne carrière 10 m
D26 Boissia	Sur les Molards	860,4 181,8 525	ancienne carrière 10 m
D27 Soyria	Sous Mithiou	860,1 179,3 525	carrière 7 m
D28 Largillay	Sur le Molard	855,8 177,7 523	carrière Chalumeau 21 m
D29 Marsonnay	Sur le Martelet	854,7 178,1 522	carrière 7 m
D30 Marsonnay	Sur le Martelet	854,6 178,3 523	carrière 5 m
Zone méridionale (régions d'Orgelet et d'Arinthod)			
D31 Ecrilles	Monteilliers	853 173,8 460	carrière 6 m
D32 Orgelet	La Barbuise	850,1 174,6 500	ancienne carrière 2 m
D33 La Villette		851,1 166,9 510	talus de route 1 m
D34 Legna	Bois Laval	850,6 163,6 490	carrière 4 m
D35 Arinthod	Sur Luffe	848,5 159,3 500	carrière 12 m
D36 Chisseria	Sur la Creuse	848,5 158,1 500	carrière 10 m

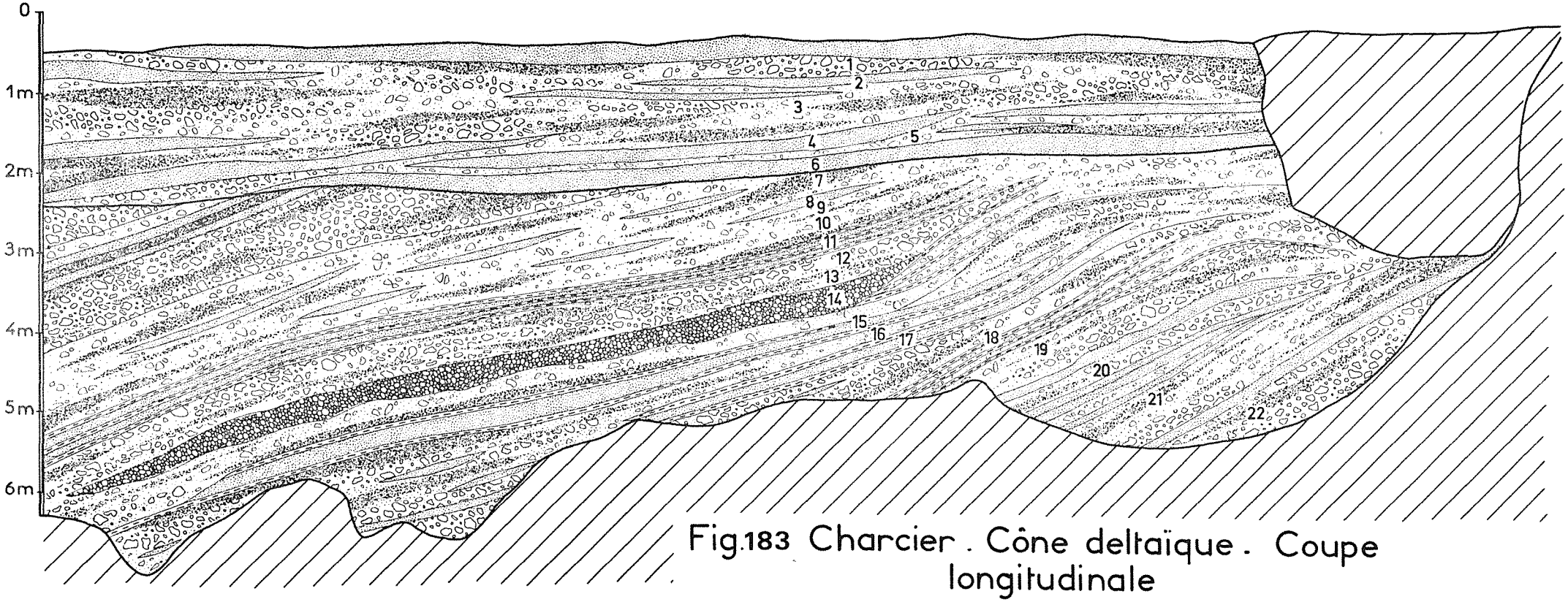


Fig.183 Charcier . Cône deltaïque . Coupe longitudinale

Cette liste n'est pas exhaustive : ces talus massifs, perchés par rapport aux vallées actuelles, donc non noyés par les nappes phréatiques, sont d'une exploitation facile et de nouvelles carrières s'ouvrent tous les ans. C'est l'un de ces deltas (D 8 - Ferme Buchille) qui a été retenu, sur mes conseils, comme lieu d'exploitation unique en granulat du secteur de Lons-le-Saunier. Il est donc probable que l'exploitation de nombreuses carrières sera stoppée dans un proche avenir au profit d'un centre unique d'exploitations de graviers.

Cette formation caractérise un dépôt deltaïque de type talus de progradation, exceptionnellement grossier. Les couches sommitales marquent le niveau sur lequel s'écoulaient les chenaux fluviatiles divaguants, déversant leurs matériaux sur la pente du talus marquant l'entrée dans le domaine lacustre proprement dit. Cette structure deltaïque est typiquement définie dans la littérature anglo-saxonne sous l'appellation de Foreset-beds (couches inclinées de progradation) - Topset-beds (couches sommitales horizontales).

1.1. Définition de l'unité lithologique

C'est une formation détritique grossière à lits bien individualisés assez réguliers en coupe longitudinale (Fig. 183) et à faisceaux entrecroisés abondants en coupe transversale. Deux ensembles s'individualisent nettement dans les coupes complètes :

- l'ensemble supérieur à pendage horizontal ou très peu incliné de 2 m d'épaisseur environ, discordant sur
- l'ensemble inférieur à stratification oblique, de valeur variable (pouvant aller jusqu'à 35°). Vers la base, cet ensemble devient plus fin globalement et les lentilles sableuses prédominent.

La texture des niveaux lités est très variable : niveaux hétérométriques à blocs épars dans une matrice sableuse hétérogène souvent indurée, niveaux à blocs et graviers grossiers sans matrice intersticielle (" open-work structure "), niveaux sableux hétérométriques, lentilles sablo-silteuses finement litées, lentilles sableuses à bon classement granulométrique.

Il est possible localement de voir certains niveaux de l'ensemble supérieur (couches sommitales) se prolonger en s'inclinant dans l'ensemble inférieur.

Morphologiquement (voir première partie du chapître) cette formation constitue une terrasse régulière dans chaque bassin proglaciaire, légèrement en pente en direction du centre du bassin s'appuyant à l'amont (c'est-à-dire le plus souvent à l'Est) contre les rides morainiques et plongeant brusquement vers l'aval en un talus festonné caractéristique.

Les carrières sont en général installées dans la partie supérieure de la terrasse et découvrent rarement plus d'une dizaine de mètres de la formation. Cependant, des sondages (Ferme Buchille) ou des exploitations intensives (carrière Chalumeau à Largillay) montrent que cette formation peut atteindre une vingtaine de mètres de puissance et qu'elle repose le plus souvent sur un ensemble fin sablo-silteux de type laminite (formation " varvée ").

1.2. Localité-type et profil-type

Ont été choisies comme type de cette formation des carrières anciennes apparemment stabilisées du point de vue de leur exploitation et présentant une puissance visible approchant une dizaine de mètres. C'est sur ces affleurements qu'ont porté les études sédimentologiques permettant de préciser les caractéristiques de cette formation :

- D 20 : coupe de Charcier
- D 22 : coupe de Vertamboz
- D 25 : coupe de Boissia - sur les Molards
- D 11 : Crotenay - carrière Ayel

1.3. Caractéristiques lithologiques

1.3.1. Granulométrie

* Coupe de Charcier

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur 22 échantillons pris de haut en bas de la coupe (Fig. 183) dans les niveaux les plus représentatifs de l'affleurement. Le poids des échantillons s'échelonne de 1 kg (niveaux sableux) à 20 kg (niveaux grossiers).

Les courbes granulométriques représentatives (Fig. 184) donnent une première idée de la texture de différents niveaux échantillonnés. On constate :

- *une absence quasi générale de la fraction fine* (les silts grossiers sont exceptionnellement présents).

- *un classement granulométrique moyen des échantillons les plus fins et les plus grossiers* (niveaux 14 et 5 pour les très grossiers et niveaux 2,4,6,11, 15 pour les plus fins).

- *un mauvais classement granulométrique pour les autres niveaux*, la valeur de la médiane s'échelonnant entre -3Φ pour les plus grossières et +1Φ pour les plus fines. Ces mauvais classements rappellent certaines données relatives aux moraines d'ablation (coupe de la Porcherie) sans atteindre les valeurs les plus fortes.

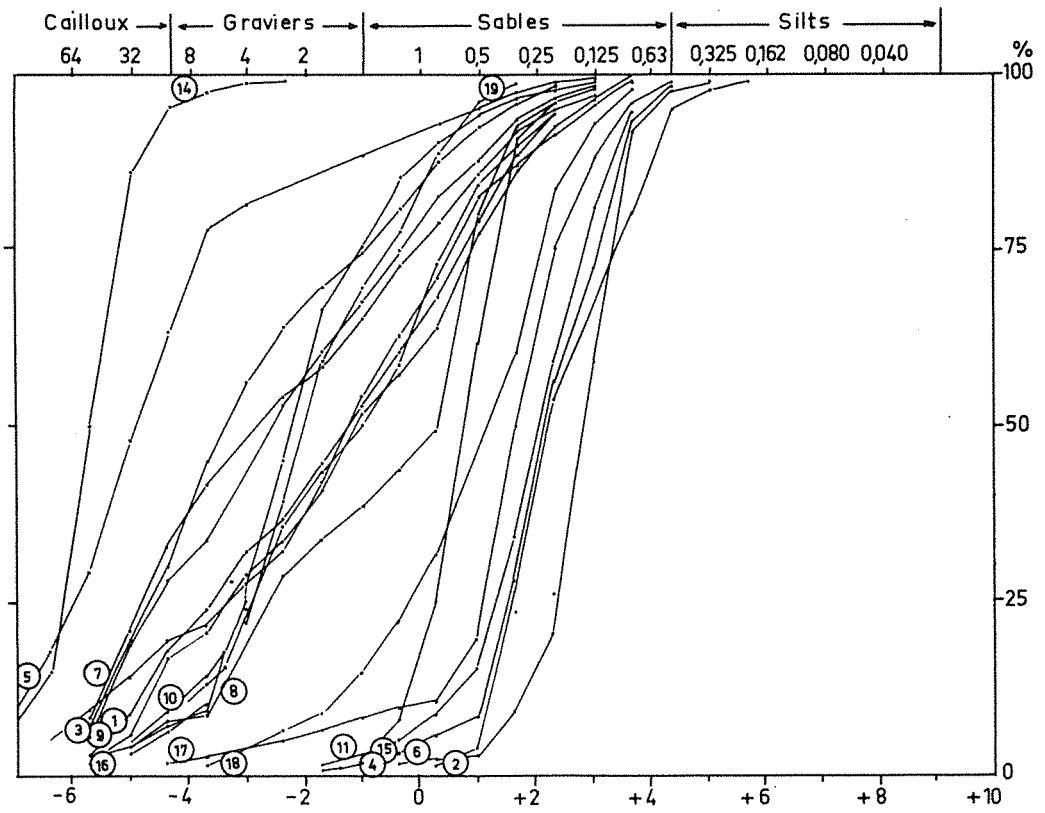


Fig.184 Charcier . Courbes granulométriques

La représentation sur diagramme triangulaire précise la variabilité de la distribution granulométrique des différents niveaux, la seule aire définissable avec quelque précision étant celle relative aux échantillons sableux (2,4,6,11,15, 17) (Fig. 185).

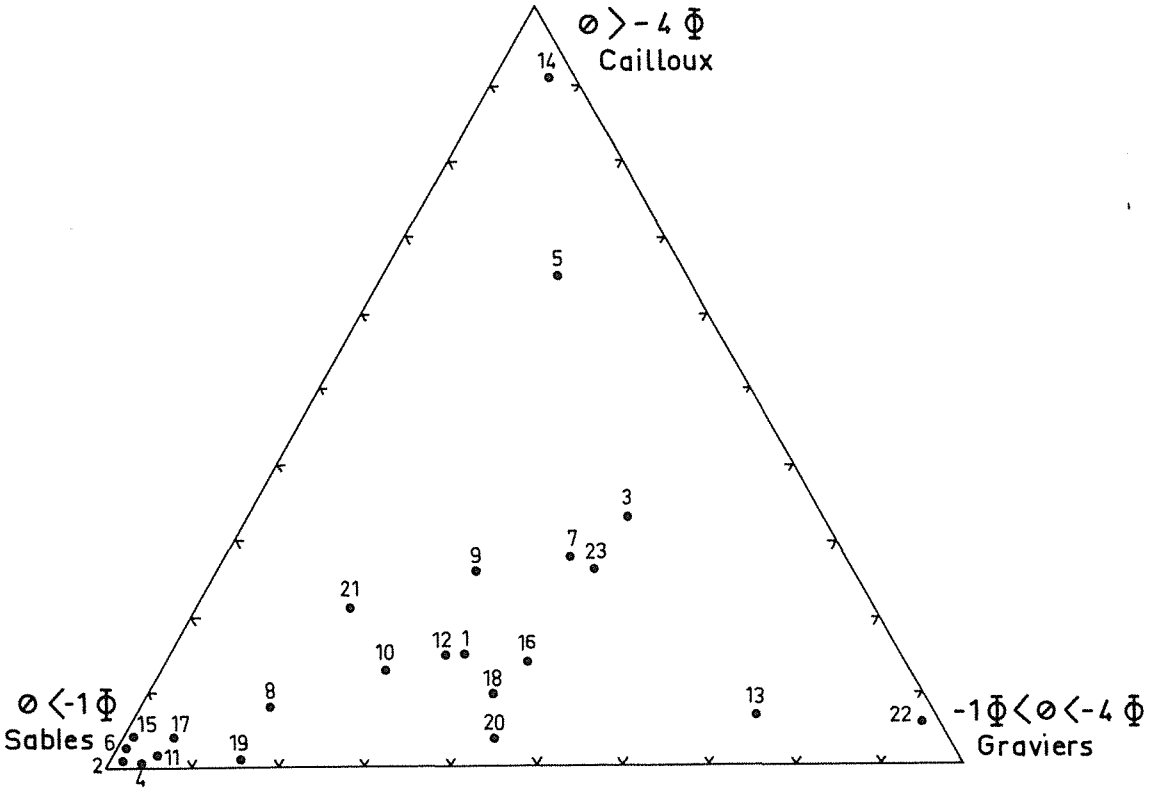


Fig.185 Charcier. Réprésentation granulométrique sur diagramme triangulaire

Une bonne idée de la grossiéreté et du classement de chacun des niveaux échantillonnés est donnée par la représentation de l'évolution de la valeur de la moyenne graphique (Mz) combinée avec la valeur de l'écart-type (σI). On constate (Fig. 186) :

- *l'alternance assez régulière de niveaux ou de séries de niveaux à dominante sableuse et relativement bien classés* (2,4,6,11,15,17,19) *et de niveaux ou de séries de niveaux riches en graviers et relativement mal classés*. Le passage d'un type à l'autre se fait soit brusquement et sans transition (par exemple dans la série alternante sommitale des échantillons 1 à 6 ou 14 à 18), soit par une transition progressive dans le sens d'un affinement granulométrique et d'un meilleur classement (couches 14 à 11) ou inversmeent (couches 11 à 7). Cette évolution à grande variabilité des caractéristiques granulométriques traduit assez bien *un régime de crues subites ou progressives entrecoupées de périodes d'étiage*. Ces caractères évoquent parfaitement *un front glaciaire avec crues subites lors de la fonte estivale et des périodes plus stables au cours de l'hiver*.

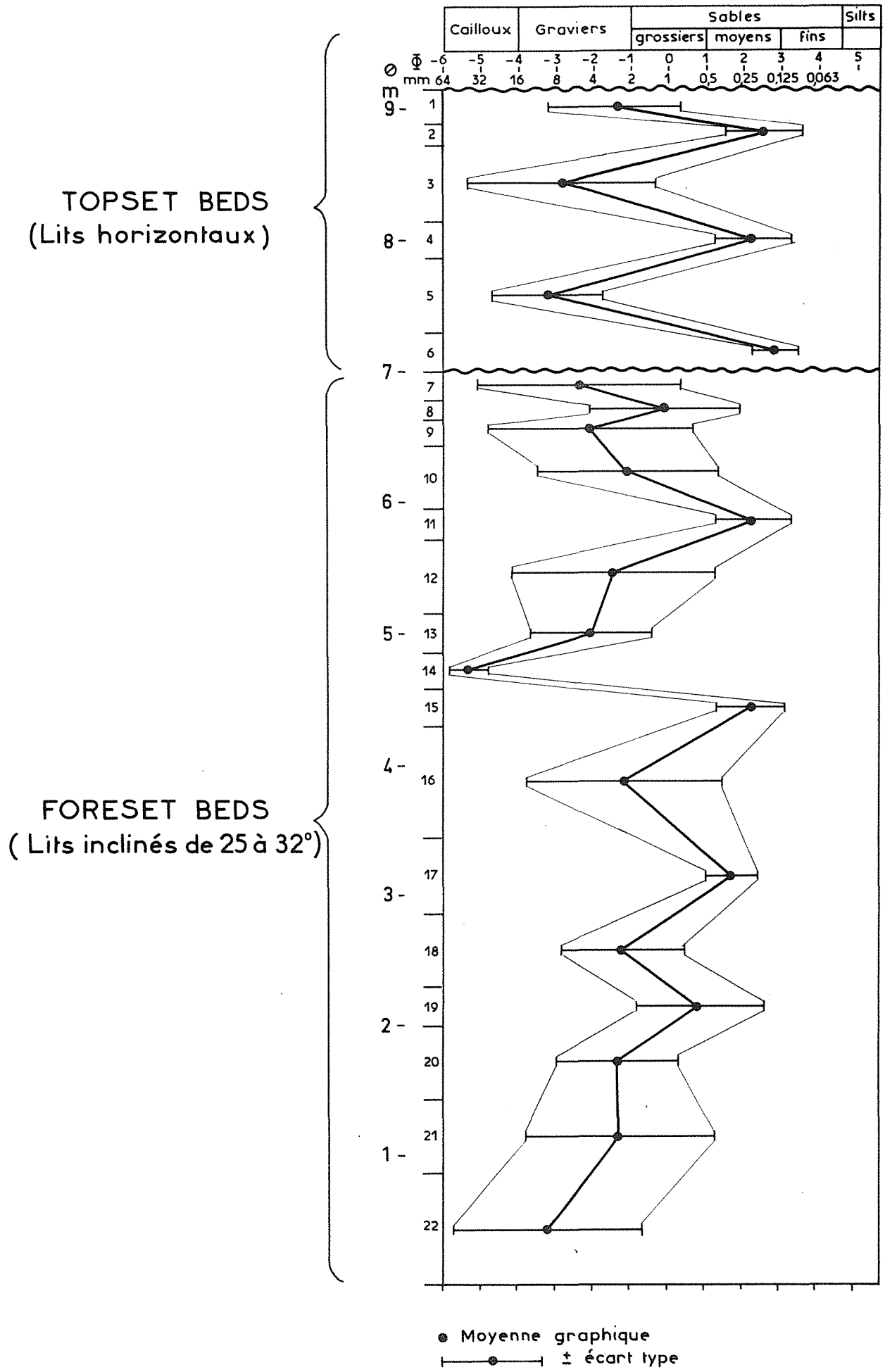


Fig.186 Charcier : Variation verticale de deux paramètres granulométriques

La plus grande variabilité de la distribution granulométrique se traduit au niveau des couches horizontales sommitales (Topset beds). Il est assez logique de penser que c'est au niveau des chenaux les plus proches du front glaciaire que les réactions des eaux de fonte sont les plus immédiates. On peut en effet constater que c'est dans cet ensemble que les niveaux les plus fins et les mieux triés alternent brusquement avec des dépôts grossiers très mal triés.

* Coupe de Vertamboz

Elle présente les mêmes caractéristiques générales que la coupe précédente, mais son développement horizontal est plus vaste et permet une observation plus complète du talus de progradation prenant en compte des niveaux absents de la coupe de Charcier.

La carrière de Vertamboz se présente en deux affleurements distincts masqués par une zone aveugle (Fig.187 locus 1 et locus 2). 34 échantillons successifs ont été prélevés de haut en bas des deux coupes et situés sur le schéma général de l'affleurement.

Les courbes granulométriques relatives au locus 2 (Fig.188) présentent les mêmes caractéristiques qu'à Charcier, à quelques détails près. Par contre, le locus 1 traduit d'une part *un affinement de la texture,* doublé d'une légère tendance à *un meilleur classement granulométrique.*

Ces faits sont confirmés par la représentation de la variation verticale des valeurs de la moyenne graphique et de l'écart-type (Fig. 189). On voit de bas en haut les caractéristiques granulométriques se déstabiliser de plus en plus souvent et brusquement, évoquant des conditions très différentes de mise en place alternant avec de plus en plus de contraste au fur et à mesure que l'on monte dans la série stratigraphique.

A notre avis, cette évolution traduit *un rapprochement progressif du front glaciaire,* les effets de fonte se tamponnant loin du front ou au contraire se faisant sentir vigoureusement près du front. Nous pouvons ainsi matérialiser la présence de plus en plus effective, donc probablement de plus en plus proche du front glaciaire alimentant les dépôts deltaïques.

1.3.2. Analyses morphométriques

Les analyses morphométriques ont été réalisées sur les niveaux grossiers des carrières établies dans la partie supérieure des deltas à Crotenay, carrière Ayel (D 11), Charcier (D 20), Vertamboz (D 22) et Boissia, sur les Molards (D 25). Elles ont donné des résultats comparables et à titre d'exemple, nous présenterons ceux obtenus à la coupe de Charcier.

Sept niveaux parmi les plus grossiers ont été mesurés. Les valeurs de l'indice d'émoussé représenté en histogramme des fréquences sont particulièrement caractéristiques. On peut constater que (Fig. 190) :

- *l'étalement des valeurs est beaucoup plus vaste que celui des moraines* puisqu'il s'étend, dans les sept niveaux étudiés, de 0 à 900.

- l'homogénéité des sept échantillons est très frappante et on remarque que *l'indice d'émoussé présente des valeurs nettement pluri-modales,* à la différence des matériaux fluvio-glaciaires (Ch. SCHLUCHTER, 1978) dont l'amplitude est comparable, mais dont la courbe représentative est le plus souvent unimodale ou exceptionnellement bimodale. En ce qui concerne Charcier, les sept échantillons présentent de 3 à 5 valeurs modales qui sont 200-300, 350-450, 600-700, et plus rarement 50-100 (Ech. 3), 100-150 (Ech. 7,9,16,22), 450-500 (Ech. 7,9,14,16).

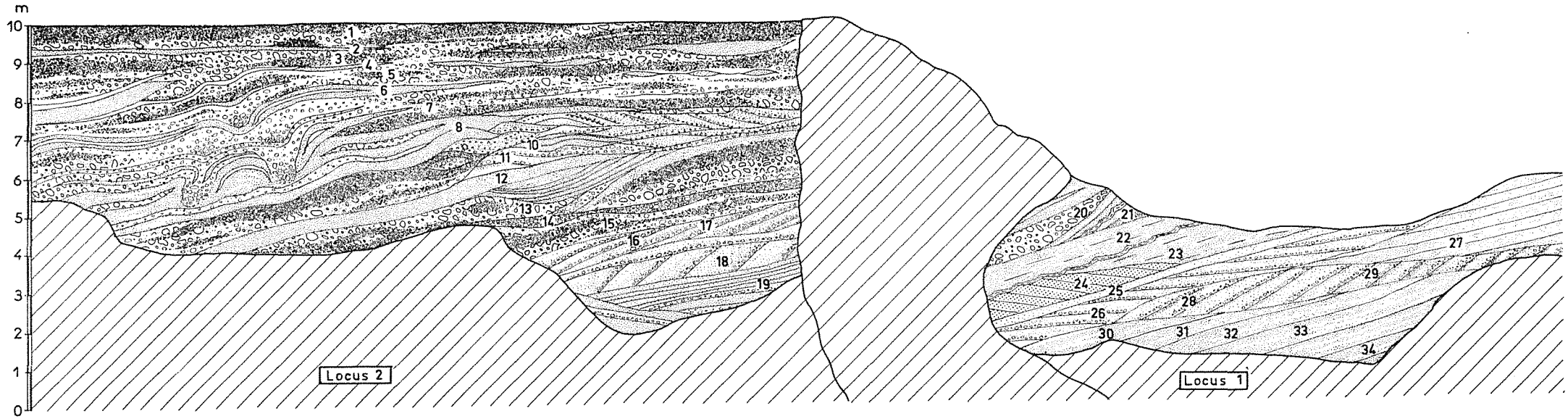


Fig.187 Carrière de Vertamboz

Locus 2
(19 échantillons de haut en bas)

Locus 1
(15 échantillons de haut en bas)

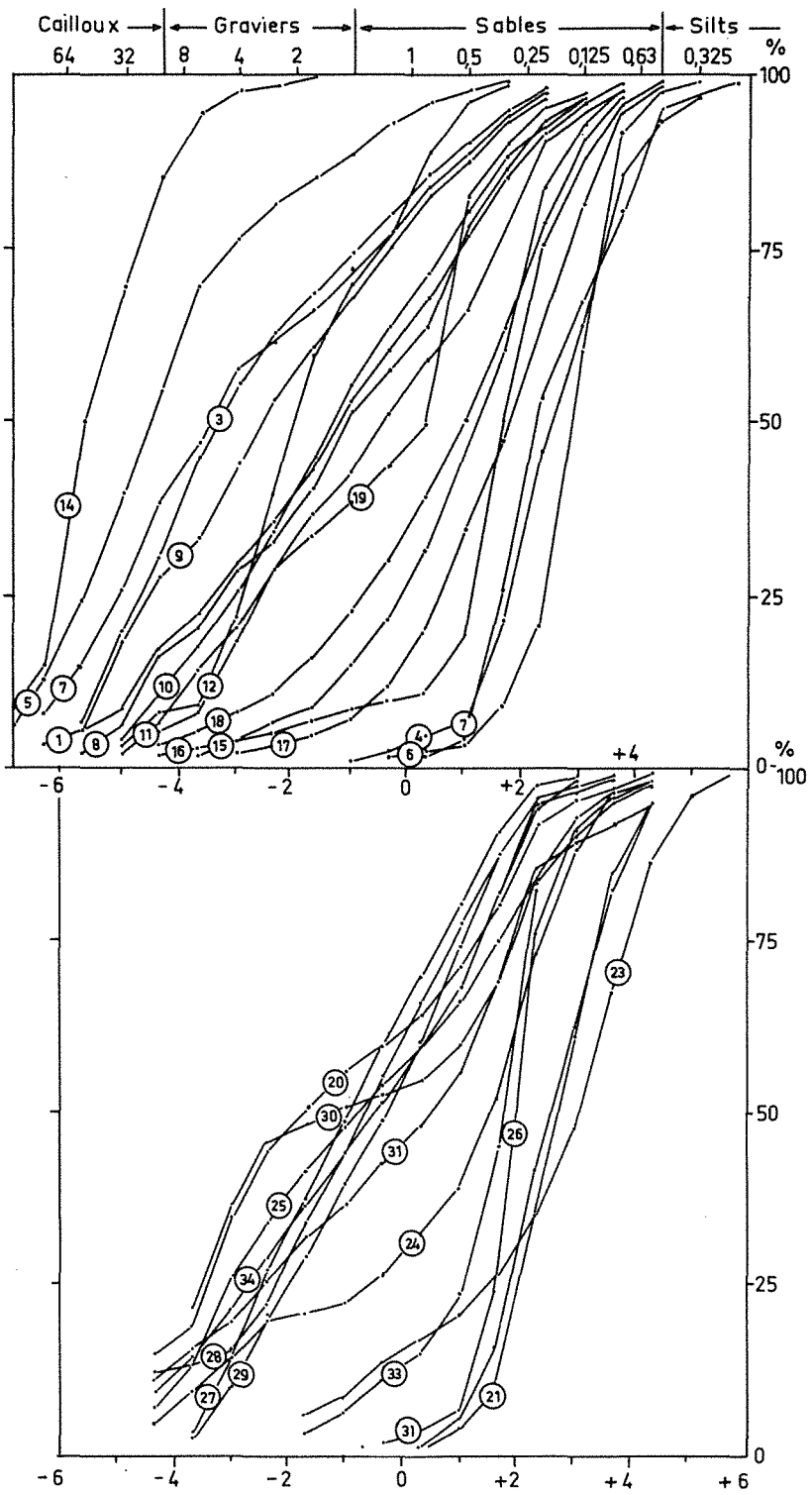


Fig.188 Vertamboz. Représentation comparée des courbes granulométriques des Locus 1 et 2.

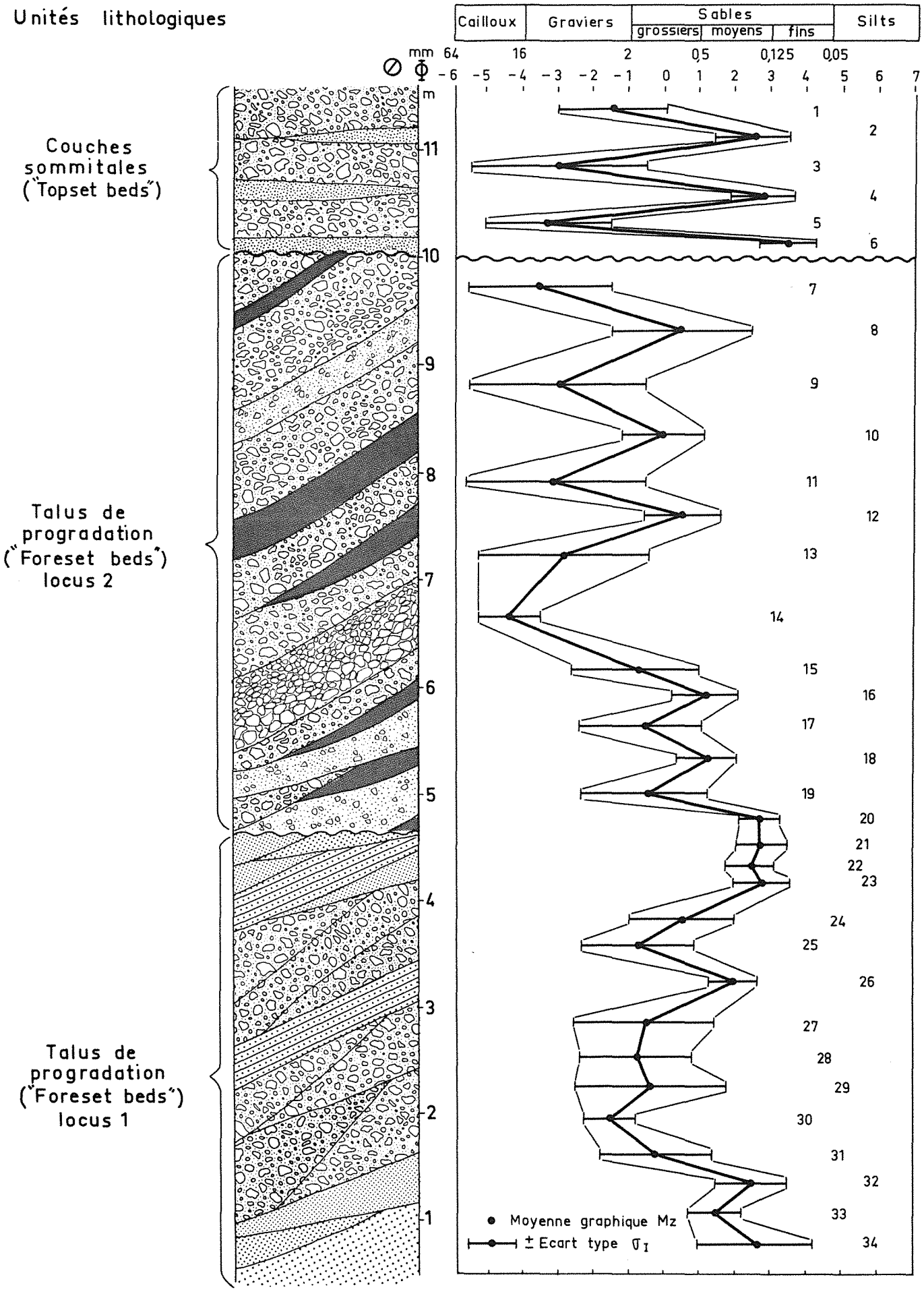


Fig.189 Coupe de Vertamboz : Unités lithostratigraphiques et variation verticale de la moyenne graphique et de l'écart-type

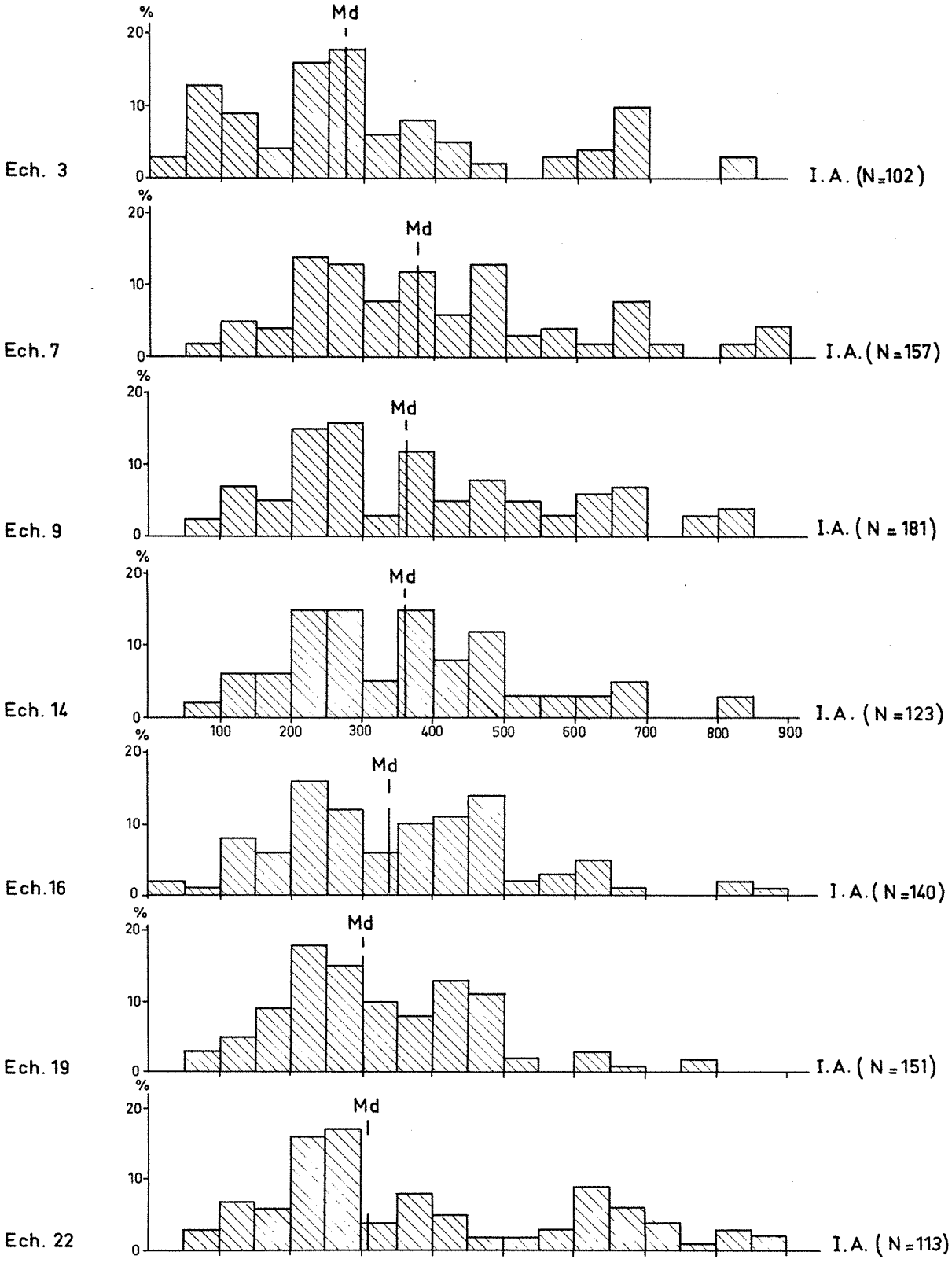


Fig.190 Histogramme des fréquences de la Valeur de l'indice d'émoussé. Charcier.

Ce matériel est donc *très hétérogène quant aux valeurs de l'indice d'émoussé*. Ceci ne peut s'interpréter que par un *mélange de matériel présentant des stades de degré d'usure très divers et réincorporés dans le processus sédimentaire avant leur dépôt dans les deltas*, et ceci d'autant plus souvent que la valeur de l'indice d'émoussé est élevée.

Ces caractères traduisent une *avancée progressive du front glaciaire* se faisant *par saccades*, avec *alternance de phases d'avancée rapide bousculant les dépôts proglaciaires antérieurs et de phases de stagnation du front glaciaire édifiant à sa périphérie des édifices sédimentaires de type proglaciaire*.

Cette interprétation n'exclut pas bien entendu, surtout en ce qui concerne les éléments les plus émoussés, un façonnement dans des chenaux supraglaciaires ou latéro-glaciaires.

On constate également de bas en haut de la coupe un glissement de la valeur de la médiane vers des indices plus forts, et par contre, une chute de cette valeur au niveau du seul échantillon prélevé dans les niveaux horizontaux du sommet (Top-set beds, éch. 3). Ces données sont difficiles à interpréter, bien qu'elles se constatent dans les quatre coupes étudiées.

L'indice d'aplatissement est dans tous les cas compris entre 140 et 190 (valeur de la médiane), ce qui représente *grosso modo* les valeurs obtenues pour les moraines de fond et les moraines sub-aquatiques. On peut en déduire que *l'indice d'émoussé est beaucoup plus déterminant que l'indice d'aplatissement en ce qui concerne l'étude des dépôts glaciaires et proglaciaires*. Il évolue beaucoup plus rapidement et permet de mieux caractériser les phases éventuelles de remaniement.

1.3.3. Figures sédimentaires

Les formations deltaïques sont riches en figures sédimentaires liées à leurs conditions de mise en place. Sans en entreprendre une étude détaillée, nous évoquerons succinctement les principaux types en les situant dans leur contexte sédimentaire.

1.3.3.1. Les faisceaux entrecroisés

Lorsque les coupes de carrière sont parallèles au plus fort pendage des niveaux de progradation, ceux-ci nous apparaissent plus ou moins continus dans les limites visibles (excédant rarement 20 m). Il est cependant possible que les niveaux les plus fins, sablo-silteux, apparaissent en lentilles plus ou moins discontinues (Fig. 183, niveau 8). L'inclinaison des niveaux les plus continus a tendance à diminuer vers l'aval et les couches frontales de pendage fort (30 à 35°) ont tendance à devenir tangentielles vers le bas, par rapport à l'horizontale.

Cette régularité assez générale de la structure des coupes parallèles au plus fort pendage (c'est-à-dire parallèles au sens de mise en place du delta) cesse lorsqu'on peut examiner des coupes obliques ou perpendiculaires à cette direction. Entrevus partiellement dans la coupe de Vertamboz (Fig. 187 locus 1 et base du locus 2) les différents niveaux présentent des faisceaux entrecroisés nets avec granoclassement décroissant vers le haut (niveaux 26,28,29). Chaque ensemble sédimentaire est tronqué dans sa partie supérieure et un nouvel ensemble est venu le recouvrir en discordance avant d'être lui-même tronqué et recouvert.

La coupe de Boissia " Sur les Molards " (Fig. 191 - D 25) permet de se faire une idée des figures sédimentaires présentes dans ces dépôts (représentation semi-schématique) : sur un ensemble hétérométrique à lentilles de sables grossiers (A) et niveaux silteux ondulés (B) est venu s'établir un chenal qui a partiellement érodé les formations sous-jacentes. Ce chenal s'est lui-même comblé de sables grossiers avec lentilles de sables triés (C). Le remplissage de ce chenal ainsi que

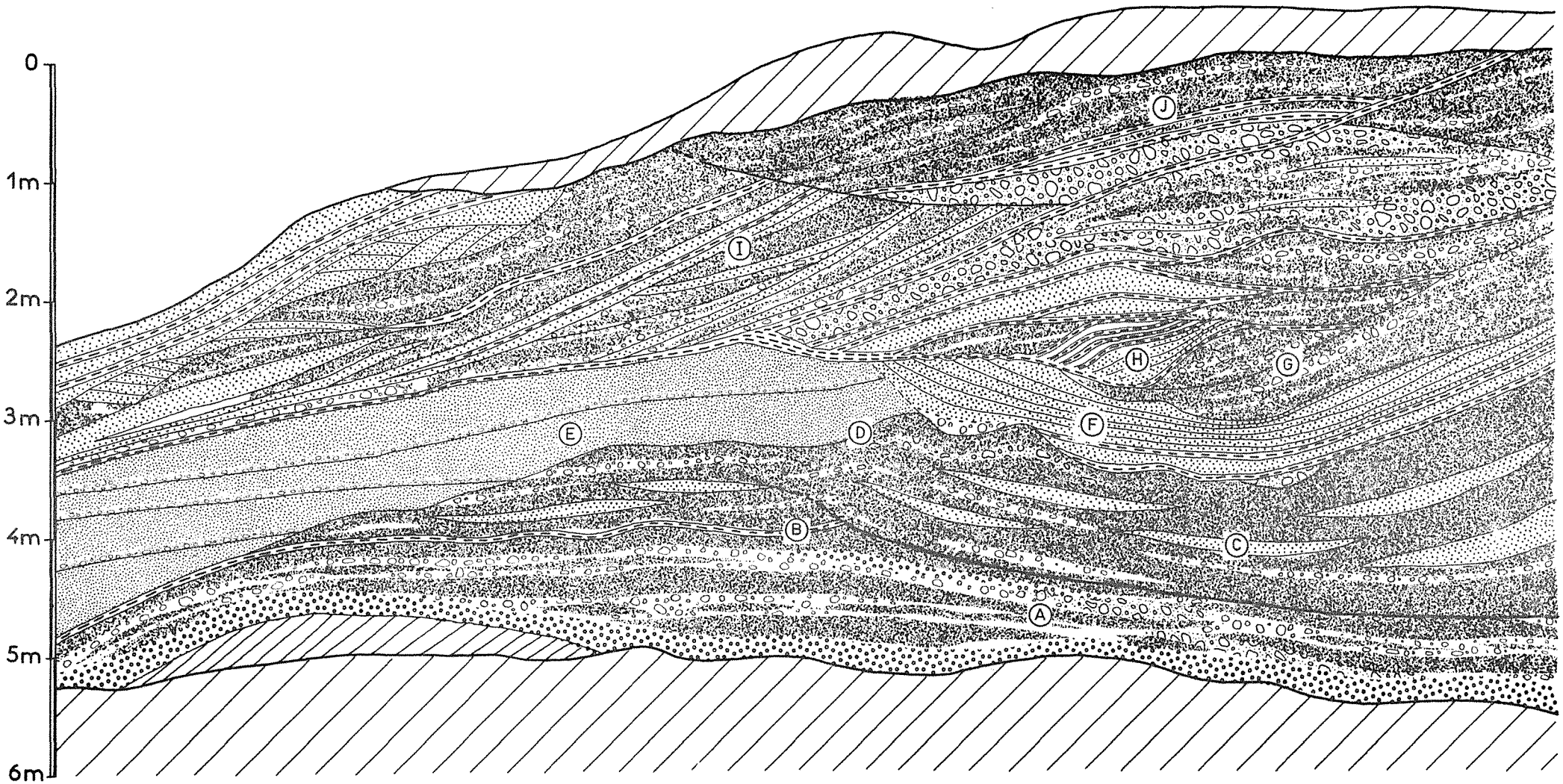


Fig.**191** Boissia "Sur les Molards". Coupe oblique par rapport au plus fort pendage.

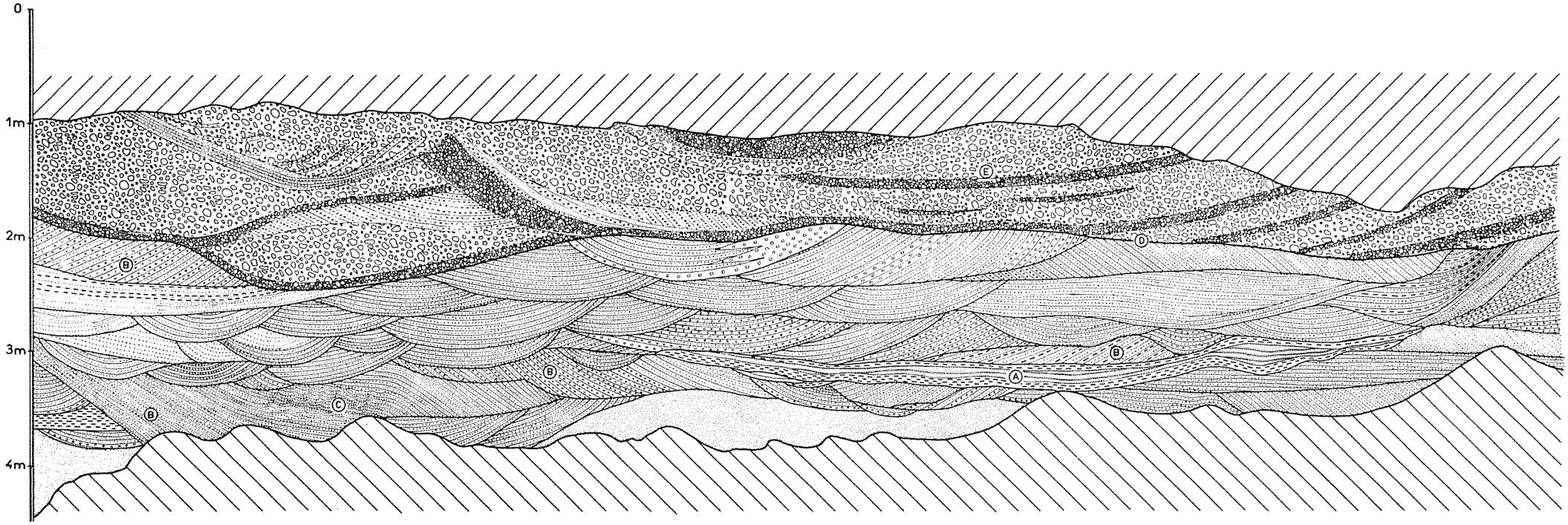


Fig.192 Crotenay Carrière Ayel : Coupe perpendiculaire au plus fort pendage

les formations encaissantes ont été érodés par des ravinements donnant à la surface d'érosion une allure ondulée irrégulière. Sur cette surface, une série de niveaux sableux assez bien triés (E) débutant chacun par un lit grossier, est venue se déposer en formant des amoncellements successifs à faible pendage. Cet ensemble a été raviné par un chenal (F) qui s'est lui-même comblé par une série de couches sablo-silteuses concaves vers le haut. Après érosion de l'ensemble, une épaisse série avec alternance de lentilles hétérométriques (G) ou silto-sableuses laminées (H) se terminant par un dépôt à stratifications obliques régulièrement inclinées (I) recouvre les dépôts antérieurs avant d'être elle-même tronquée, puis recouverte par une série identique (J).

On peut constater assez généralement une meilleure résistance à l'érosion des dépôts fins (silteux et silto-sableux) qui tapissent souvent le fond des chenaux d'érosion marquant ainsi leur plus grande faculté de compaction rapide que les sables ou les graviers. Cette coupe donne une idée du complexe dynamique érosion-sédimentation au flanc du talus deltaïque.

Les coupes franchement perpendiculaires au plus fort pendage permettent de se faire une meilleure idée de la structure en chenaux de ces formations. Un exemple nous en est donné par la carrière Ayel à Crotenay (Fig. 192 - D 11). A la limite entre une série grossière supérieure et une série fine sableuse et silto-sableuse inférieure, cette coupe illustre parfaitement une formation à faisceaux entrecroisés à litages obliques dans les chenaux. On peut constater que chacune de ces lentilles constitue le remplissage plus ou moins stratifié de chenaux d'érosion divaguant. Le plus souvent, ce remplissage est finement lité en formant des litages arqués concaves plus ou moins concordants par rapport à la limite d'érosion du chenal. Des périodes probablement plus calmes sont marquées localement par l'établissement de lentilles silteuses larges et faiblement incurvées (A). Parfois, les chenaux sont comblés par des apports latéraux qui déterminent des structures de micro-deltas (B) montrant des alternances de sables grossiers et de sables fins. Des stratifications ondulées (C) par des rides de courant s'observent plus particulièrement dans les zones à stratifications plus ou moins horizontales de sables fins. Une brusque érosion (D) tronque franchement toute la partie supérieure du remplissage fin et précède un apport grossier beaucoup plus hétérométrique, marqué par des chenalisations plus amples (de l'ordre de 5 à 7 m), alors que les chenalisations de la série inférieure plus fine excédaient rarement 1 m. Cette coupe marque le passage entre un dépôt de type " Sandur " assez éloigné du glacier à un dépôt plus grossier marquant la progression et le rapprochement du front glaciaire.

Les directions des courants ont pu être mesurées dans huit carrières de la combe d'Ain (Fig.193) :

D 10 : carrière Pernot à Crotenay
D 9 : carrière de Combe Robert à Pont du Navoy
D 16 : carrière de Collondon
D 17 : carrière de Chatillon/s/Ain
D 20 : carrière de Charcier
D 25 : carrière de Boissia " sur les Molards "
D 27 : carrière de Soyria " sous Mithiou "
D 63 : carrière Chalumeau à Largillay

On peut constater que ces grands dépôts deltaïques ont toujours *une position marginale par rapport aux langues glaciaires*. Ils s'édifient rarement dans l'axe de l'apport glaciaire, mais de *part et d'autre de celui-ci*. Ils représentent donc des cônes *proglaciaires* au débouché de *courants supraglaciaires* surtout actifs sur les marges de la langue glaciaire : ce sont donc des chenaux juxtaglaciaires qui ont édifié ces cônes alluvionnaires, comme la morphologie nous l'avait fait entrevoir.

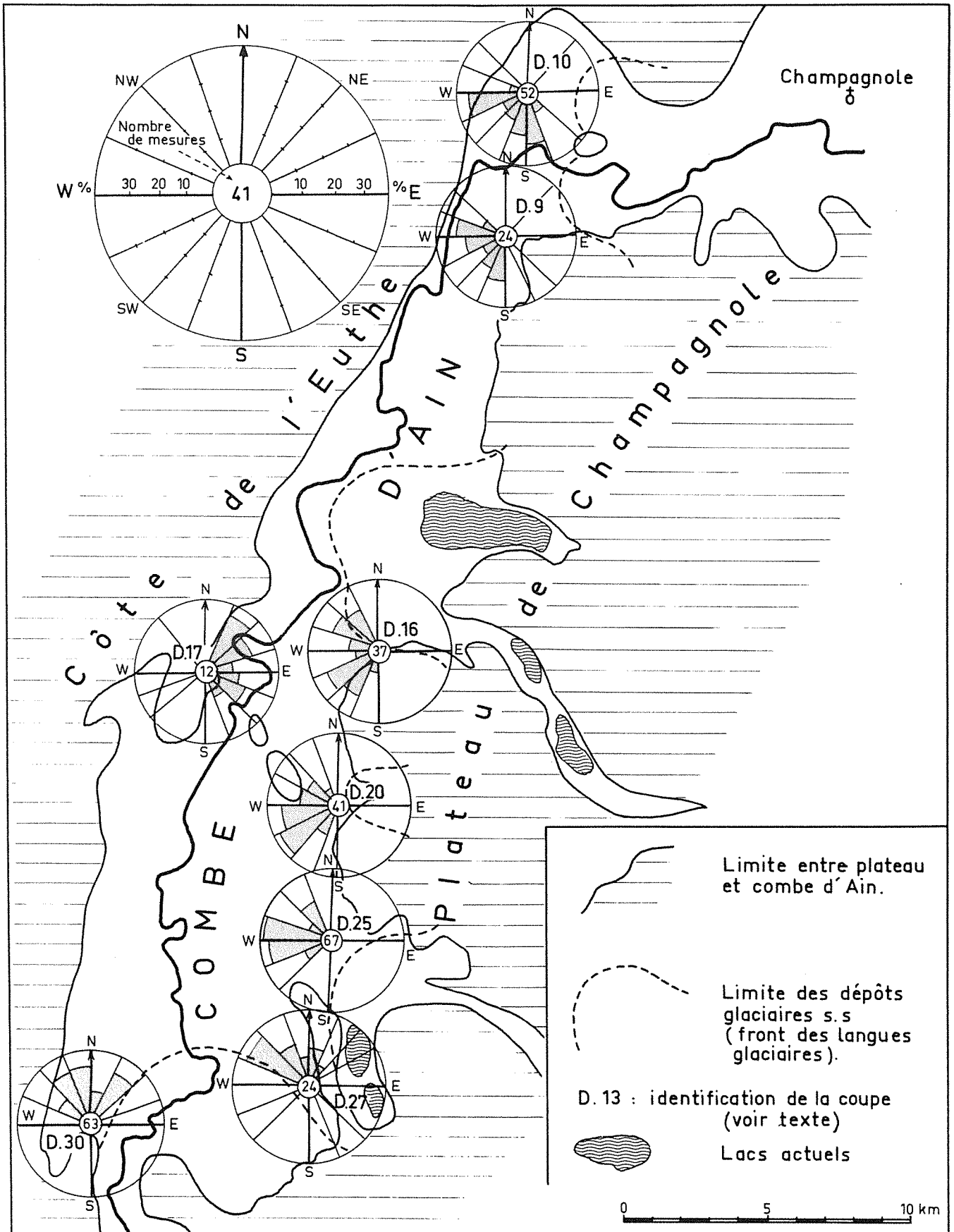


Fig.193 Directions de courant dans les deltas lacustres proglaciaires de la Combe d'Ain.

Les directions de courant sont, dans chaque carrière, concentrées en un faisceau directionnel dont l'ouverture maximum voisine 160°. On peut constater que la combe d'Ain fonctionnait comme *un déversoir où convergeaient les apports orientaux dominant* mais aussi les apports issus du Nord-Est par la haute vallée de l'Ain en direction de Champagnole et du Sud par les gorges de l'Ain fonctionnant alors à l'inverse du courant actuel. La combe d'Ain représente le type même du bassin lacustre piégé dans une dépression monoclinale jurassienne par les vecteurs glaciaires alimentés par la haute chaîne et de polarité globale perpendiculaire aux dépressions structurales.

Sur le versant occidental de la combe d'Ain, de petits deltas très limités en volume, et à matériaux calcaires plus anguleux (D 17, D 18, D 19, D 30) étaient probablement issus de petits torrents périglaciaires de courtes dimensions ravinant les thalwegs limités issus de la côte de l'Euthe. Leur apport est très réduit en comparaison de l'apport oriental dominant.

Les directions de courant indiquent deux maximums réguliers divergents, faisant l'un par rapport à l'autre un angle d'environ 90° ou plus. Ceci est typique d'un dépôt deltaïque sur un front de progradation festonné. Les chenaux proglaciaires édifiaient dans le lac des avancées qui croissaient régulièrement par déversement latéral des matériaux transportés. Ces avancées déterminent après l'assèchement du lac des festons qui marquent les points d'affluence des chenaux proglaciaires. Lorsque l'un des maximums est largement dominant sur l'autre, il est possible de penser que la carrière est ouverte sur le bord de l'un de ces festons de progradation, donnant ainsi une idée partielle des directions de courant (D 20, D 25, D 27).

1.3.3.2. Les couches effondrées et les " drop-stones "

Deux affleurements nous ont permis de constater la présence de " *couches effondrées* " dans les litages réguliers des talus de progradation (D 14, carrière de Marigny " sur le Chatelet " et D 22, carrière de Vertamboz).

Le deuxième cité est représenté sur la Fig.187 . Le dessin schématique permet de constater nettement la déformation post-sédimentaire des niveaux 4, 5, 6 et 7 de la coupe du locus 2. Cette déformation n'affecte pas, par contre, le niveau 8 sableux. A quelques mètres plus à l'aval, une déformation identique perturbe les mêmes niveaux.

Ces structures sont attribuées à la *fusion de blocs de glace*, riches en fragments calcaires, donc incapables de flotter à la surface du lac et évacués par les chenaux proglaciaires jusqu'au flanc du talus. Le bloc de glace se stabilisait à la base du talus et était enseveli sous les apports détritiques postérieurs. La fonte du liant glacé provoquait un vide responsable de la déformation des couches sus-jacentes. Apparemment, le bloc de glace devait fondre rapidement, car les niveaux supérieurs reprennent très vite leur polarité stratigraphique régulière.

Notons que la coupe visible et décrite à Vertamboz n'étant pas verticale, la zone de succion provoquée par la fonte du culot de glace n'est pas repérable et se trouve à l'intérieur de la coupe. Nous n'avons donc ici que la marge supérieure de l'auréole d'aspiration.

Nous avons souvent trouvé dans les carrières des blocs démesurés (50 à 60 cm de diamètre) écartés sur les bords de l'exploitation ou éboulés dans le talus basal. Jamais il ne nous a été permis d'observer ces blocs véritablement en place. Quoi qu'il en soit, nous ne doutons pas de leur origine : ils sont issus des dépôts deltaïques et leur présence ne peut s'expliquer que par leur *incorporation dans un radeau de glace*, charrié par les courants proglaciaires et la glace fondant peu à peu libère son fardeau rocheux. Nous retrouverons ces blocs démesurés dans les dépôts varvés. La littérature anglo-saxonne a baptisé ces " accidents sédimentologiques " d'un terme expressif : ce sont des " drop stones ".

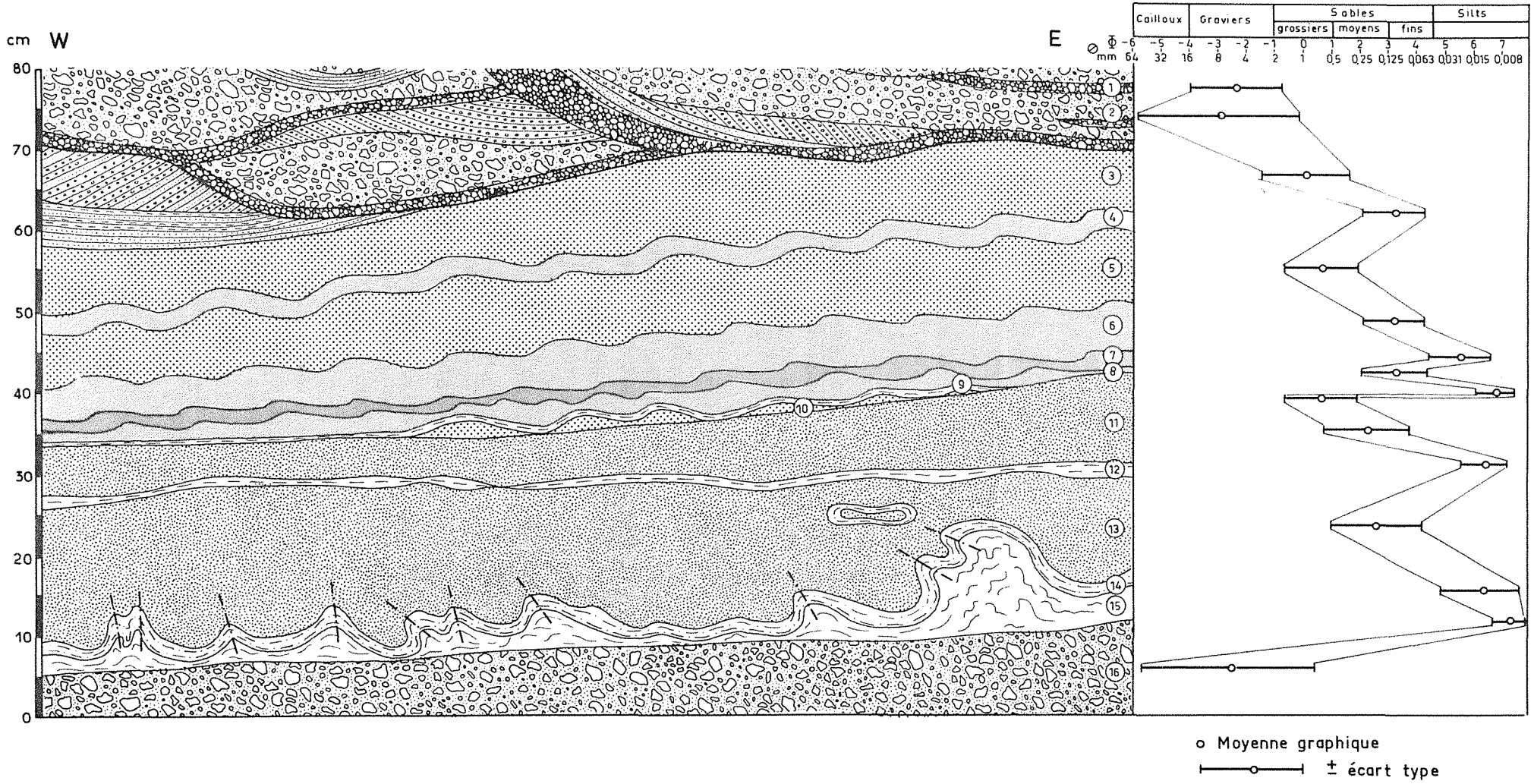


Fig.194 Figures sédimentaires dans les couches sommitales des deltas. Relations avec la granulométrie (Coupe de Boissia "Sur les Mollards").

1.3.3.3. Figures de charge et rides de courant

La texture granulométrique des couches silto-sableuses et silto-argileuses des assises sommitales (Foreset beds) permet le développement de nombreuses figures sédimentaires essentiellement représentées par des figures de charge *s.l.* et par des rides de courant. Tous les affleurements observés dans cette unité stratigraphique présentent de telles figures plus ou moins nettement exprimées. La coupe de Boissia " sur les Molards " (D 25) nous en fournira un exemple représentatif (Fig.194). La partie supérieure de la coupe figurée est constituée d'une alternance de silts grossiers, sables fins et sables moyens. Toutes les limites de couches présentent des rides de courant indiquant une direction constante de l'Est vers l'Ouest. L'amplitude horizontale des rides est de l'ordre de 10 cm, tandis que l'amplitude verticale ne dépasse jamais 2,5 cm. La partie inférieure de la coupe figurée, de granulométrie moins grossière (silts fins et silts moyens) est affectée de figures convolutées simples, décimétriques. L'axe des déformations, légèrement incliné vers l'Ouest, montre qu'au phénomène de densité différentielle responsable des convolutions s'ajoute un léger fluage des couches dans le sens de la pente générale (phénomène de " slump ").

1.4. Faciès et répartition géographique

C'est la combe d'Ain qui a fourni les meilleures coupes de formations deltaïques. L'homogénéité des faciès observés, la régularité d'altitude des couches sommitales (" Topset beds ") font de ces formations les témoignages probants *d'un vaste lac proglaciaire occupant toute la combe d'Ain lors du dernier maximum glaciaire* et dont le niveau est resté stable pendant cette phase d'avancée. Ces deltas sont bien représentés surtout sur les marges orientales du lac, au contact du front glaciaire. Sur la marge occidentale, nous avons déjà signalé de petits cônes deltaïques de dimensions réduites, et résultant de drainages très localisés de la côte de l'Euthe, relief qui barrait le lac de la combe d'Ain en direction du plateau de Lons-le-Saunier. Ces deltas contiennent des matériaux grossiers beaucoup moins émoussés que ceux de la rive opposée. Les petits torrents temporaires qui les alimentaient se nourrissaient probablement de fragments cryoclastiques directement issus des calcaires jurassiques de la chaîne de l'Euthe, véhiculés sur de faibles distances (quelques centaines de mètres) avant d'être immobilisés dans les eaux relativement calmes du lac.

Dans les autres bassins proglaciaires présentés dans la première partie de ce chapître, les dépôts deltaïques, bien que globalement comparables à ceux de la combe d'Ain, présentent quelques différences faciologiques.

- Dans la dépression de l'Angillon au Nord de Champagnole, la vaste terrasse de Vannoz est entaillée par plusieurs carrières dont la carrière Bugada (x = 873,4 y = 204). Le matériel possède des caractéristiques proglaciaires typiques (indice d'émoussé faible, " drop-stones ", figures de fonte de culot de glace, fragments de berges transportés en blocs gelés ...). Mais les structures deltaïques sont moins évidentes et les pendages nettement moins accentués : l'inclinaison des couches s'échelonne entre 6 et 12° en direction de la dépression septentrionale de l'Angillon. Cette disposition particulière tient, à notre avis, à la faible profondeur du bassin dont la tranche d'eau ne devait pas excéder 6 à 7 m. Les dépôts marginaux proglaciaires s'y déposaient en vastes nappes de faible pendage et une vaste " beine " s'édifiait, comblant petit à petit la rive méridionale de cette dépression. La présence de dépôts varvés au centre de celle-ci témoigne de l'existence d'un lac dont l'émissaire s'échappait probablement en direction de la Furieuse (altitude de l'émissaire : 680 m).

- Dans la dépression de la Valouse, sur le versant occidental du faisceau d'Orgelet-Poncin, nous avons signalé de vastes cônes deltaïques bien visibles dans les carrières de la région d'Arinthod (D 33, D 34, D 35, D 36). Signalées par M. TAULELLE (1966) et interprétées à tort et à la suite de J. TRICART comme des terrasses de kame, ces formations hétérométriques, déposées en lits inclinés (20 à 25°) en direc-

tion de la vallée représentent bien un dépôt deltaïque proglaciaire. Un placage de 5 à 6 m de varves dans la zone de St-Hymetière - Chemilla confirme l'existence d'un bassin lacustre temporaire.

Les observations et les quelques mesures que nous avons réalisées dans ce dépôt permettent de noter des différences sensibles avec les deltas de la combe d'Ain : les matériaux sont beaucoup plus hétérométriques, généralement moins émoussés, les lentilles sableuses sont beaucoup plus rares et les nombreux vides intersticiels ont permis une abondante circulation d'eau qui a provoqué la consolidation des matériaux. Ces caractères propres, auxquels s'ajoute la présence de nombreux blocs démesurés (" drop-stones ") prouvent, à mon avis, la proximité immédiate du front glaciaire jouxtant ces épandages deltaïques vers l'Est au flanc du relief.

1.5. Relations sédimentologiques avec les unités voisines

A l'amont, la terrasse deltaïque prend le relai des moraines d'ablation, individualisées morphologiquement en rides ou bourrelets morainiques. Une coupe dans la région de Nantua, immédiatement à l'aval de la moraine de Beart à l'Est de Nurieux (x = 847,2 y = 136,7) montre les interstratifications de niveaux hétérométriques et de niveaux mieux classés avec redressement des couches à l'horizontale en direction de la terrasse deltaïque.

A l'aval, les couches inclinées du talus de progradation deviennent progressivement horizontales avec affinement du matériel détritique. Aucune coupe ne nous a cependant permis d'établir la liaison avec les dépôts varvés.

Vers le bas, nous avons vu (coupe de Vertamboz) que les dépôts deltaïques passaient progressivement à des matériaux de plus en plus fins et l'ensemble repose le plus souvent sur des dépôts fins silteux, varvés, que le delta grossier a petit à petit recouvert au cours de son avancée sur la marge du lac.

1.6. Données biostratigraphiques et chronologiques

Ces formations ne recèlent aucun fossile et ceci ne nous surprend pas : toutes les données convergent dans le sens d'un environnement immédiatement proglaciaire, donc dépourvu de flore et de faune. La découverte exceptionnelle d'un mammouth complet dans les formations deltaïques du val de Joux (M. WEIDMAN 1970, D. AUBERT 1971) a permis une datation par la méthode du C 14. L'âge obtenu (12270 B.P. ± 210) permet d'attribuer cette formation à la période tardi-glaciaire. Mais, comme nous le verrons plus loin, la formation deltaïque contenant ce fossile appartient à la dernière phase de retrait du glacier jurassien, alors que le val de Joux était envahi par une petite calotte de glace relictuelle immédiatement avant la déglaciation complète. Elle est donc largement postérieure au stade glaciaire maximum auquel appartiennent la plupart des formations deltaïques que nous nous sommes attachés à décrire sur la bordure occidentale de la chaîne jurassienne.

2) Les dépôts de fond : formation silto-argileuse à " varves "

La plupart des dépressions marginales de la chaîne jurassienne sont partiellement comblées par des dépôts lacustres dont les caractéristiques témoignent de leur mise en place dans des conditions proglaciaires. Ce sont, du Nord au Sud : la dépression synclinale de Frasne-Bonnevaux, la dépression monoclinale de Nozeroy, la combe d'Ain, le bassin de la Thoreigne à l'Ouest d'Orgelet, la dépression monoclinale complexe de la Valouse dans la région d'Arinthod et le bassin de l'Oignin entre Nantua et la moyenne vallée de l'Ain. Les formations lacustres ont été reconnues, cartographiées et reliées à leur contexte paléogéographique dans chacun de ces bassins, mais c'est essentiellement le complexe glacio-lacustre de la combe d'Ain qui a plus précisément retenu notre attention en vue des études sédimentologiques.

En effet, à la différence de la plupart des autres zones, les formations lacustres de la combe d'Ain ont été, postérieurement à leur dépôt, entaillées par l'Ain et ses affluents, ce qui a permis l'observation de nombreuses coupes. Le tableau suivant situe les principaux points d'affleurement.

	Communes	Lieudit	x y z	Type d'affleurement et puissance visible
	Dépression de Frasne-Bonnevaux			
V 1	Pontarlier	plaine de l'Arlier		sondages 20 m ?
V 2	Frasne	Les Divergins	888,7 210,6 858	fossé d'assainissement 1 m
V 3	Bief du Fourg	La Seigne	889 209,4 862	" 1 m
V 4	Bonnevaux	La Sarre à Cordier	892,4 210,7 833	sondage 8 m
	Bassin de Nozeroy			
V 5	Mieges	l'Ermitage	883,4 204,9 745	carrière 1,5 m
V 6	Nozeroy	Les Communaux	881,9 202,9 725	talus de route 1,5 m
V 7	La Favière	Source de l'Ain	881,6 201 665	flanc de vallée 1,5m
	Combe d'Ain			
V 8	Ney	Côte du Diable	870,2 199,6 515	flanc de vallée 2 m
V 9	Crotenay	Château d'eau	865,1 200,9 485	talus de route 2 m
V10	Monnet la Ville	Combe Robert	864,5 197,5 510	talus de route 4 m
V11	Montigny/s/Ain	La Scierie	863,3 196,2 465	bord de méandre 30m
V12	Montigny/s/Ain		863,9 195,5 490	fossé de drainage 1m
V13	Montigny/s/Ain	Les Essarts	863,7 194,9 485	fossé de drainage 1m
V14	Montigny/s/Ain	Les Champs Cabas	864,2 194,4 495	fossé de drainage 1m
V15	Chatillon/s/Ain	Les Ebalèves	862 193,8 460	bord de méandre 30m
V16	Marigny	La Pergola	863,4 192,2 492	bord de route 3 m
V17	Collondon	Combe de la Fin	860 188 475	bord de méandre 2 m
V18	Blye	Le Four	858,8 185,1 480	bord de route 1 m
V19	Mesnois	Thuron	856,3 182,6 465	fondations 2 m
V20	Pont de Poitte		857,3 181,4 450	"
V21	Vertamboz		861,2 183 480	bord de route 2 m
V22	"	Le Champ carré	860,1 183 480	bord de route 1 m
V23	Clairvaux	La Papeterie	861,5 181,2 510	bord de route 3 m
V24	Boissia	La Clouterie	860,8 182,4 465	bord de rivière 3 m
V25	Charezier	La Noirette	860,2 185 485	bord de route 3 m
	Bassin de la Thoreigne - région d'Orgelet			
V26	Ecrilles	Monteillers	852,9 173,3 420	fondations 3 m
V27	Ecrilles	Sur les crêts	852,6 172,4 410	fondations 2 m
V28	Orgelet	l'Ermitage	852 174,2 460	fondations 4 m
V29	Chaveria	Les Fosses	847 173,4 480	flanc de perte 3 m
	Bassin de la Valouse - région d'Arinthod			
V30	Givria	Les Ferreaux	848,7 163,2 370	talus de route 1 m
V31	Agea	Tournerie	849,8 162,4 410	"
V32	Vogna		850 161,4 450	"
V33	St-Hymetière	Chezalet	847 156,5 430	"

2.1. Définition de l'unité lithologique

Les dépôts de fond peuvent être considérés comme des laminites sablo-silteuses ou silto-argileuses. Le caractère primordial est la disposition régulière en lits centimétriques alternativement clairs (beige-blanc) et sombres (gris), horizontaux ou peu inclinés. Des déformations synsédimentaires (figures de courants), pénécontemporaines (figures de charges, " slump ") ou post-sédimentaires (tassements et glaci-tectoniques) peuvent localement les affecter. Des graviers et blocs isolés très peu émoussés sont plus ou moins abondants, mais toujours fréquents lorsque l'affleurement est suffisamment important.

2.2. Localité-type et profil-type

Parmi les affleurements cités et positionnés (tableau) les plus importants sont ceux de la combe d'Ain, et plus particulièrement ceux qui se trouvent au flanc de l'abrupt dégagé par l'Ain dans ces formations. Deux affleurements ont plus spécialement retenu notre attention : ce sont les rives concaves des méandres de la Scierie à Montigny/s/Ain (V 11) et du lieudit les Ebalèves au Nord de Chatillon sur Ain (V 15). Tous deux montrent deux séries varvées séparées par une importante lentille de graviers fluviatiles. La coupe de l'affleurement des Ebalèves à Chatillon sur Ain (Fig.195) permet de voir la série varvée inférieure sur une puissance de 11 m, la base étant toujours immergée par les eaux de la rivière. Un banc de graviers sableux à structures entrecroisées et loupes chenalisées affleure sur 2 m environ et la consolidation de ce banc préserve la série varvée inférieure qui ne présente qu'une érosion superficielle sans loupe de glissement. La série varvée supérieure affleure sur une puissance de 17 m et est affectée par de nombreuses loupes de glissement qui rendent difficiles les prélèvements en vue d'études sédimentologiques.

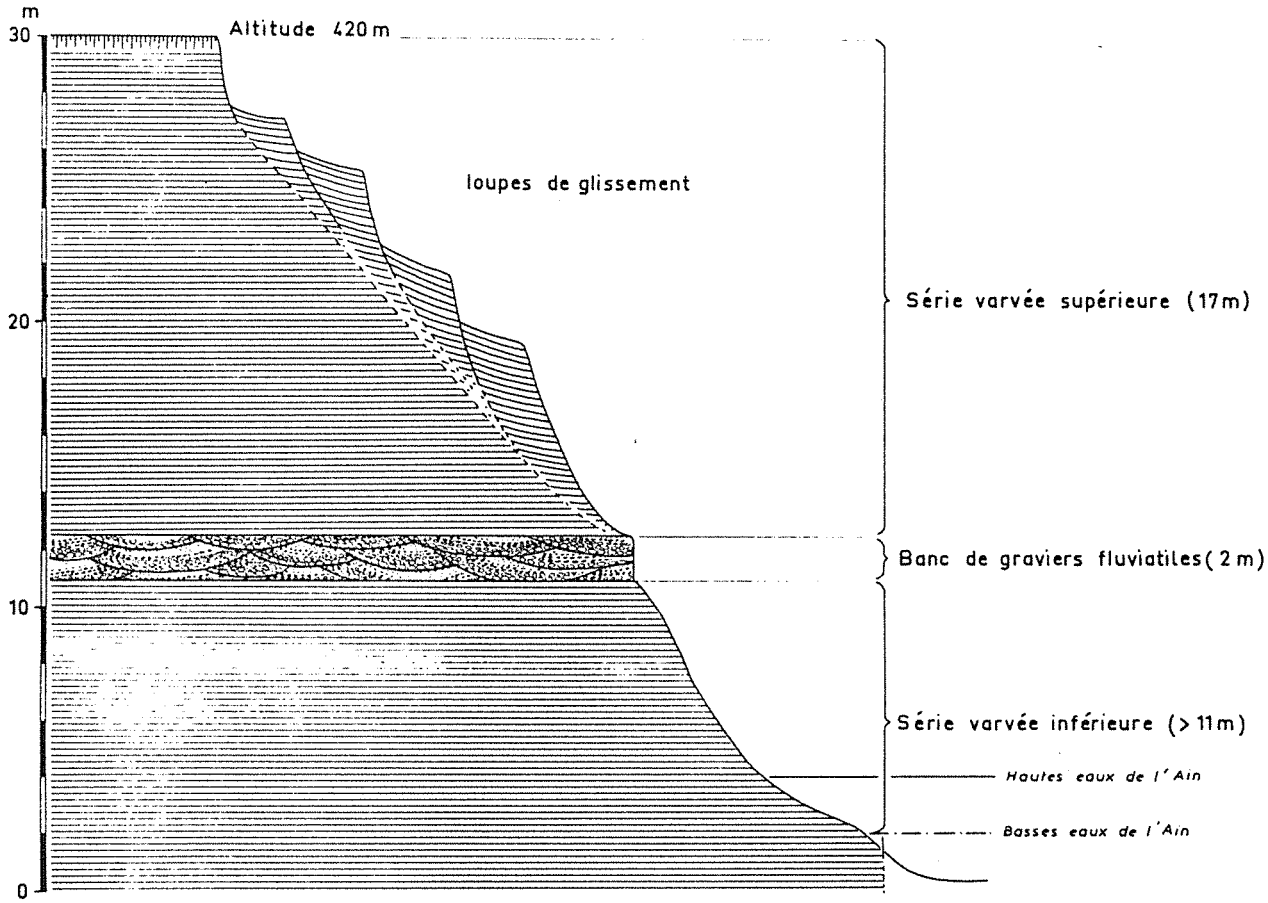
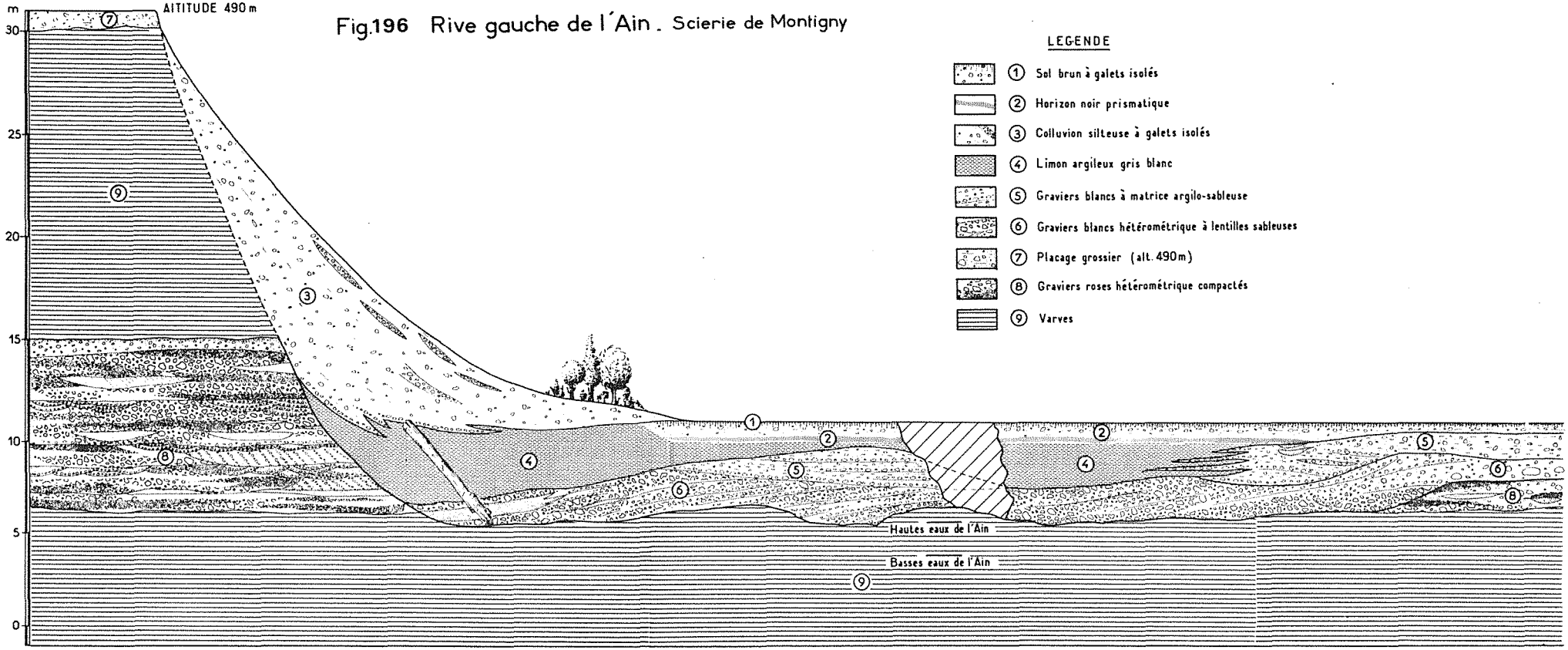


Fig.195 Coupe schématique de l'affleurement des Ebaléves à Chatillon sur la rive droite de l'Ain

Fig.196 Rive gauche de l'Ain . Scierie de Montigny



La coupe de la Scierie à Montigny/s/Ain montre la même disposition globale de deux séries varvées séparées par une série à graviers sableux disposés en lentilles entrecroisées traduisant une mise en place fluviatile. Cette couche grossière intermédiaire est par contre beaucoup plus épaisse que dans l'affleurement précédent, puisqu'elle atteint une puissance d'environ 9 m. La série varvée inférieure est visible sur 6 m dont 3 sont immergés en permanence par la rivière et la série varvée supérieure est visible sur 15 m environ et est coiffée par un placage grossier de 1 m de puissance. L'ensemble a été érodé par l'Ain qui s'y est encaissé et une basse terrasse complexe est venue s'emboîter dans la série encaissante (Fig.196). Un vaste cône colluvionné masque l'essentiel de la série varvée supérieure.

2.3. Caractéristiques lithologiques

L'étude sédimentologique a porté uniquement sur la série varvée inférieure qui nous donne les meilleures garanties, la série supérieure étant soit affectée de loupes de glissement, soit largement masquée par des coulées de solifluxion.

2.3.1. Typologie descriptive des unités élémentaires ("varves")

On a pu distinguer cinq types principaux de " varves " élémentaires (Fig. 197) séparées par des discontinuités majeures.

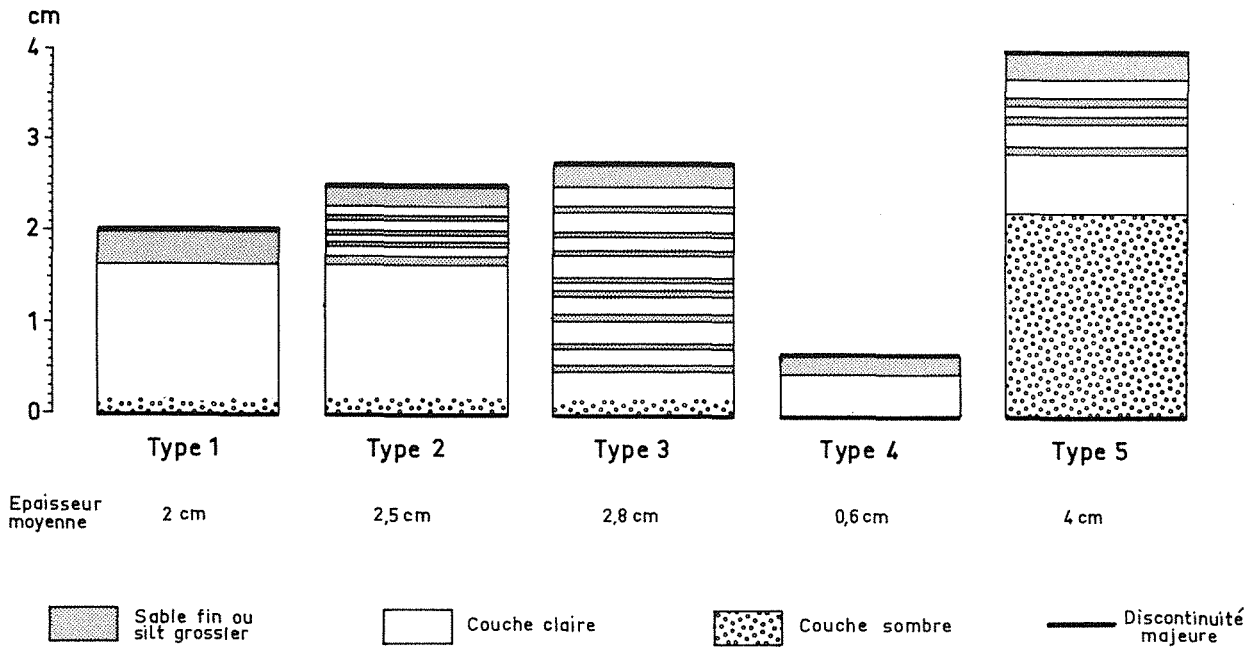


Fig.197 Typologie schématique des unités élémentaires ("varves")

- Type 1 : d'épaisseur moyenne 2 cm, ce type présente un niveau grossier basal surmonté d'une épaisse couche claire, elle-même coiffée par une couche sombre de 3 à 4 mm de puissance.

- Type 2 : un peu plus épais que le précédent, ce type présente une série de couches sombres millimétriques concentrées dans la partie supérieure de la couche claire.

- Type 3 : légèrement plus épais que le précédent, ce type présente de nombreuses couches sombres millimétriques à peu près également réparties dans la couche claire.

- Type 4 : c'est la réplique en beaucoup moins épais du type 1, mais outre sa minceur (5 à 7 mm), il s'en distingue par l'absence de niveau grossier basal et les ensembles à " varves " de type 4 ne présentent pas de discontinuités majeures (zone de délamination) comme les autres types.

- Type 5 : il présente une épaisseur moyenne nettement plus grande, provoquée par un développement important du niveau grossier basal.

La série varvée inférieure de la coupe des Ebalèves donne une idée de la répartition des principaux types élémentaires sur 9 m de puissance (Fig.198). On peut noter que la base de la séquence est dominée par les types 1 et 2, entrecoupée épisodiquement de quelques unités élémentaires de type 5 (2 ou 3). Les unités de type 4 se développent en plusieurs séquences de 30 cm de puissance entre 2,4 m et 4,8 m, mais dans cette zone les unités de type 1 dominent largement jusqu'à 5,1 m. A partir de là et jusqu'à 6,7 m, les unités de type 5 deviennent prédominantes ; elles se développent sans interruption entre 5,8 m et 6,7 m. A partir de là et jusqu'à 9 m (base de la lentille de graviers fluviatiles) les unités de type 3 se développent de manière continue.

Cette étude descriptive et typologique provoque deux questions fondamentales :

- chaque type d'unité élémentaire représente-t-il une varve au sens strict (c'est-à-dire un dépôt cyclique annuel) ?
- l'ensemble de la série varvée inférieure étudiée et décrite précédemment représente-t-il un cycle sédimentaire en liaison avec une avancée glaciaire et son recul ?

Nous avons tenté de répondre à ces deux questions par une étude sédimentologique plus précise.

2.3.2. Analyses granulométriques

Nous avons isolé les couches présentes dans chaque type (niveau grossier basal, couche claire, couche sombre) afin d'en réaliser individuellement l'analyse granulométrique.

Les courbes granulométriques obtenues permettent une première approche de la texture de ces différentes couches (Fig. 199) :

- Les couches basales présentent un relatif bon tri granulométrique sur les fractions sablo-silteuses (des sables moyens aux silts grossiers).

- Les couches claires présentent un beaucoup plus mauvais tri granulométrique sur des fractions allant des sables moyens aux argiles, l'amplitude de la courbe s'étalant beaucoup plus au niveau des fractions fines que des fractions grossières.

- Les couches sombres présentent un bon tri granulométrique sur les fractions silto-argileuses (des silts moyens aux argiles).

On peut donc constater :

- que *la fraction argileuse est toujours inférieure à 10 %*, ce qui exclut pour ces formations l'appellation " d'argiles varvées " couramment employée.

- que l'aspect et en particulier la couleur (claire ou sombre) des couches est *liée essentiellement à la texture : une texture fine, bien classée, s'exprime dans des tons sombres alors qu'une texture plus grossière mal triée s'exprime dans des tons plus clairs.*

L'analyse calcimétrique de ces formations donne des valeurs de carbonates de calcium comprises entre 85 et 98 %. Une recherche de pollen n'a donné aucun résultat : seulement quelques pollens de conifères fortement abimés ont été mis en évidence (ballonnets aerifères déchiquetés). Or, on sait que les pollens de conifères

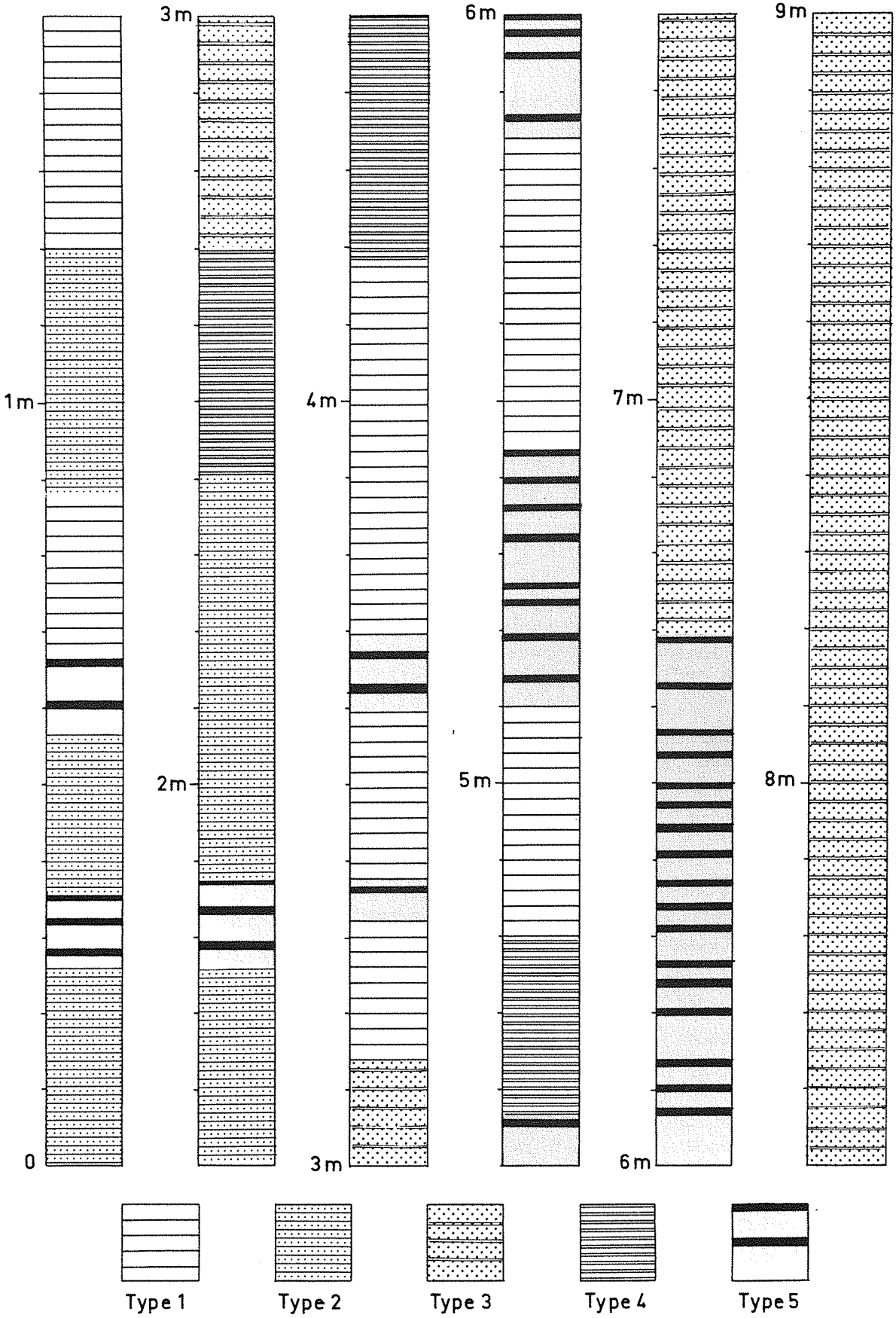


Fig.198 Séquence sedimentaire schematique de la série varvée inférieure de la coupe des Ebaléves (9 m) et répartition des principaux types d´unités élémentaires (varves)

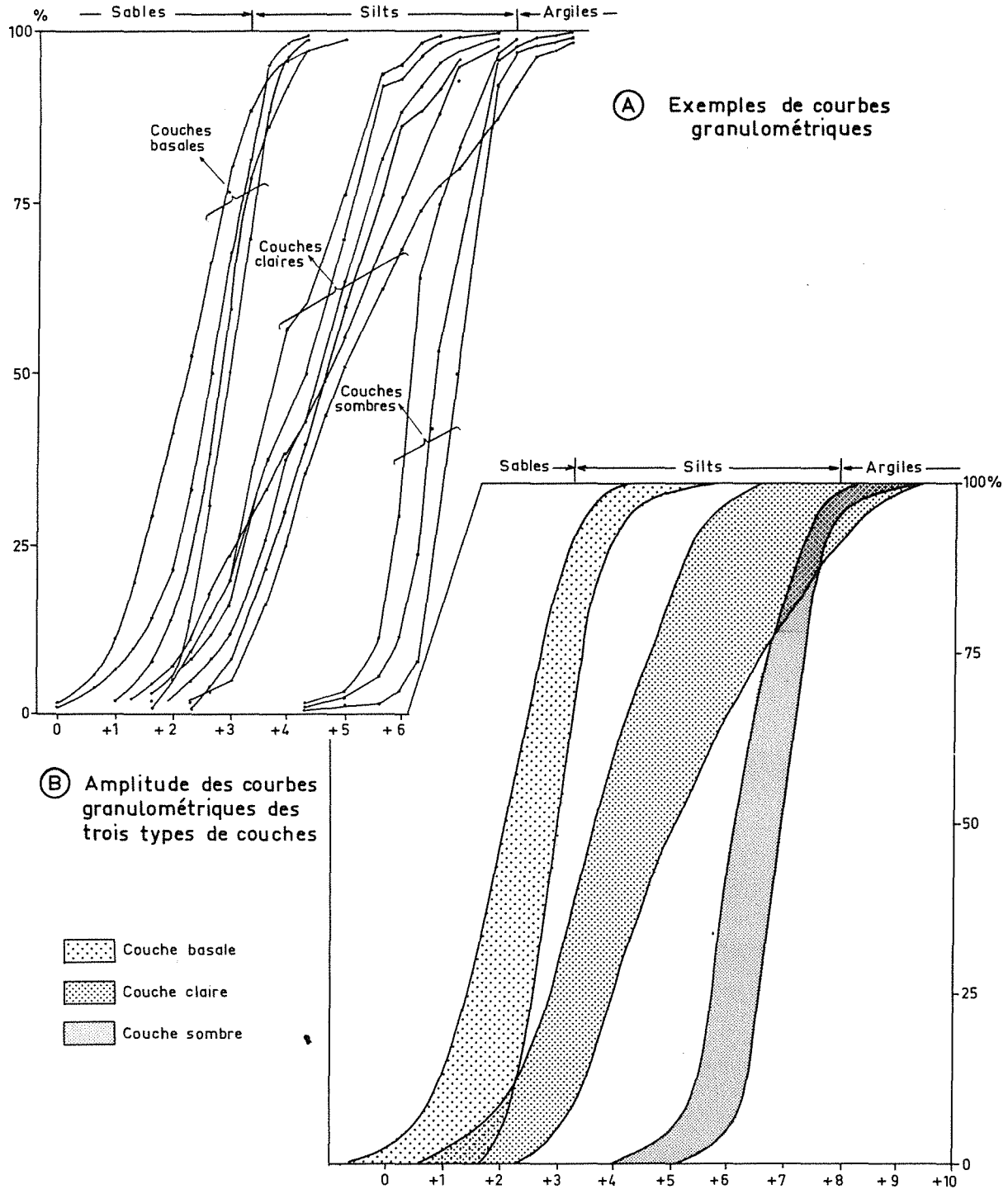


Fig. 199 Les dépôts de fond : courbes granulométriques représentatives

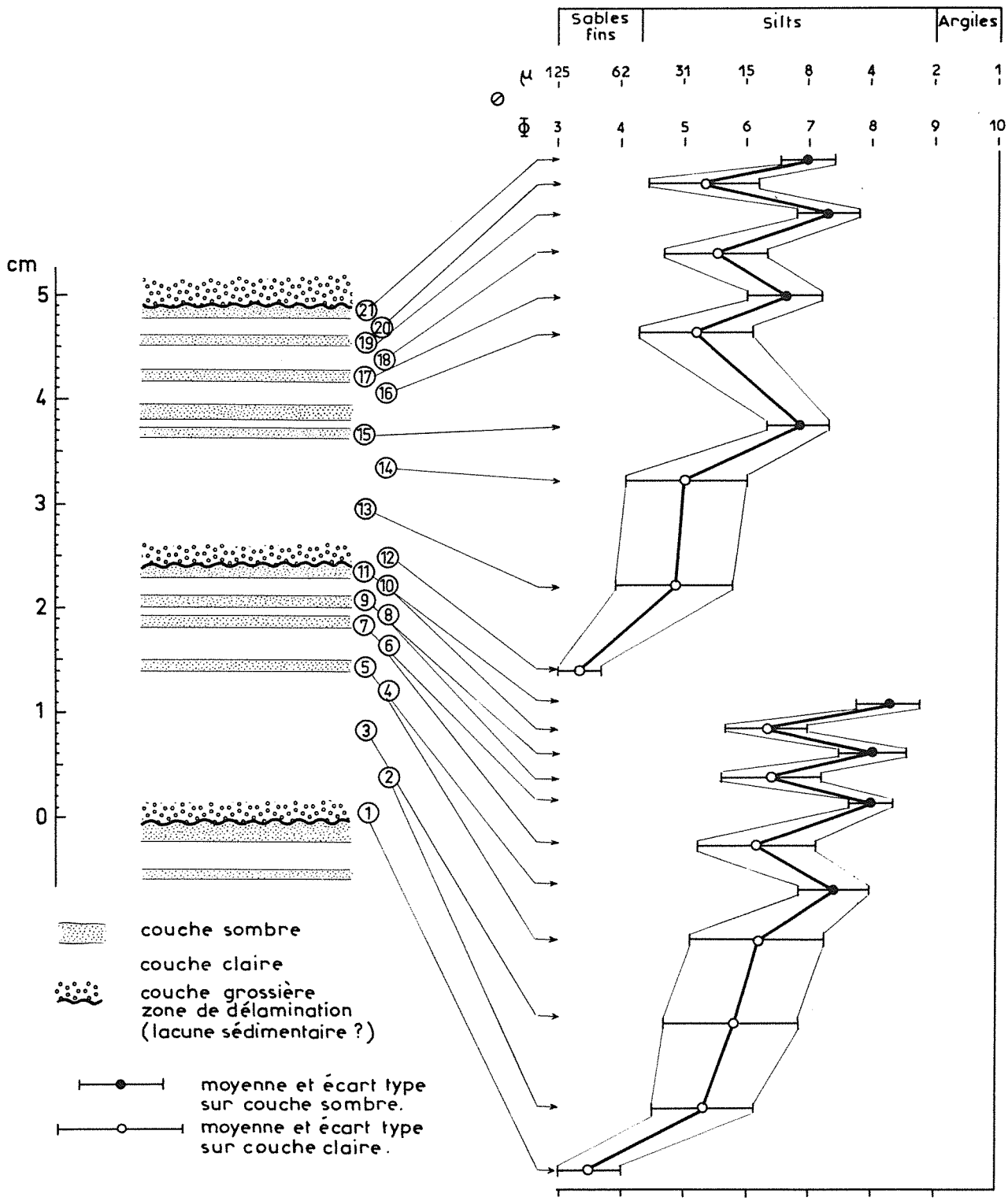


Fig. 200 Evolution verticale de la moyenne graphique et de l'écart-type dans deux laminites élémentaires ("Varves")

peuvent venir de très loin, surtout en environnement glaciaire. L'environnement immédiat des lacs où se déposaient ces formations était probablement dépourvu de végétation.

Un examen au microscope électronique à balayage précise l'agencement des particules de ces formations : *aucune disposition laminaire n'est visible à cette échelle.* Les particules calcaires sont entassées les unes sur les autres *sans ordre apparent* et laissent des vides entre elles. Elles sont plus ou moins anastomosées et, au contact de deux particules, s'établit un petit pont calcitique assurant la cohésion de l'ensemble. On peut reconnaître localement des cristaux de calcite, mais la plupart du temps, les particules ne présentent pas de formes cristallines nettes : *nous considérons qu'ils sont issus des calcaires et marno-calcaires jurassiens, broyés et réduits en " farine glaciaire ". La compaction de celle-ci s'est opérée postérieurement au dépôt, par circulation dans les capillaires intersticiels.*

L'étude de l'évolution verticale de la moyenne graphique et de l'écart-type dans deux unités élémentaires de type 2 nous a permis d'interpréter ces unités comme des *varves vraies*, c'est-à-dire *annuelles*. La Fig.200 rend compte de cette évolution. Sur 21 échantillons étudiés, minutieusement isolés verticalement, on peut constater le *caractère cyclique de la texture*. Chacun des deux cycles étudiés débute par une couche " basale " de sable fin bien trié. C'est à ce niveau que se situe la discontinuité majeure parmettant la délamination physique. Les analyses granulométriques de la couche claire traduisent un sédiment essentiellement silteux mal trié, tandis que l'alternance des couches claires et sombres du sommet se traduit par une évolution en dent de scie entre des échantillons fins bien classés dans les silts fins (couche sombre) et des échantillons moins bien classés dans les silts moyens et grossiers. *Le caractère cyclique peut être interprété comme la résultante du cycle annuel : apport grossier* basal lors de la *fonte de printemps* qui se poursuit par un mélange mal classé de particules grossières et de particules fines à sédimentation plus lente. La partie sommitale représente à notre avis *l'alternance de phases limitées de crues et d'étiages caractérisant la période estivale.* La dernière couche sombre du sommet peut marquer *l'étiage de fin d'été*, tandis qu'*un arrêt de sédimentation hivernal* permet le tassement et le début de diagénèse des dépôts auxquels les dépôts du cycle suivant ne se mêleront pas. *Ainsi s'établira la discontinuité majeure qui permet la délamination des varves.*

Par rapport à cette étude de l'unité élémentaire de type 2, on peut proposer une interprétation des autres types.

- Le type 1, considéré également comme varve vraie, représenterait un cycle annuel où les alternances de crues et étiages limites d'été ne se feraient pas sentir (plus grand éloignement du front glaciaire ?).

- Le type 3 n'est qu'une variante du type 2, mais dont la crue subite de printemps serait immédiatement suivie par une alternance de crues et d'étiages isolés (glacier sous-alimenté ?).

- Le type 4 pose problème : représente-t-il une varve vraie ou un dépôt cyclique beaucoup plus court ? Il est difficile de se prononcer.

- Le type 5 représente probablement une varve vraie (cycle annuel) développée dans une zone relativement proche du front glaciaire.

Toutes les interprétations proposées rendent l'étude de la série complète des varves inférieures difficile. Nous proposerons cependant de considérer l'épisode où les varves de type 5 dominent de 5,10 m à 6,70 m, comme l'épisode du *maximum de progression glaciaire précédé d'une phase de progression avec des crues anormales épisodiques et suivi d'une phase de retrait* qui se termine par un assèchement du lac libéré de son barrage glaciaire et l'établissement d'une sédimentation fluvio-glaciaire. Une deuxième phase lacustre s'établira, responsable de la série varvée supérieure.

Compte tenu du fait que la base de la série varvée inférieure est noyée par les eaux de l'Ain, il est impossible d'évaluer le temps qu'a duré le premier épisode la-

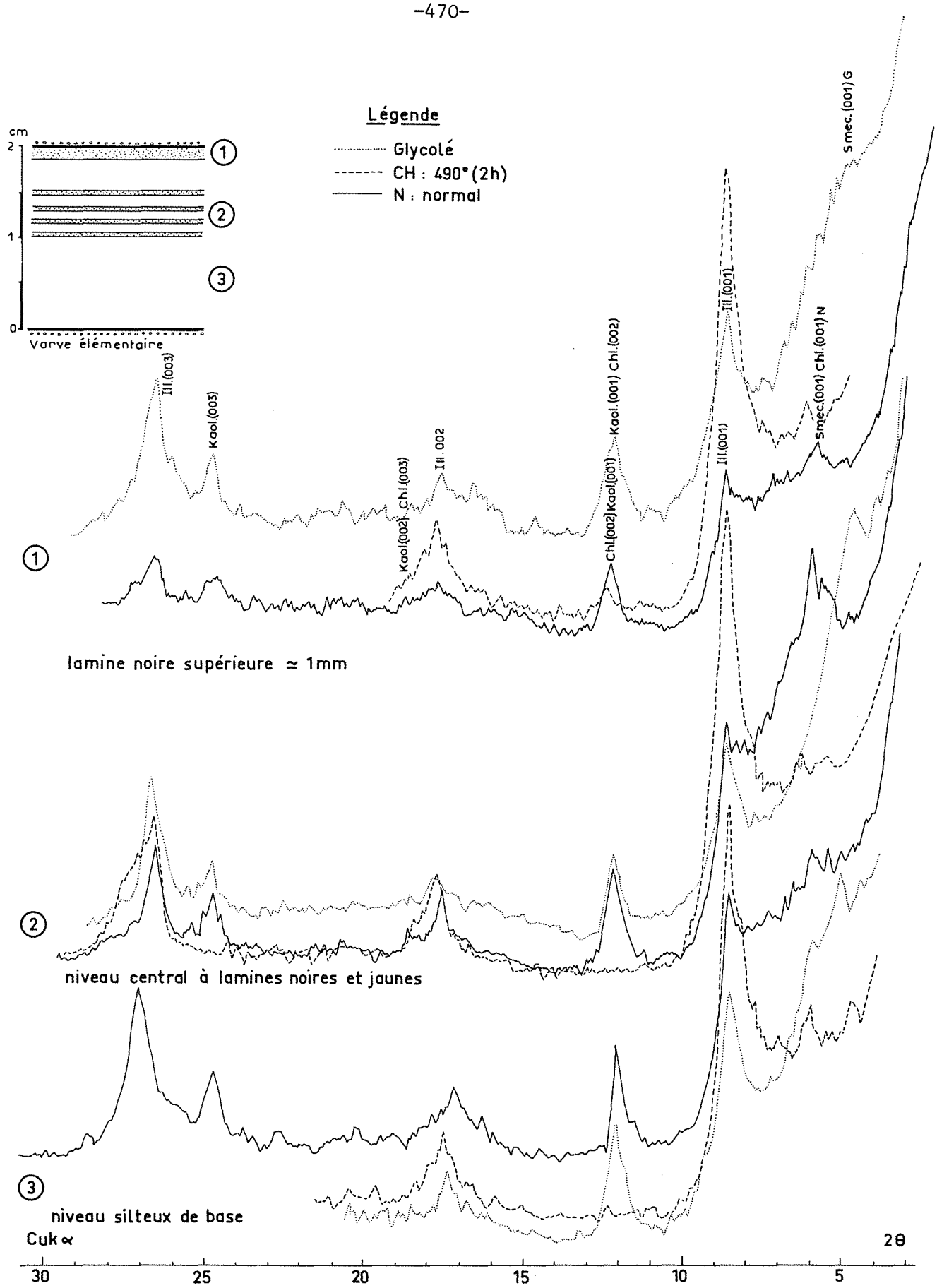


Fig. 201 Diffractogrammes synthétiques d'un varve élémentaire - fraction < 2 µ

custre. On peut simplement affirmer *qu'il a duré plus de 300 à 350 ans* (selon les deux interprétations possibles des unités élémentaires de type 4). *Le deuxième épisode lacustre* (série des varves supérieures) *a duré environ 500 ans.*

2.3.3. Analyses minéralogiques

Le carbonate de calcium représente le constituant essentiel de la formation, aussi bien des couches grossières basales que des couches claires et sombres. Sur 90 mesures de calcimétrie effectuées sur tous les faciès, le pourcentage de carbonate de calcium se situe entre 75 et 90 % de l'ensemble, les pourcentages maximum étant atteints dans les formations basales et les pourcentages minimum dans les couches sombres.

L'essentiel du contenu minéralogique complémentaire est constitué par des minéraux argileux. On peut s'étonner du léger décalage obtenu entre les analyses minéralogiques et les analyses granulométriques. En effet, ces dernières ont révélé une proportion texturale d'éléments inférieurs à 2 µ comprise entre 0 et 10 %, alors que les analyses minéralogiques révèlent de 10 à 25 % de minéraux argileux. Ce décalage peut s'expliquer par le fait que l'analyse minéralogique a été réalisée après décarbonatation complète des échantillons, ce qui implique *la libération des argiles contenues dans les éléments calcaires*. Celles-ci viennent donc s'ajouter aux éléments argileux mis en évidence par les études granulométriques.

L'analyse minéralogique des argiles a été réalisée par N. MORRE-BIOT, J.P. BIOT, M. CAMPY et al., 1980 sur les trois zones définies dans une varve élémentaire (Fig. 201).

Outre un peu de chlorite, quatre espèces principales d'argiles ont été mises en évidence : illites, smectites gonflantes, interstratifiés gonflants et kaolinite.

- Illite : c'est une illite dégradée représentant 2 à 3 dixièmes du stock argileux.
- Complexe gonflant : smectites et interstratifiés 10-14. Ce complexe représente 7 à 8 dixièmes du stock argileux, les interstratifiés dominant dans les lamines supérieures.
- Kaolinite : bien que constante, elle ne représente qu'une phase subordonnée du stock argileux (1 dixième environ).

Ce contenu argileux des varves est *comparable globalement au contenu argileux du résidu insoluble des calcaires et marno-calcaires du Jura* (M. POCHON, 1976). On peut donc penser que tout le stock argileux est directement hérité des calcaires broyés et véhiculés par le glacier. Aucun apport allochtone de type éolien par exemple n'a pu être mis en évidence.

Outre les deux composantes majeures (carbonate de calcium et minéraux argileux) ont été individualisés en très faible quantité (moins de 1 %) et de manière inégale, des oxydes et hydroxydes de fer et du quartz.

2.3.4. Figures sédimentaires

Les formations du centre du bassin sont régulièrement litées et à part la présence constante de blocs (drop-stones) déposés après transport dans des radeaux de glace flottante, la régularité des laminites est ininterrompue dans les limites des affleurements observés. Par contre, au contact des marges lacustres, les laminites sont souvent affectées de déformations contemporaines ou légèrement postérieures au dépôt. Nous en verrons deux exemples.

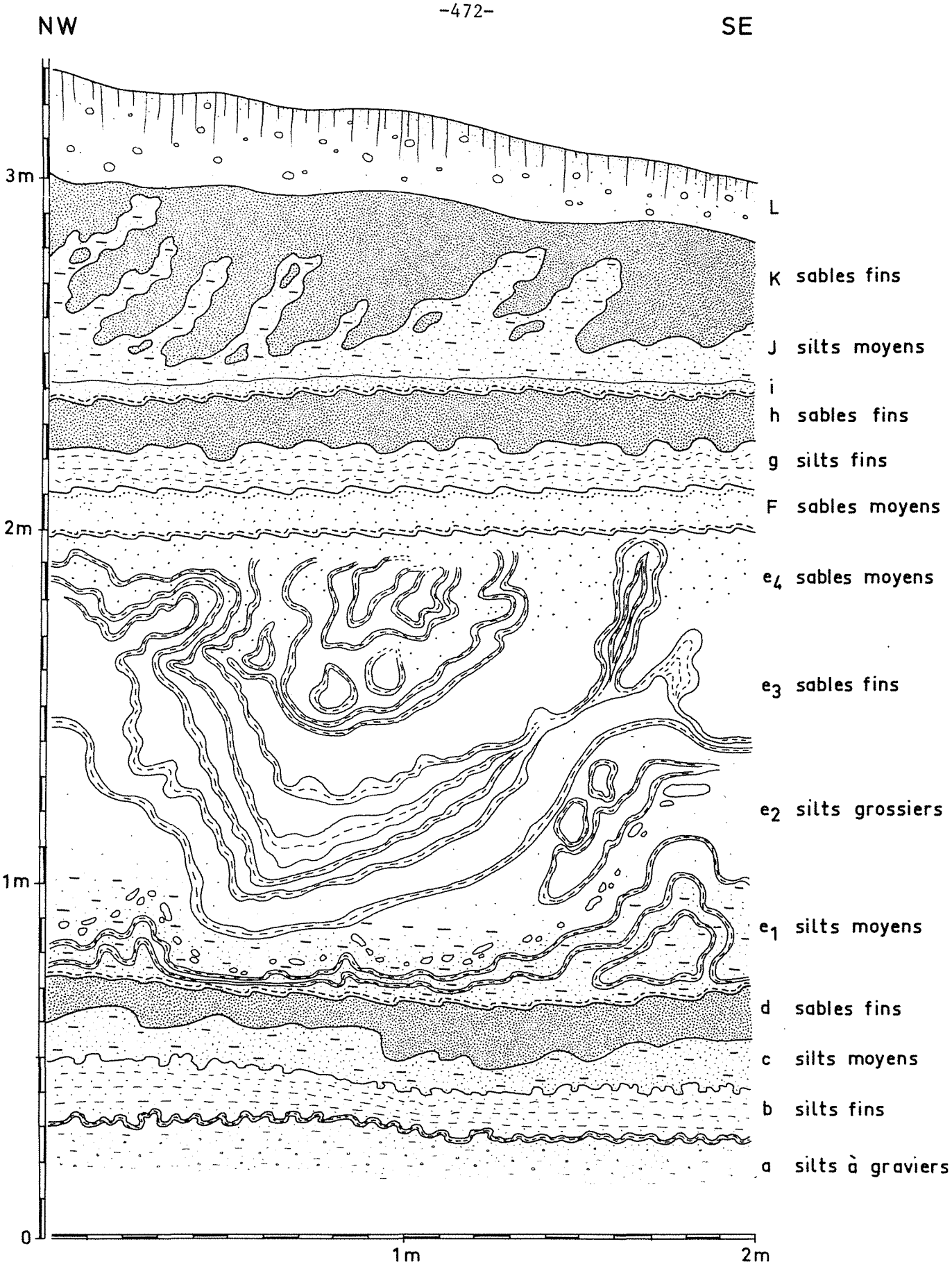


Fig.202 Figures sédimentaires au contact des dépôts deltaïques et des dépôts de fond (légendes dans le texte)
(*Coupe de Combe Robert*)

2.3.4.1. Convolutions, stratifications ondulées et rides de courant

Coupe de combe Robert, Fig. 202

Dans un ensemble silto-sableux complexe à la base du talus de progradation à éléments grossiers et apparemment recouvert par lui, existent de nombreuses figures sédimentaires.

Les *convolutions* ont des dimensions très variables, s'échelonnant entre quelques centimètres et 1 m. Elles apparaissent comme des enfoncements localisés de niveaux grossiers dans des niveaux plus fins. Elles affectent soit la limite entre deux niveaux immédiatement voisins (a-b, b-c, c-d, g-h) et répondent dans ce cas à l'appellation de *stratifications ondulées*, soit plusieurs niveaux (ensemble e1-e2-e3-e4) et déterminent dans ce cas des convolutions (" convolute bedding "). De ces figures particulières (PETTIJOHN and POTTER, 1964 ; A. PARRIAUX, 1978) et la plupart admettent la pénétration de la couche supérieure dans la couche inférieure par gravité et différence de densité. Nous avons réalisé les études granulométriques de chacun des niveaux situés dans la coupe et avons pu chaque fois vérifier la plus forte grossiereté constante du niveau supérieur.

Les figures sédimentaires présentes dans les niveaux supérieurs (J-K) sont légèrement différentes : l'axe de la déformation est régulièrement incliné et peut traduire un faible glissement (" slump ") contemporain de l'enfoncement différentiel.

Les contacts entre sables inférieurs et silts supérieurs sont fréquemment soulignés par des rides de courant très nettes par leur dissymétrie (e4-F, h-i). Elles traduisent l'orientation des courants d'eau lors de la mise en place du dépôt. Dans ce cas précis, les courants apparaissent comme conformes à la polarité de mise en place des talus proglaciaires (SE → NW) mais dans d'autres cas, la dissymétrie des rides indique un courant exactement contraire (schématiqueemnt NW → SE). L'interprétation de cette anomalie est fournie par l'existence de contre-courants à la base du talus de progradation, c'est-à-dire en profondeur, de sens opposé au courant majeur développé surtout en surface du lac (d'après JOPLING 1962, cité par BLATT, MIDDLETON and MURRAY 1980).

Toutes ces figures sédimentaires sont considérées comme contemporaines ou pénécontemporaines de la sédimentation .

2.3.4.2. Glissement en masse (" slump " - " slide ")

Nous avons constaté la présence de ce genre de figures uniquement dans les dépôts varvés recouverts par les dépôts morainiques de l'avancée maximum, c'est-à-dire au flanc des affluents de rive gauche de l'Ain entaillant les formations de la marge orientale de la combe d'Ain (vallées du Drouvenant et du Cressandon).

L'affleurement le plus démonstratif se trouve dans la coupe des Forges, au confluent du Drouvenant et de l'exutoire du grand lac de Clairvaux (Fig.203).

Ces figures ont l'apparence de plis dissymétriques à flanc amont (NE) régulièrement ascendant et flanc aval (SW) fortement déformé et affecté de microfailles ou même franchement chevauchant (figure de droite). La forme générale traduit une translation vers le SW avec peu de mouvement de rotation. C'est pour cette raison que le terme anglo-saxon de " slide " conviendrait mieux à cette figure que le terme de " slump " réservé aux déversements contemporains de la sédimentation avec mouvement de rotation du glissement. L'abondance des microfailles dans la zone du chevauchement prouve également que le glissement s'est produit lorsque le sédiment présentait une certaine compaction globale (cas des microfailles normales). La présence de microfailles inverses dénote des phénomènes de tassement probablement immédiatement postérieurs au glissement.

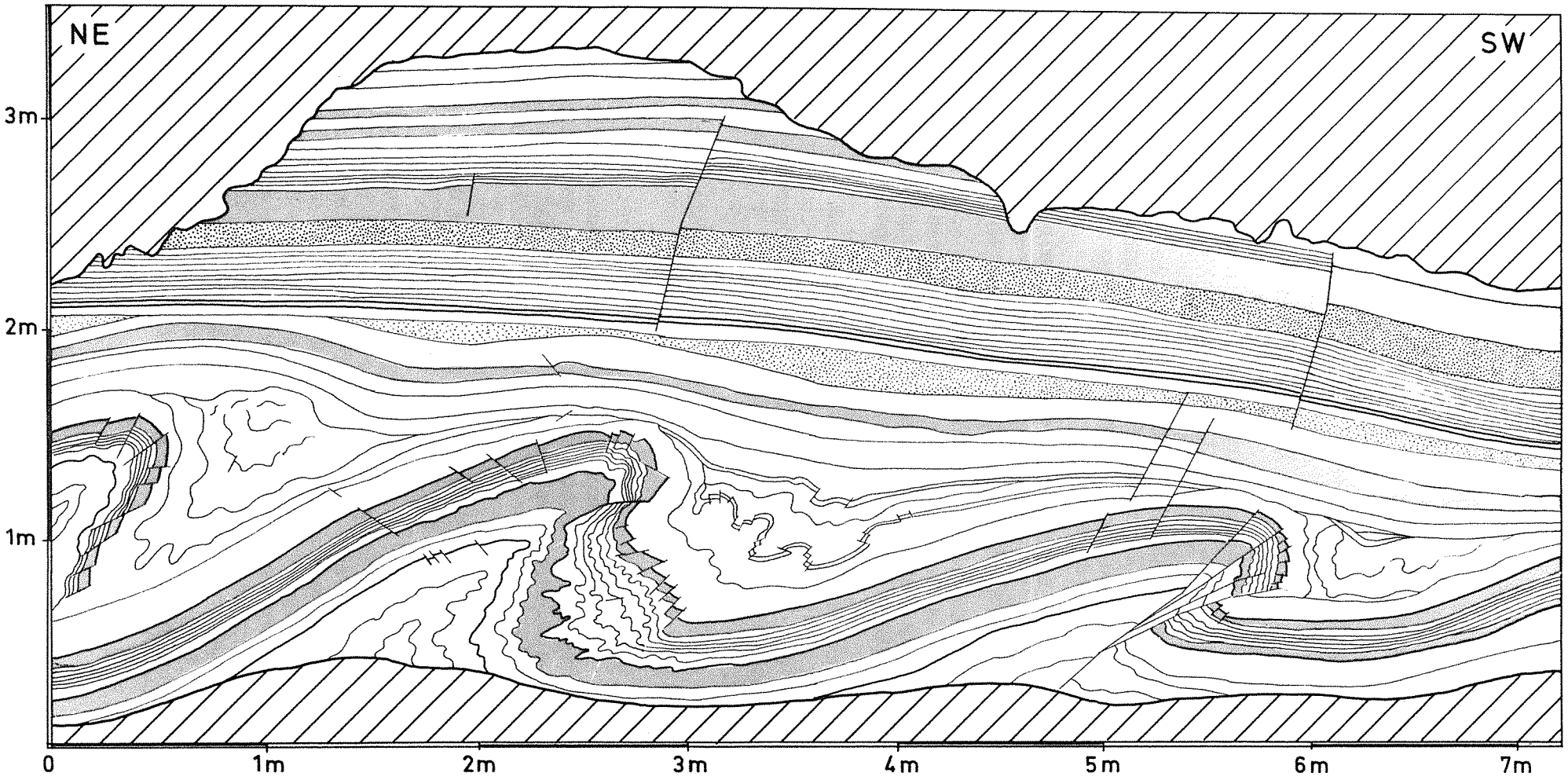


Fig. 203 Déformations péné-contemporaines ou légérement postérieures à la sédimentation dans les laminites silteuses (coupe des Forges à Clairvaux).

Au front des chevauchements, les dépôts ont subi des compressions affectant les masses glissantes mais aussi les masses moins compactées supérieures coincées entre les flancs des plis.

Après le glissement, le fond du bassin sédimentaire présentait des ondulations comblées petit à petit par les dépôts qui gardent un certain temps une disposition en berceau très doux. Une arrivée sableuse a finalement comblé les dépressions et une sédimentation régulièrement litée a repris progressivement. Des microfailles de tassement à très faible rejet ont postérieurement légèrement fracturé l'ensemble supérieur.

2.4. Faciès et répartition géographique

Les dépôts de fond, tels que nous les avons décrits, et sur lesquels ont été réalisées les analyses sédimentologiques, sont présents dans l'ensemble des parties centrale et occidentale du bassin de la combe d'Ain. Nous avons vu que les faciès de la marge orientale, voisins des cônes deltaïques grossiers et surmontés par les dépôts glaciaires, étaient d'une part beaucoup plus grossiers et d'autre part régulièrement affectés de figures sédimentaires : rides de courant, convolutions et glissements. De plus, ces derniers faciès présentent une structure varvée (au sens strict : rythmicité de type annuel) beaucoup moins nette : les lentilles sableuses sont abondantes, des structures entrecroisées interrompent souvent la régularité des lits et l'alternance rythmique n'est pas très évidente. En outre, certains affleurements (V8 - V24) nous ont montré que ces dépôts de fond étaient constitués de formations silteuses uniformément gris-sombre, sans laminites visibles.

On peut donc globalement définir deux grands types de faciès dans les dépôts de fond :

- *Un faciès régulièrement laminé* avec blocs (drop-stones) où la rythmicité de type varve (représentée par cinq types principaux) est constamment présente. Ce faciès se situe dans le centre et la marge occidentale du bassin.

- *Un faciès plus grossier*, irrégulièrement laminé, avec blocs épars, lits sableux et nombreuses figures sédimentaires. Ce faciès se situe dans la marge orientale du bassin, au contact des édifices deltaïques ou recouvert par ceux-ci, voire même par les moraines.

2.5. Relations sédimentologiques avec les unités inférieures et supérieures

Nous n'avons jamais pu observer le contact des formations varvées avec le substratum : celui-ci affleure rarement et lorsqu'on peut l'observer, l'environnement topographique a toujours provoqué des dépôts de solifluxion qui masquent le contact. M. GRAVELLE et M. MATTAUER (1962) signalent un paléosol à la base des dépôts varvés dans un puits de captage d'eau sur la rive droite de l'Ain, près de l'ancienne usine hydroélectrique de Marigny.

Fréquemment dans la combe d'Ain, les dépôts de fond déterminent une terrasse (moyenne terrasse) bien visible dans la morphologie. Le plus souvent, la partie supérieure de cette terrasse est recouverte par un placage de graviers qui ne dépasse pas le plus souvent 1 m de puissance (Fig. 196), mais qui peut atteindre 1,80 m (cette puissance est constante par exemple dans tous les puits du village de Blye). Ces dépôts grossiers présentent un faciès fluvio-glaciaire assez typique. *Il constitue, à notre avis, un dépôt accumulé lors des divagations de l'Ain et de ses affluents, immédiatement après l'assèchement du lac de la combe d'Ain, avant que le réseau hydrographique ne s'enfonce dans les dépôts lacustres.* Ce placage grossier s'est probablement nourri des moraines et des talus deltaïques par ruissellement.

Nous avons également vu qu'il existait deux séries varvées séparées par un apport fluvio-glaciaire. Toutes les coupes complètes présentent cette interruption grossière dans les dépôts fins. Cette vaste lentille grossière est épaisse au Nord de la combe d'Ain (9 m à la scierie de Montigny) et semble s'amincir régulièrement vers le Sud (2,5 m au Nord-Est de la coupe des Ebalèves et moins d'un mètre au Sud-Ouest de cette même coupe).

2.6. Données biostratigraphiques et radiochronologiques

La composition exclusivement minérale de ces formations n'a pas permis une datation absolue. Nous y avons tenté une recherche de microfossiles (avec C. CORNET de l'Université de Louvain pour les diatomées et avec H. RICHARD de l'Université de Besançon pour les pollens). Toutes ces recherches se sont révélées vaines : ces dépôts sont absolument azoïques et témoignent bien d'un environnement glaciaire strict, complètement dépourvu de la moindre végétation.

D) Un modèle sédimentaire : la marge glacio-lacustre

La plupart des observations effectuées rentrent dans un cadre sédimentaire dynamique : *la marge glacio-lacustre*. Nous possédons à notre avis suffisamment d'éléments isolés, mais liés génétiquement, pour proposer un *modèle sédimentaire propre à ce type d'environnement* (Fig.204).

Examinons de l'amont à l'aval, c'est-à-dire schématiquement d'Est en Ouest, les différents contacts des principaux ensembles sédimentaires.

Le contact entre moraines de fond et moraines d'ablation a été rarement observé. Cependant, nous avons vu que les moraines d'ablation existaient sous deux formes distinctes du point de vue de leur position et de leur morphologie. Vers l'amont, un niveau métrique de type moraine d'ablation repose sur les moraines de fond : ce sont les moraines d'ablation au sens strict de FLINT (1971). Au niveau du front glaciaire, les diverses rides ou bourrelets morainiques définis morphologiquement présentent des faciès de moraines d'ablation : elles constituent les " moraines frontales ", bien que, comme nous l'avons vu, cette appellation ne convient guère pour le glaciaire jurassien. Nous lui avons préféré le terme de moraines bordières. Les faciès de type moraines de fond sont, au niveau du front glaciaire, recouverts par les rides morainiques sous lesquelles elles se terminent en biseau et il est possible de trouver des masses isolées de moraines de fond dans les moraines d'ablation.

Le contact entre moraines d'ablation et deltas proglaciaires a été observé à la coupe de la Porcherie (Fig.174), de manière assez progressive. Des interstratifications des deux faciès sont possibles, ce qui prouve que *le glacier a peu à peu recouvert le cône deltaïque au cours de sa progression*. Les analyses morphométriques nous ont en effet montré qu'une ou plusieurs reprises des matériaux deltaïques se sont produites.

Le delta proprement dit est classiquement composé de ses deux séries complémentaires : le talus de progradation (Foreset beds), formé par l'alternance de couches inclinées de galets sableux et les couches sommitales légèrement inclinées vers l'aval. Nous avons vu exceptionnellement le passage de couches de l'un à l'autre, mais la plupart du temps, les couches sommitales reposent en discordance sur les couches inclinées qu'elles ravinent. Les figures sédimentaires de type convolution et rides de courant sont abondantes dans les couches sommitales silto-sableuses,et en coupes transversales, de nombreuses stratifications entrecroisées apparaissent.

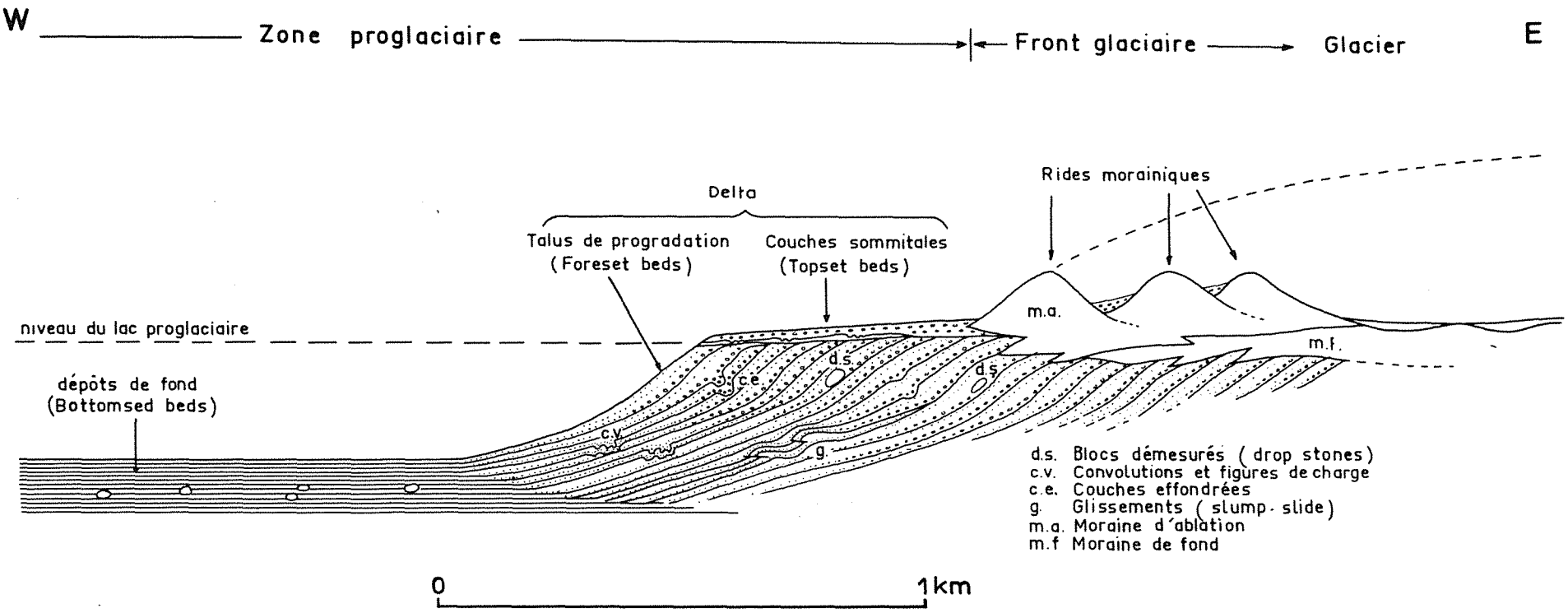


Fig. 204 Le complexe sédimentaire au niveau du contact glacio-lacustre.

Le talus de progradation contient de nombreux blocs démesurés (drop-stones) et il est possible d'y observer des couches effondrées témoignant de l'existence temporaire de blocs de glace morte dont la fonte permet l'effondrement des niveaux supérieurs. La base du talus de progradation est marquée par un affinement des matériaux et les lits obliques passent progressivement à des lits horizontaux. C'est dans cette partie basale du talus que s'observent de nombreuses figures sédimentaires : glissements plus ou moins importants, convolution de grande ampleur et figures de courant. Celles-ci peuvent indiquer des directions contraires au flux général, prouvant l'existence de contre-courants issus du fond du lac en direction de la base du talus.

Le passage aux dépôts de fond (Bottomset beds) se fait progressivement par passage graduel à l'horizontale des couches et acquisition de la structure varvée classique. De nombreux blocs démesurés présents dans les varves prouvent l'existence de nombreux radeaux de glace flottant à la surface du lac et se délestant de leur contenu détritique lors de la fonte.

Ce complexe sédimentaire a été particulièrement bien retrouvé dans la combe d'Ain qui nous a servi de modèle pour sa reconstruction, mais il existe dans tous les bassins proglaciaires mis en évidence sur la marge occidentale de la chaîne jurassienne.

Dans chaque bassin, des particularités locales peuvent intervenir, liées à la profondeur du lac, à sa période d'existence plus ou moins brève, à la proximité du front glaciaire, mais globalement chaque type local peut se rattacher au complexe sédimentaire précédemment décrit. Celui-ci constitue l'une des caractéristiques de la sédimentation proglaciaire du domaine jurassien.

Nous avons également noté la possibilité d'un déversement direct de la marge glaciaire dans un environnement lacustre franc. C'est dans ce contexte que se développe le faciès des moraines sub-aquatiques mis en évidence dans la partie méridionale de la combe d'Ain et dans la région de Doucier - Villard/s/Ain. Dans ce cas, les cônes proglaciaires n'existent que marginalement par rapport à la langue glaciaire, tandis que les faciès morainiques passent directement aux faciès varvés contenant alors une proportion de blocs démesurés (drop-stones) beaucoup plus grande.

III. - CONCLUSIONS : CARACTERISTIQUES DE L'EXTENSION GLACIAIRE RESPONSABLE DU DEPOT DU COMPLEXE DES MORAINES INTERNES

Il nous est maintenant possible, avec toutes les données cartographiques et sédimentologiques, de reconstituer dans ses grandes lignes l'extension glaciaire responsable du dépôt du complexe des moraines internes. Nous proposerons successivement :

- une reconstitution paléogéographique du stade d'avancée glaciaire maximum qui a laissé des traces très fiables sur son extension et ses caractéristiques,
- les phases successives de déglaciation caractérisées par des périodes de recul et de stabilisation du glacier,
- une chronologie relative de ces différents évènements climato-sédimentaires, appuyée, lorsque cela est possible, par une échelle chronologique absolue.

A) Le stade d'avancée glaciaire maximum : reconstitution paléogéographique

1) Langues glaciaires empruntant les vallées ou calottes ?

Toutes les observations que nous avons exposées précédemment (Fig. 204) traduisent une polarité glaciaire d'orientation globale SE - NW, c'est-à-dire conforme à la polarité topographique *globale* de la chaîne jurassienne. Les principales vallées et dépressions, synclinales ou monoclinales d'orientation générale NE - SW n'ont joué qu'un rôle secondaire dans la conduite du flux glaciaire. Seules les reculées qui représentent, le plus souvent, des échancrures non conformes ou mal adaptées à la structure, ont été des vecteurs empruntés par les langues glaciaires marginales.

Cette polarité du flux glaciaire ne peut s'expliquer que par un approvisionnement issu de la haute chaîne jurassienne constituant le réservoir glaciaire, et qu'à partir de là, la masse glaciaire s'écoulait naturellement selon la polarité topographique globale, se préoccupant peu des dépressions structurales qu'elle recoupait le plus souvent perpendiculairement. Il s'agit donc bien d'une calotte jurassienne (hypothèse AUBERT) s'opposant à l'idée de langues glaciaires d'origine alpine s'écoulant " guidées par le relief propre de la chaîne ... les courants de glace formant un véritable quadrillage ... " (hypothèse TRICART).

2) Paléogéographie de la marge glaciaire nord-occidentale

La marge glaciaire au Nord-Ouest a retenu particulièrement notre attention et nous sommes en mesure d'en donner une image globale cohérente (Fig.205). Sur le bord de la calotte et seulement ici, la masse glaciaire s'individualise en langues ou en lobes guidés par la morphologie initiale (qu'elle contribue d'ailleurs à accentuer). Certains reliefs font barrage, tandis que la glace emprunte les dépressions jusqu'à ce que le bilan approvisionnement - fonte soit nul. Du Nord au Sud, on peut distinguer :

2.1. La langue glaciaire de Pontarlier issue de la dépression de Mouthe - St-Point et s'avançant au-delà de l'emplacement de l'agglomération. Elle débouche, après la Cluse de Pontarlier, dans le lac de l'Arlier où elle édifie un vaste cône glacio-lacustre.

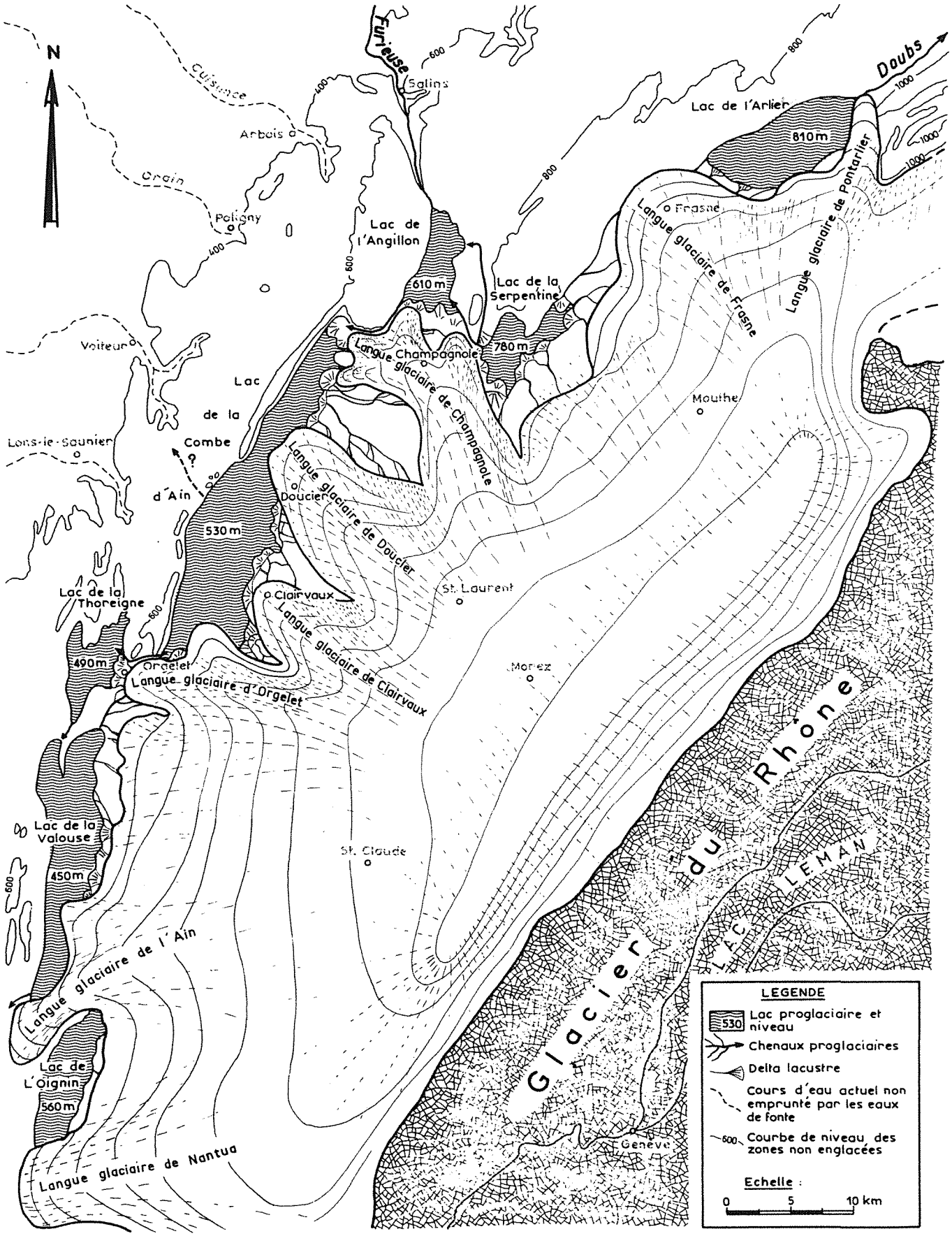


Fig. 205 La calotte glaciaire jurassienne lors du dépôt des moraines internes (stade maximum) et son environnement paléogéographique

2.2. La langue glaciaire de Frasne - Bief du Fourg emprunte la Cluse de Vaux et Chantegrue qu'elle ennoie complètement. A ce stade maximum, la masse glaciaire déborde la montagne du Laveron entre les langues de Frasne et de Pontarlier et dépose quelques moraines au pied nord occidental du Laveron. Le " col " qu'elle emprunte alors a une altitude de 980 m. La cartographie des moraines de la dépression de Frasne - Bief du Fourg nous fait entrevoir cette langue comme un vaste lobe probablement de type " pecten " s'amincissant régulièrement vers sa périphérie et la zone de fonte se situe vers l'altitude de 850 m.

2.3. La langue glaciaire de Nozeroy apparaît comme un diverticule de la précédente dont elle est séparée par un couloir de fonte emprunté actuellement par la Serpentine et débouchant dans le lac proglaciaire que nous avons baptisé " Lac de la Serpentine ". Cette langue acquiert une direction ENE - WSW et s'écoule sur le flanc occidental du massif de la haute Joux qu'elle ne recouvrait pas totalement, du moins dans sa zone méridionale.

La glace alimentant ces trois langues septentrionales est issue directement du bassin de Mouthe - St-Point. Il est possible que celui-ci ne soit qu'un réservoir primaire, lui-même alimenté par les zones de la Haute Chaîne et en particulier le bassin de la Joux (D. AUBERT, 1965).

2.4. La langue glaciaire de Champagnole (Fig.206) constitue un vecteur puissamment alimenté. Elle s'écoule par la haute vallée de l'Ain et de ses affluents, la Lemme et la Saine. C'est elle qui contribue à l'obstruction de la dépression de Nozeroy, provoquant le lac de la Serpentine. Elle vient buter au Nord contre le Mont Rivel qu'elle ne franchit probablement pas totalement et se scinde de part et d'autre de cet obstacle. Les moraines frontales à l'Est et à l'Ouest de cette butte-témoin montrent que la glace ne l'a pas outrepassée. La vallée actuelle de l'Angillon est alors obstruée et les produits de la fonte s'accumulent dans la partie sud du lac. La langue glaciaire de Champagnole s'infléchit alors vers l'Ouest et rencontre également un obstacle au niveau du Montsogeon, butte-témoin plantée au milieu de la vallée. Deux digitations glaciaires se forment de part et d'autre et fondent peu après. Les produits de la fonte glaciaire se déversent dans le lac de la combe d'Ain.

2.5. La langue glaciaire de Doucier (Fig.207) emprunte les reculées du Hérisson et de Chalain et se déverse directement dans le lac de la combe d'Ain, sans intermédiaire deltaïque. De part et d'autre cependant, les chenaux juxta-glaciaires édifient de puissants cônes deltaïques latéro-glaciaires. C'est au front de cette langue qu'ont été reconnus des faciès de moraines sub-aquatiques. Entre chacune de ces langues, le plateau de Champagnole est parcouru par de nombreux chenaux anastomosés que la pente générale dirige vers la dépression de la combe d'Ain occupée par un lac, où ils édifient les cônes deltaïques reconnus et décrits précédemment. C'est cependant de part et d'autre des langues glaciaires que la plus grande masse de matériaux s'accumule au contact du lac, ce qui montre la prééminence des chenaux latéro-glaciaires par rapport aux chenaux drainant le plateau dans l'espace inter-langue.

2.6. La langue glaciaire de Clairvaux emprunte les reculées du Drouvenant et des lacs actuels de Clairvaux et est relativement réduite par rapport aux précédentes. Son rôle de vecteur glaciaire et sédimentaire est cependant important vu l'abondance de l'édifice deltaïque auquel elle a donné naissance. Entre la langue de Clairvaux et la langue de Doucier, une importante évacuation d'eau de fonte a participé à l'alimentation du cône deltaïque de Charcier sur les marges du lac de la combe d'Ain et vers l'Est le contact entre ces deux langues se signale par l'important dépôt morainique (moraine latérale ?) de St-Maurice.

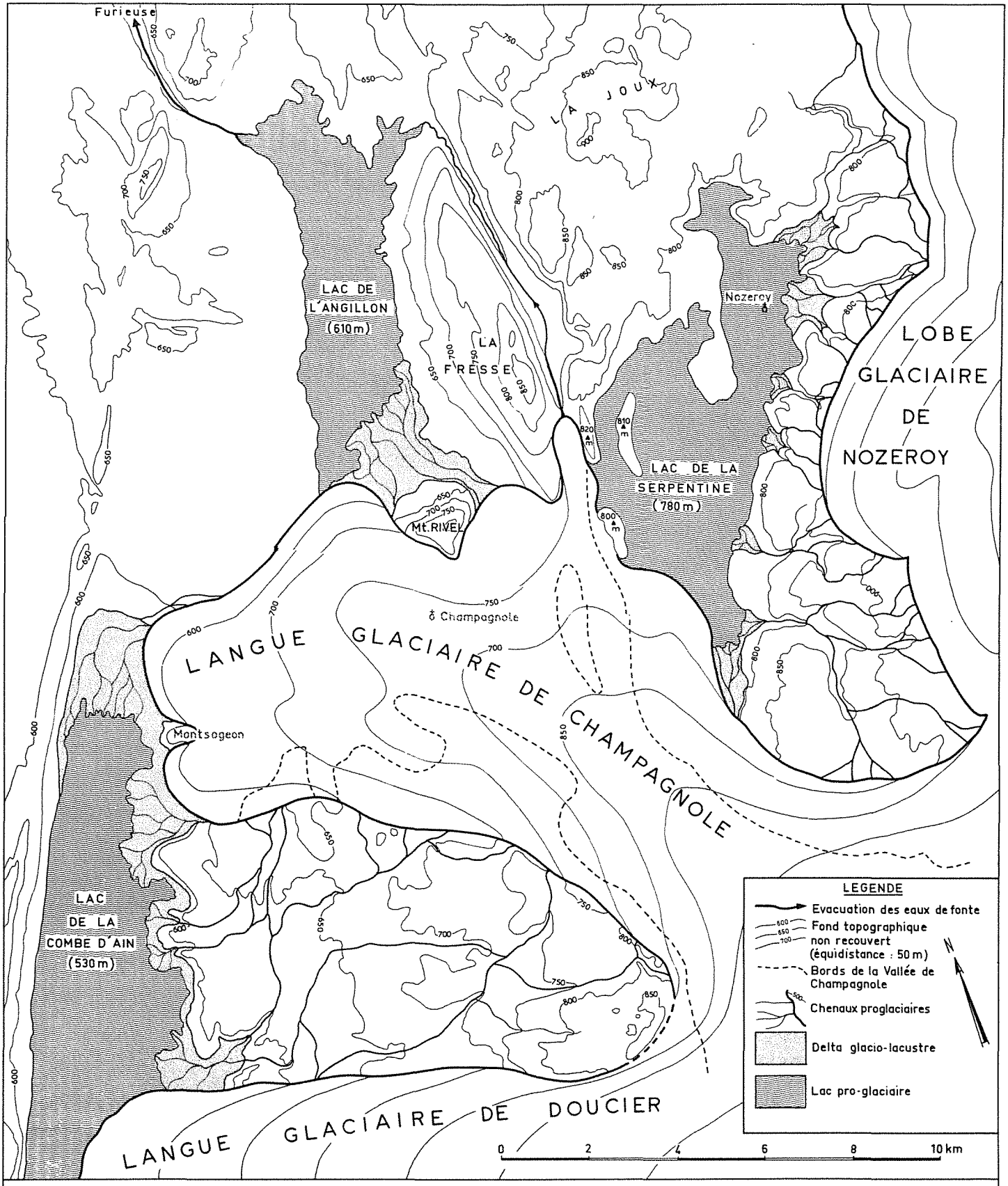


Fig.206 La langue glaciaire de Champagnole dans son environnement paleogéographique au stade maximum du complexe des moraines internes.

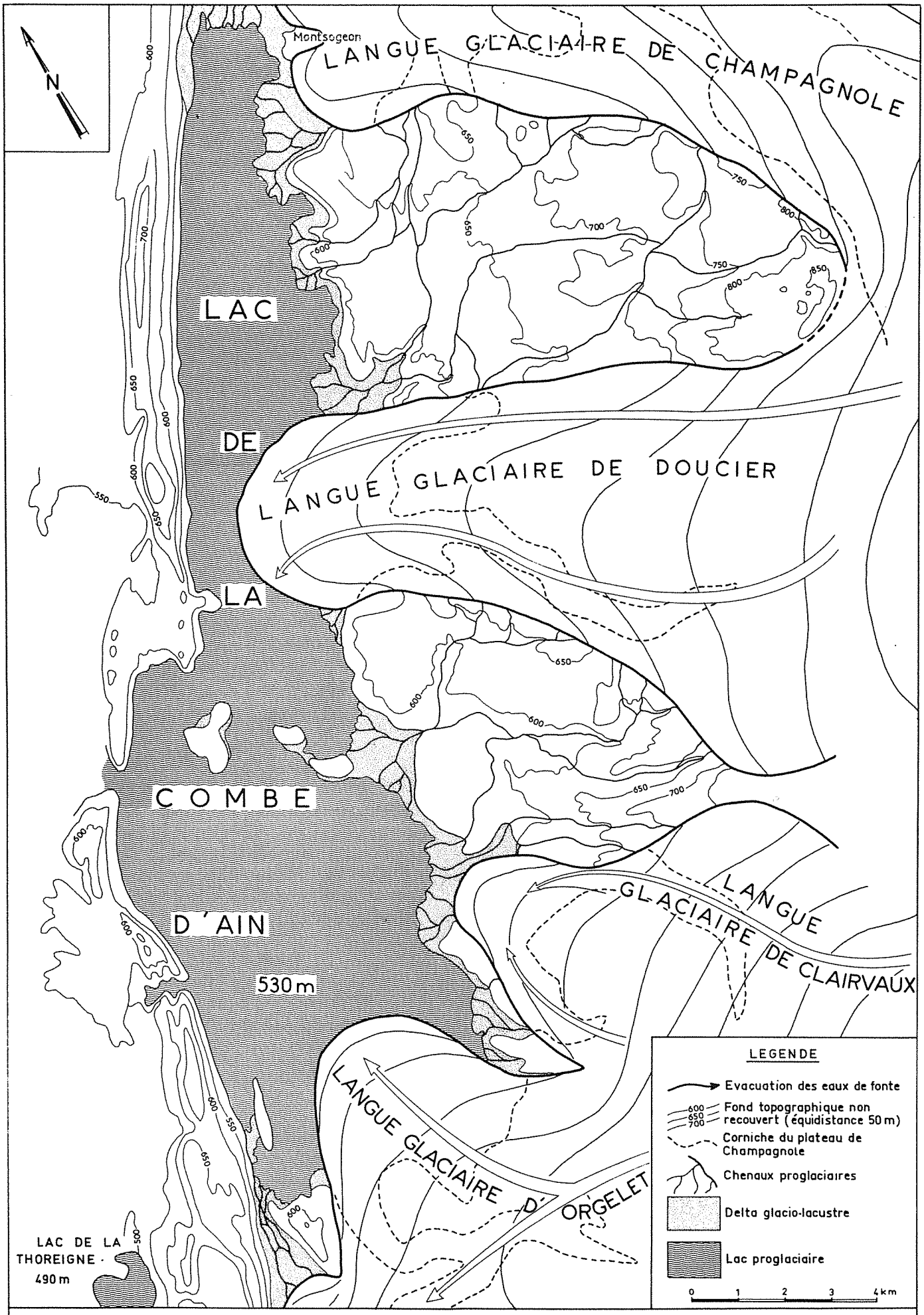


Fig. 207 Le lac proglaciaire de la Combe d'Ain au maximum glaciaire

2.7. La langue glaciaire d'Orgelet constitue le barrage responsable du lac de la combe d'Ain. Les gorges de l'Ain sont alors complètement submergées par une masse glaciaire dont une partie s'écoule vers le Nord dans le lac (c'est ici que les faciès de moraines sub-aquatiques ont été mis en évidence) et une autre partie s'écoule vers l'Ouest en direction d'Orgelet. Le front de ce diverticule obstrue la dépression fermée de la Thoreigne où se piège un lac. Au contact de la langue glaciaire et du lac s'édifie le cône deltaïque proglaciaire d'Orgelet.

Ces différentes langues (4,5,6,7) sont issues de l'Est où se trouve le plateau légèrement déprimé de Saint-Laurent. Cette zone constituait (au même titre que la dépression de Mouthe - St-Point pour les trois premières langues décrites) le réservoir de glace lui-même alimenté par la Haute Chaîne jurassienne. Il semble cependant que ces deux réservoirs aient fonctionné indépendamment, car c'est à l'Est de leur contact que l'altitude des zones non englacées est la plus haute. Ils constituent donc bien les réservoirs directs des différentes langues décrites.

2.8. La langue glaciaire de l'Ain : la direction d'écoulement du flux glaciaire épouse les dépressions morphologiques majeures de cette zone et une langue importante emprunte la vallée de l'Ain en direction du SSW. Sa présence provoque le barrage des vallées affluentes et en particulier la vallée de la Valouse sur sa rive droite et la vallée de l'Oignin sur sa rive gauche. Ainsi s'établissent des lacs dans ces deux dépressions, sur les bords desquels s'édifient des cônes deltaïques. Entre la langue d'Orgelet et la langue de l'Ain, la calotte glaciaire déborde légèrement le relief formé par le faisceau d'Orgelet - Poncin, ce qui situe son altitude aux environs de 800 à 850 m dans cette zone. L'alimentation de cette langue se fait bien sûr à partir de ce bouchon recouvrant totalement les gorges de l'Ain à la place de l'actuel lac de Vouglans, mais aussi à partir de la Haute Chaîne de la région de St-Claude - Morez par l'intermédiaire de la vallée de la Bienne.

Plus au Sud, nos investigations sont insuffisantes pour donner une image paléogéographique cohérente et en particulier pour déterminer les rôles qu'ont joué les cluses de Nantua et des Hôpitaux. Nous n'avons fait, dans ce secteur, que contrôler les données obtenues dans le Jura central. Un travail équivalent à celui que nous avons réalisé serait nécessaire pour arriver à des conclusions valables.

Vers l'Est, nous n'ajouterons rien à ce qu'en a dit D. AUBERT (1965) : " La nappe (de glace jurassienne) continue débordait par dessus la chaîne et rejoignait le glacier du Rhône dont elle devait maintenir la masse à une certaine distance du versant ". Cet auteur note également que le contact entre blocs erratiques alpins et blocs erratiques jurassiens n'est pas horizontal : ce contact s'abaisse au niveau des cols du Jura et remonte au niveau des sommets. Il attribue cette variation aux flux de glace jurassienne plus importants au niveau des cols, qui repoussaient ainsi plus énergiquement la glace d'origine alpine. Notre tracé dans cette zone est d'ailleurs schématique et totalement repris des schémas de D. AUBERT auxquels il est conseillé de se reporter pour plus de précisions.

3) L'écoulement des eaux de fonte

Comme nous venons de le voir, le sens d'écoulement des langues glaciaires dirigées le plus souvent perpendiculairement aux principales dépressions structurales (synclinales ou monoclinales) a provoqué l'isolement de ces dépressions rapidement envahies par des lacs qui jalonnent le front glaciaire (Fig.208). Le niveau de chacun de ces lacs,correspondant à l'altitude de la limite entre talus de progradation et couches sommitales des deltas, a été déterminé par l'altitude du niveau le plus bas de la cuvette où s'est installé l'émissaire du lac. Cet émissaire s'est établi soit au niveau d'un seuil rocheux périphérique, soit sur la glace du barrage.

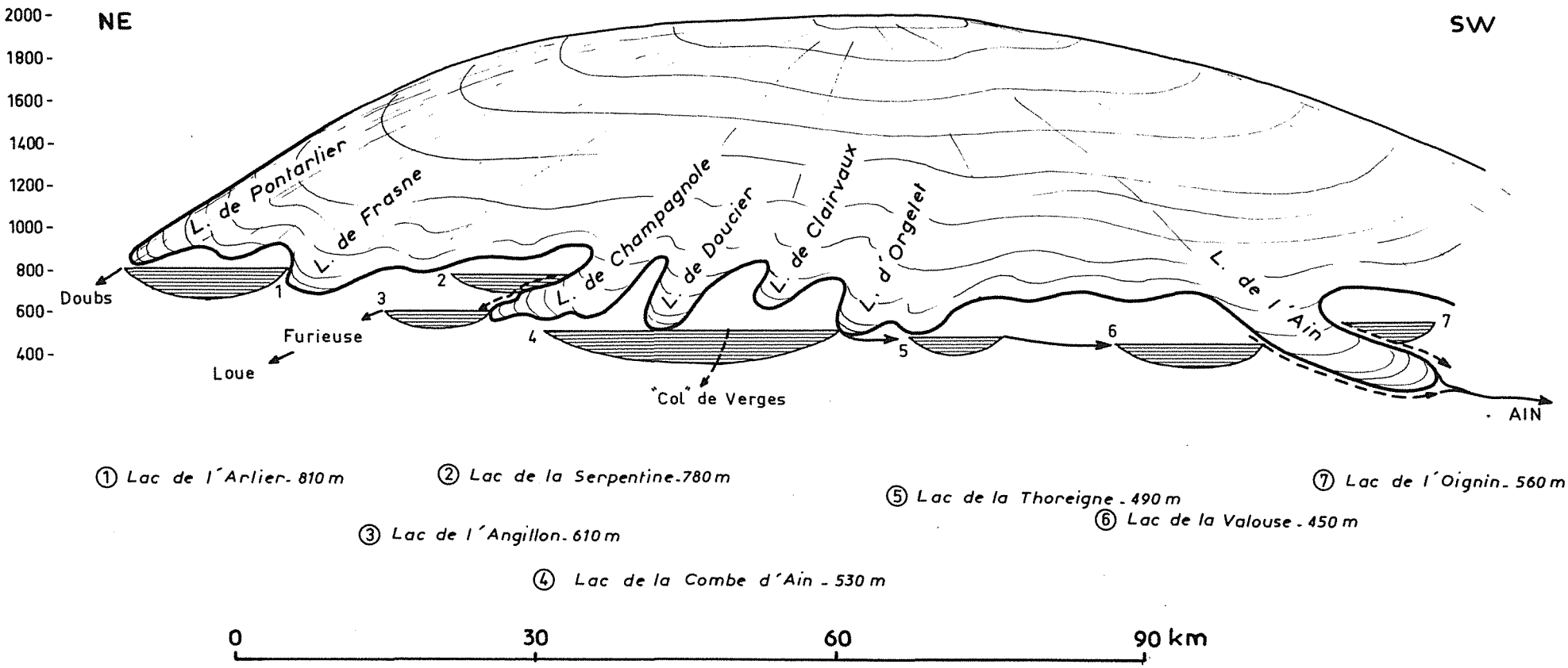


Fig.208 Position des bassins prolacustres et écoulement des eaux de fonte glaciaire.

Dans ce dernier cas, la régularité du niveau-repère dans les deltas témoigne de la très faible variabilité de la puissance de la langue glaciaire formant barrage. Examinons sommairement chacun de ces lacs du Nord au Sud.

3.1. Le lac de l'Arlier : son niveau se situait à 810 m d'altitude et son écoulement se faisait en direction du Doubs. Il occupait, comme nous l'avons vu, une vaste dépression synclinale entre la Montagne du Laveron et le bord du plateau de Levier, dépression drainée initialement en direction du Sud. Nous avons vu que l'accumulation des formations glaciaires et glacio-lacustres dans cette dépression a probablement complètement modifié les écoulements superficiels de cette région. Deux cycles lacustres séparés par un épisode fluviatile ont été reconnus : le stade glaciaire maximum évoqué dans ce chapître correspond au deuxième stade lacustre. Le lac de l'Arlier reçoit la langue glaciaire de Pontarlier et la marge septentrionale de la langue glaciaire de Frasne.

3.2. Le lac de la Serpentine : il doit son existence au barrage provoqué par la langue glaciaire de Champagnole. L'altitude de son niveau (780 m) est conditionnée par cette même langue et son émissaire suit les marges de cette langue en empruntant vers l'aval la vallée des Nans avant de rejoindre une digitation septentrionale du lac de l'Angillon dont le niveau est à170 m plus bas (Fig.206).

3.3. Le lac de l'Angillon : il doit également son existence à la langue glaciaire de Champagnole, mais son niveau est conditionné par le socle rocheux de Val d'Hery (610 m) et son émissaire s'écoule en direction de la vallée de la Furieuse.

3.4. Le lac de la combe d'Ain (Fig. 207) : c'est le plus important des lacs proglaciaires puisqu'il représente une étendue d'eau de 25 km de long sur 3 à 7 km de large et de 40 à 90 m de profondeur. Son existence est due à la langue d'Orgelet qui barrait totalement son écoulement naturel vers le Sud. Son niveau (530 m) est conditionné par l'altitude du col le plus bas de la côte de l'Euthe (col de Verges) mais il est possible qu'un écoulement latéro-glaciaire ou supraglaciaire se soit opéré vers le Sud, le long ou sur la langue d'Orgelet, constituant barrage en direction du lac de la Thoreigne et de la Valouse. Quelques îles (buttes-témoins du plateau de Champagnole : motte de Gourdoune - Mont Lyon) émergeaient, séparant une partie septentrionale étroite d'une partie méridionale plus large. L'essentiel des apports terrigènes se faisait par l'Est, véhiculé par les langues glaciaires de Champagnole, Doucier, Clairvaux, Orgelet et leur produit de fonte. Comme nous l'avons vu pour le lac de l'Arlier, deux stades lacustres séparés par un épisode fluviatile ont pu être distingués : l'un d'une durée égale ou voisine de 350 ans, l'autre d'une durée voisine de 500 ans.

3.5. Le lac de la Thoreigne provoqué par l'obstruction de l'extrémité de la langue d'Orgelet, le niveau du lac de la Thoreigne (490 m) est déterminé par l'altitude de son émissaire méridional en direction du Valouson, affluent de rive droite de la Valouse.

3.6. Le lac de la Valouse :son existence est due à l'obstruction de sa confluence par la langue glaciaire de l'Ain. Le niveau de ce lac (550 m) permet de situer avec précision la cote maximum de cette langue glaciaire dont l'épaisseur peut, de ce fait, être évaluée à 270 m en se basant sur l'altitude de la plaine actuelle au confluent de la Valouse et de l'Ain. Vu l'épaisseur réduite des dépôts varvés, le lac de la Valouse a probablement eu une existence assez brève.

3.7. Le lac de l'Oignin :son existence est également due à la langue glaciaire de l'Ain qui obstrue sa confluence à une altitude de 560 m, mais sur sa rive gauche. Nous avons vu que deux épisodes lacustres se sont succédés dans cette dépression, les deux systèmes sédimentaires glacio-lacustres étant en disposition emboîtée.

L'essentiel des eaux de fonte transitait par un intermédiaire lacustre, exception faite de la langue glaciaire méridionale de l'Ain. Ceci explique que, à part dans cette vallée, les matériaux proglaciaires de type fluvio-glaciaire soient rares et que la plus grande partie des matériaux détritiques véhiculés par les eaux de fonte se soit accumulée en dépôts deltaïques pour les plus grossiers et en dépôts de fond pour les plus fins. Les lacs sont des excellents pièges à matériaux et l'eau évacuée par leurs émissaires transporte peu de matières en suspension, celles-ci ayant décanté dans les eaux lacustres calmes. On comprend mieux pourquoi les cours d'eau issus des émissaires ont peu ou pas déposé de nappes fluvio-glaciaires.

La figure 208 positionne schématiquement ces bassins proglaciaires. On peut constater que les écoulements sont tous tangentiels par rapport à la marge glaciaire : les reliefs pourtant peu accusés des plateaux jurassiens de la côte de l'Euthe et de la petite montagne au Sud (exception faite au niveau du col de Verges) empêchaient tout écoulement vers l'Ouest et c'est ainsi que les eaux de fonte n'empruntaient pas les couloirs naturels que sont les reculées du Jura externe aux confins du vignoble et de la Bresse (Fig. 205) ce qui explique que, dans ces zones, les nappes fluviatiles récentes soient si modestes et que les dépôts fluviatiles et fluvio-glaciaires correspondant au complexe des moraines externes prédominent largement (voir chapître IX).

Ainsi (Fig. 208) les écoulements des eaux de fonte se faisaient essentiellement vers le Nord en direction du Doubs (émissaire du lac de l'Arlier) et de la Furieuse (émissaire du lac de l'Angillon recevant lui-même l'émissaire du lac de la Serpentine) et vers le Sud en direction de la Valouse et de l'Ain.

4) L'origine de la glace : l'alimentation de la calotte jurassienne

Là encore, nous n'avons rien à ajouter à l'explication de D. AUBERT (1965) qui nous paraît en tous points satisfaisante :

- Les interprétations antérieures basées sur l'estimation du niveau des neiges persistantes au cours de la dernière glaciation (NUSSBAUM et GYGAX (1935) : 950 à 1000 m - MUHLETHALER (1932) : 1050 à 1150 m - J. FAVRE (1924) : 1000 m - TRICART (1954) : 1100 m - PENCK et BRUCKNER (1909) : 1200 m ...) ne permettent pas d'expliquer la genèse d'une telle calotte glaciaire.

- La chaîne jurassienne présente des dépressions mal drainées séparées par des reliefs anticlinaux : la glace s'est initialement accumulée dans ces dépressions, les a comblées entièrement et a petit à petit submergé les reliefs avoisinants.

- Une nappe glaciaire continue s'est donc installée et cette calotte régulière dépassant 1200 à 1300 m a provoqué une amélioration des conditions d'alimentation, entraînant un apport continu des précipitations (D. AUBERT parle d' " autocatalyse ").

- Le fonctionnement typique en calotte glaciaire avec mouvement centrifuge des flux glaciaires tel que l'étude des dépôts de la marge occidentale nous l'a fait entrevoir, a pu s'établir pleinement lorsque les plus hauts chaînons anticlinaux ont été recouverts.

Ce sont donc les bassins qui ont servi de réservoirs principaux aux masses glaciaires et D. AUBERT pense que la vallée de Joux représentait le " foyer du mouvement centrifuge " et que c'est dans cette zone que " le dôme de glace était le plus épais ". Nous avons constaté à cet égard que deux vastes bassins plus occidentaux jouaient manifestement le rôle de réservoir glaciaire important : ce sont les dépressions de Mouthe - St-Point et de St-Laurent - L'Abbaye. La plupart des langues glaciaires reconnues et individualisées semblent issues de ces zones.

Il faut cependant considérer que la masse glaciaire piégée dans ces dépressions devait être peu mobile, du moins en ce qui concerne la plus profonde. La mobilité devait augmenter en raison inverse de la profondeur et la frange superficielle, complètement libérée des obstacles du socle rocheux, devait être la plus mobile.

L'altitude de la calotte est difficile à préciser. Cependant, plusieurs éléments permettent de l'évaluer :

- Vers l'Est, D. AUBERT a démontré, grâce à la collecte des cailloux crétacés, qu'elle avait submergé le Mont Tendre, dernier rempart entre la chaîne jurassienne et la plaine suisse, lequel constitue un dôme dont le sommet culmine à plus de 1600 m.

- Vers l'Ouest, les langues glaciaires descendent jusqu'à l'altitude de 500 m. Si on situe le centre de la calotte dans la zone de la dépression de Joux, soit à 35 km à vol d'oiseau, et sachant qu'une pente de 40 à 50 m par km est nécessaire pour l'écoulement de la glace, on peut raisonnablement, et comme l'a fait D.AUBERT, situer le sommet de la calotte aux environs de 2000 m d'altitude.

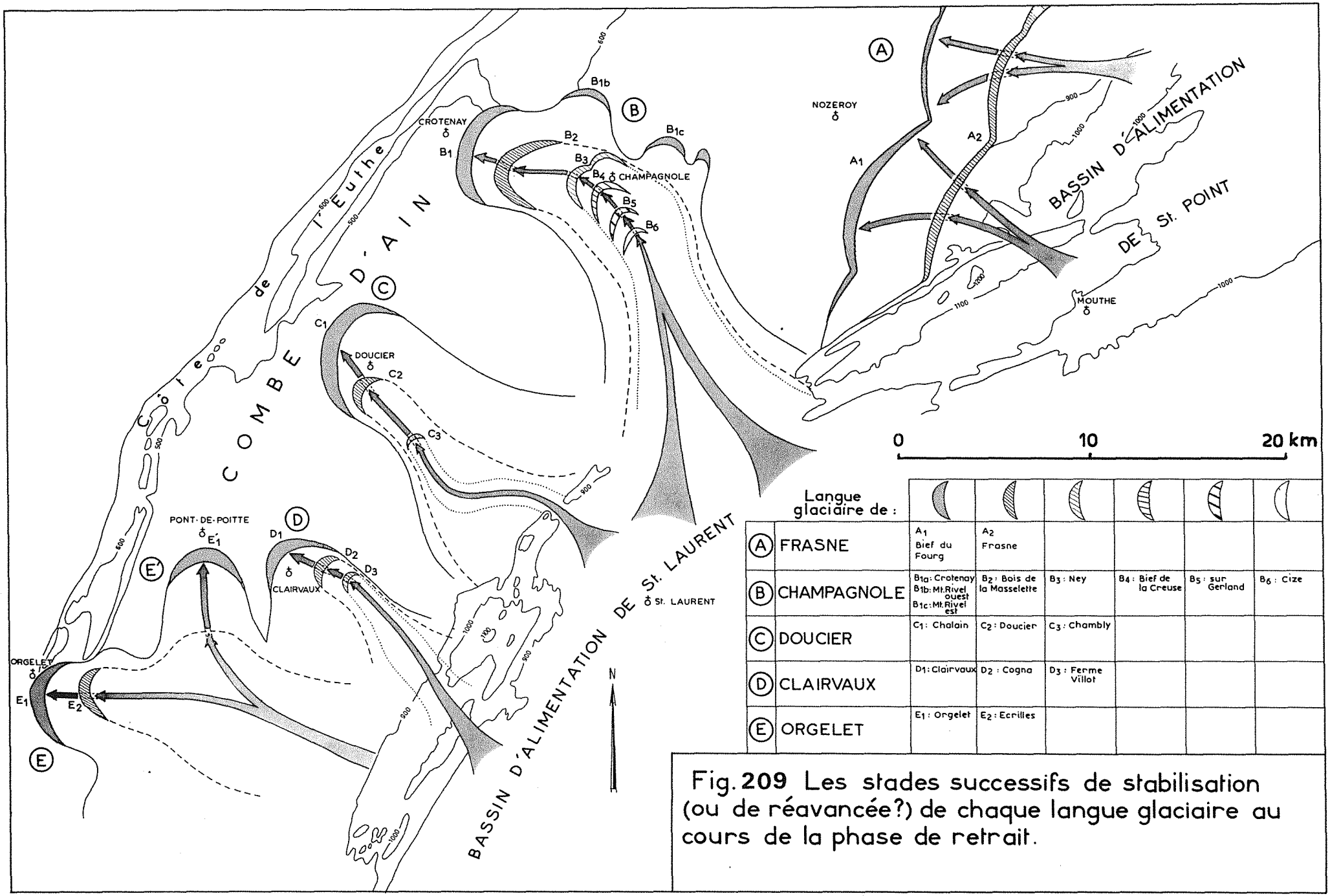
B) Les phases de retrait

1) L'évolution des langues glaciaires de la frange occidentale

La concentration de la frange occidentale de la calotte en langues glaciaires isolées, empruntant les échancrures topographiques, a favorisé la mise en place de chapelets de moraines frontales qu'il est aisé de suivre et de répertorier. Les exemples les plus frappants ont été reconnus dans les reculées du plateau de Champagnole (reculées du Drouvenant, du Hérisson et de l'Ain) et sur le glacis du plateau de Frasne-Nozeroy (Fig. 209).

Cinq stades de stabilisation successifs du glacier en retrait par rapport au stade maximum ont été reconnus, mais ces différents stades ne sont pas tous présents dans les anciens couloirs d'évacuation glaciaire. C'est dans la moyenne vallée de l'Ain, empruntée par la langue glaciaire de Champagnole, que la série est la plus complète. C'est donc ce passage qui a été emprunté le plus longtemps par le glacier et la topographie confirme cette idée : c'est au niveau de la vallée de l'Ain et de ses affluents de rive gauche : Lemme et Saine, que l'échancrure topographique dans le massif de la Haute Chaîne est la plus prononcée.

Le stade maximum est bien repérable grâce aux moraines les plus externes et occidentales : moraines d'Orgelet, de Pont-de-Poitte, de Clairvaux, de Crotenay (B1a : Champ du Pommier et Maisons du Bois, B1b : Mont Rivel Ouest, B1c : Mont Rivel Est), de Nozeroy - Bief du Fourg. Ce sont ces fronts morainiques qui passent vers l'aval aux cônes deltaïques étudiés précédemment. Nous avons pu mettre en évidence dans les dépôts lacustres un stade antérieur qui précède le stade maximum et entre ces deux stades s'est intercalé un épisode fluvio-glaciaire.



Langue glaciaire de :							
A	FRASNE	A_1 Bief du Fourg	A_2 Frasne				
B	CHAMPAGNOLE	B_{1a}: Crotenay B_{1b}: Mt Rivel ouest B_{1c}: Mt Rivel est	B_2 : Bois de la Masselette	B_3 : Ney	B_4 : Bief de la Creuse	B_5 : sur Gerland	B_6 : Cize
C	DOUCIER	C_1 : Chalain	C_2 : Doucier	C_3 : Chambly			
D	CLAIRVAUX	D_1 : Clairvaux	D_2 : Cogna	D_3 : Ferme Villot			
E	ORGELET	E_1 : Orgelet	E_2 : Ecrilles				

Fig. 209 Les stades successifs de stabilisation (ou de réavancée?) de chaque langue glaciaire au cours de la phase de retrait.

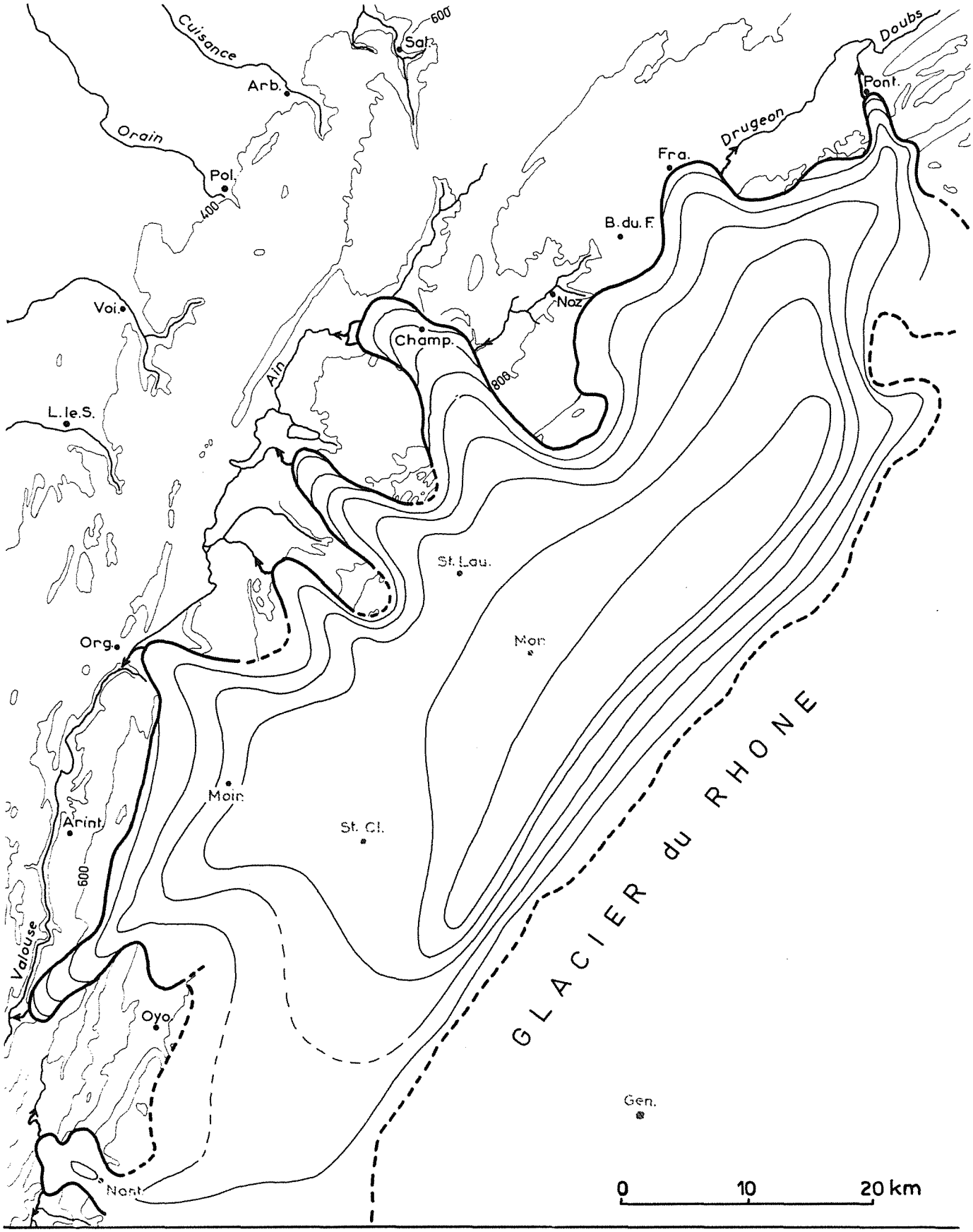


Fig.210 Première phase de retrait

(Calotte glaciaire unique)

- Le premier stade de retrait est mis en évidence par des moraines frontales bien individualisées sur le trajet de chacune des langues glaciaires reconnues. Du Nord au Sud, nous avons localisé et décrit : A2 arc morainique de Frasne, B2 moraine du Bois de la Masselette, C2 moraine de Doucier, D2 moraine de Cogna, E2 moraine d'Ecrilles (Champ du Feu). Ce stade glaciaire est marqué par une phase de stabilisation majeure ayant accumulé de puissantes moraines terminales qui,situées au débouché immédiat des reculées (moraines de Cogna et de Doucier) présentent une morphologie très typique et facilement reconnaissable.

- Le deuxième stade de retrait est marqué par des moraines beaucoup plus discrètes. Ce stade de stabilisation a probablement été beaucoup plus court que le précédent. Il n'a d'ailleurs pas été reconnu dans la trajectoire de la langue glaciaire d'Orgelet et c'est probablement à partir du retrait précédent que s'est vidé le lac de la combe d'Ain. Certaines moraines de ce stade sont cependant identifiables : A3 moraine de Bonnevaux située immédiatement au débouché de la cluse de Vaux et Chantegrue, B3 moraine de Ney, C3 moraine de Chambly, D3 moraine de la Ferme Villot.

- Le troisième stade de retrait: à partir de ce stade, les moraines ont été reconnues uniquement dans les vallées de l'Ain et de ses affluents empruntées par la langue glaciaire de Champagnole. Ailleurs, l'absence de dépôt nous incite à penser que les langues glaciaires avaient abandonné leurs vecteurs marginaux, la calotte glaciaire se rétrécissant peu à peu. Le seul témoignage de ce stade de retrait est donc la moraine B4 du Bief de la Creuse au niveau de Champagnole.

- Le quatrième et le cinquième stades de retrait se situent à l'amont de cette moraine et bien entendu uniquement dans la vallée de l'Ain. Ce sont B5 : la moraine de Sur Gerland et B6 : la moraine de Cize.

Tous ces stades de retrait ont provoqué l'établissement de lacs secondaires situés entre les moraines du stade précédent et le front glaciaire plus ou moins stabilisé. Un certain nombre de ces épisodes lacustres ont été mis en évidence par MUSSILLON (1962) dans la région de Syam.

2) L'évolution de la calotte glaciaire jurassienne

. Nous proposons une évolution de la calotte glaciaire jurassienne au cours de la déglaciation. Cette reconstitution par étapes s'appuie essentiellement sur l'examen des phases de retrait observées au niveau de la frange occidentale et sur la prise en compte de la topographie jurassienne. Elle présente donc un caractère hypothétique et des études de détail devraient être menées dans chaque vallée pour préciser l'évolution locale de chaque écoulement glaciaire. En particulier, nous possédons peu de données sur l'évolution du vecteur sud représenté essentiellement par le couloir Bienne-Ain où, comme nous l'avons vu, les dépôts morainiques sont peu abondants et les stabilisations éventuelles du glacier peu marquées. De même, le flanc E où s'est opéré le contact entre calotte jurassienne et calotte alpine ne permet pas une reconstitution sûre des étapes de la déglaciation. Néanmoins, l'essai que nous proposons constitue une synthèse logique des investigations et des réflexions que nous avons menées sur le glaciaire jurassien.

2.1. Première phase de retrait (Fig.210)

C'est une phase importante si l'on en juge par l'importance des moraines frontales qui s'y sont formées (moraines du Bois de la Masselette, de Doucier et de Cogna en particulier). A notre avis, cette phase a duré plus longtemps que la phase du maximum glaciaire. Les moraines frontales de cette phase sont proches des moraines du maximum (1 à 2 km) et la calotte glaciaire contemporaine est peu différente de celle du maximum, mais seulement légèrement en retrait. On peut cependant

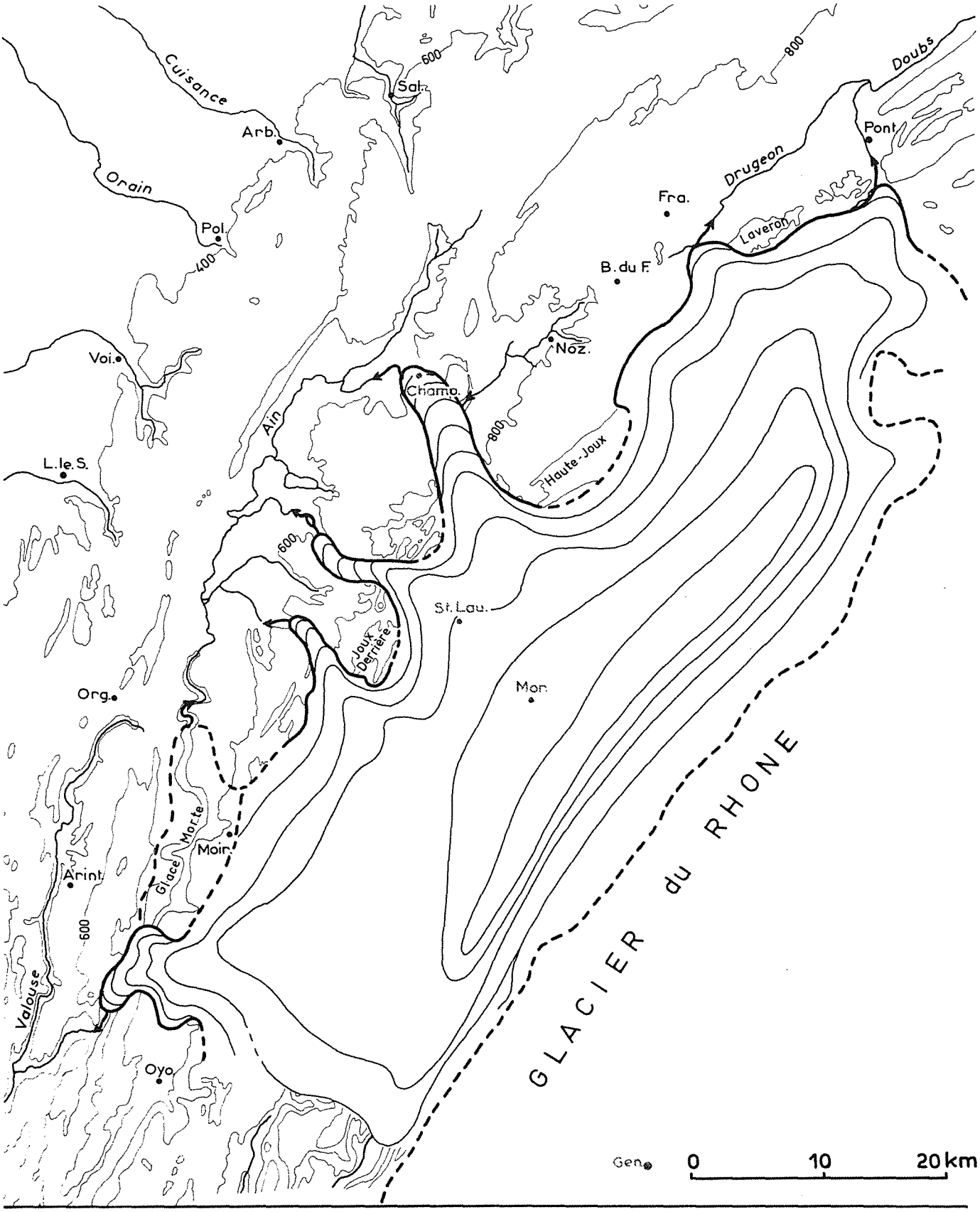


Fig. 211 Deuxieme phase de retrait

(Calotte unique plus réduite)

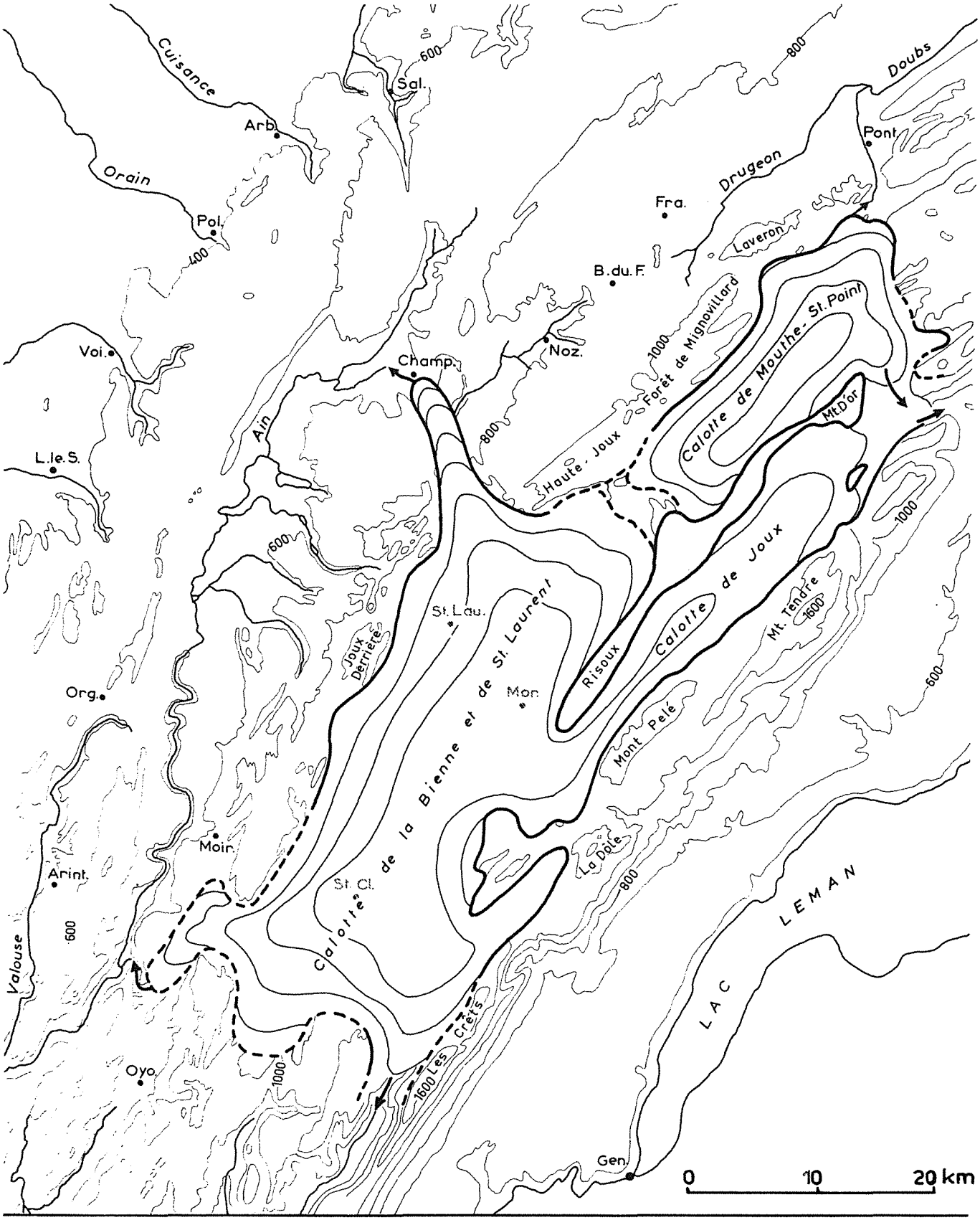


Fig. 212 Troisième phase de retrait

(Dislocation en calottes secondaires coalescentes)

constater que seules les reculées entaillant profondément le plateau de Champagnole sont empruntées par des langues glaciaires (reculées du Drouvenant et du Hérisson). Les reculées courtes (du lac de Chalain et des lacs de Clairvaux) sont désamorcées et libres de glace. C'est au cours de cette période que les lacs de Chalain et de Clairvaux se sont installés, couvrant une surface d'ailleurs plus grande que l'actuelle. Vers le Sud, la calotte ne transgresse plus le faisceau d'Orgelet - Poncin et l'extrémité de la langue de l'Ain se situe à l'amont du confluent de la Valouse, libérant le lac de la Valouse mais à l'aval du confluent de l'Oignin,maintenant le lac de l'Oignin dans des limites plus restreintes que précédemment (niveau à 455 m). Au débouché de la reculée de Nantua, les moraines de Béart, Montréal et St-Martin du Frêne sont contemporaines de ce stade.

2.2. Deuxième phase de retrait (Fig. 211)

La calotte glaciaire est encore présente et unique, mais ses marges sont largement en retrait par rapport à la phase précédente : au Nord, les langues glaciaires de Pontarlier et de Frasne sont largement en retrait et la dernière présente une apophyse réduite au débouché de la cluse de Vaux et Chantegrue. Les montagnes du Laveron et de la Haute Joux sont libérées de glace. Les langues de la frange occidentale se réduisent, surtout celle d'Orgelet qui n'existe certainement plus et celles de Clairvaux et de Doucier qui sont confinées à l'intérieur des reculées les plus profondes dont elles ne transgressent plus les bords. Le massif de la Joux derrière est libéré de glace et contourné par la naissance de ces deux langues glaciaires. Au Sud, un bouchon de glace morte colmate encore probablement les gorges de l'Ain et la langue de l'Ain est en retrait par rapport au débouché de l'Oignin dont la vallée n'est plus ennoyée.

2.3. Troisième phase de retrait (Fig. 212)

A partir de cette phase, la calotte glaciaire se désagrège et se sépare en trois calottes secondaires comblant les principales dépressions de la chaîne jurassienne : dépression de Mouthe - St-Point au Nord, dépression de St-Laurent et de la vallée de la Bienne au centre et au Sud et dépression de Joux à l'Est. C'est le stade de la nappe de glace de 1250 m de la vallée de Joux défini par D. AUBERT, dont les écoulements se font en partie vers le Sud en direction de la vallée de la Bienne et en partie vers le Nord et l'Est en direction de St-Point et de la dépression suisse. Seule la langue de Champagnole continue à fonctionner sur le versant Nord-occidental et vers le Sud, la langue de l'Ain (devenue langue de la Bienne) se retire progressivement, tandis qu'un écoulement glaciaire s'effectue probablement par la vallée de la Valserine. Le sommet des principaux massifs est probablement libéré de glace et l'essentiel des Monts Jura (crêts de la Neige et du Reculet, La Dole, le Mont Pelé et le Mont Tendre) émerge largement. Les massifs du Risoux et du Mont d'Or émergent également, les calottes de Mouthe - St-Point et de St-Laurent s'appuyant sur leur versant occidental jusqu'aux altitudes voisines de 1000 à 1100 m.

2.4. Quatrième phase de retrait (Fig. 213)

Les calottes secondaires continuent leur retrait : la calotte de Joux est stabilisée aux environs de 1100 m (D. AUBERT) et s'évacue uniquement vers la dépression suisse, la calotte de Mouthe - St-Point s'évacue vers le Nord et l'Est et a libéré totalement le massif du Mont d'Or. La calotte de la Bienne et de St-Laurent s'évacue vers le Nord-Ouest, par la langue de Champagnole toujours active, et vers le Sud par les langues de la Bienne et de la Valserine.

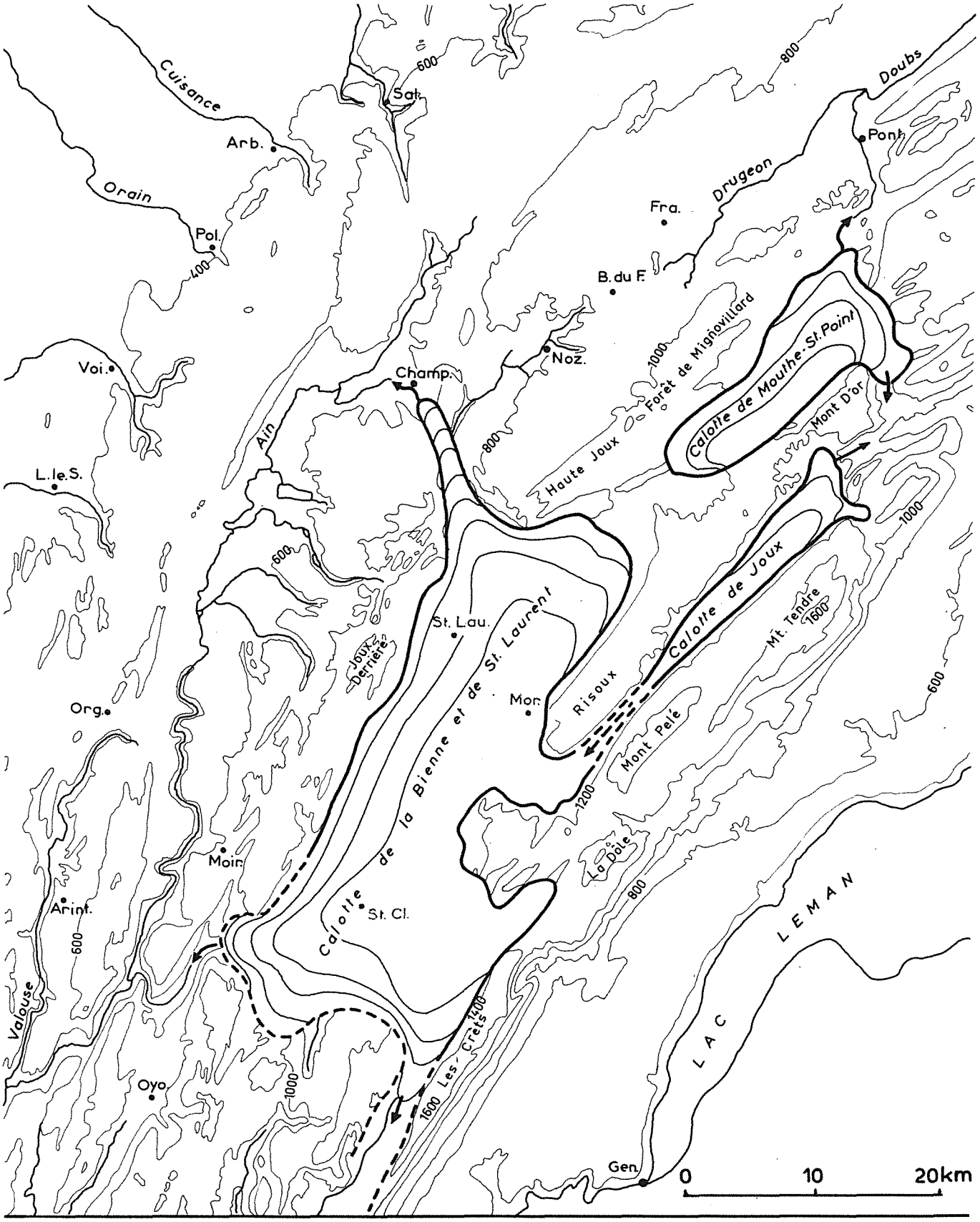


Fig. 213 Quatrième phase de retrait

(Isolation des calottes secondaires)

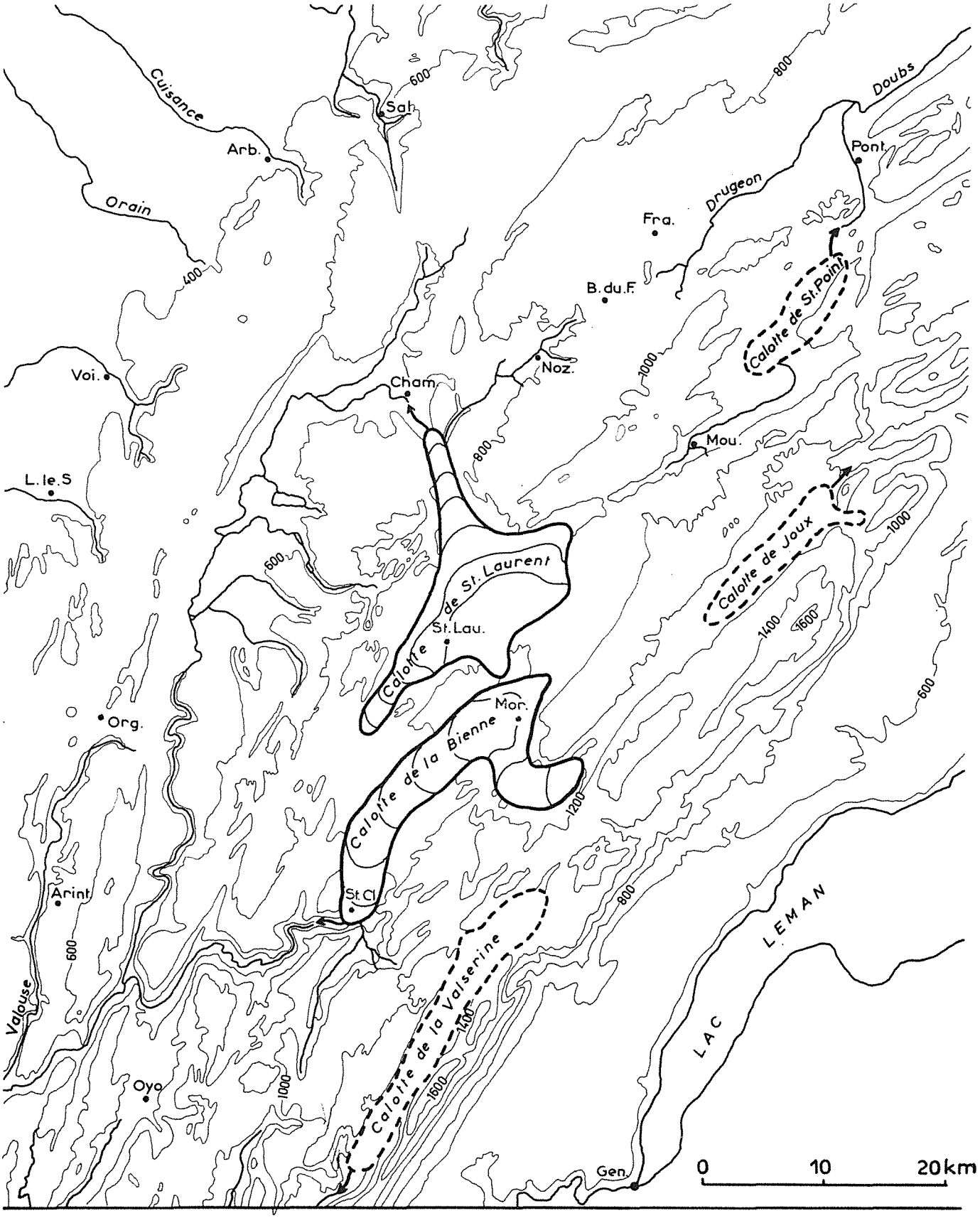


Fig. 214 Cinquième phase de retrait

(Fonte individuelle des calottes secondaires)

2.5. Cinquième phase de retrait (Fig.214)

Quatre petites calottes locales occupent les principales dépressions et poursuivent leur fonte jusqu'à leur disparition : calotte de la Bienne alimentée par les versants de sa haute vallée, calotte de St-Laurent émettant une langue glaciaire jusqu'à Cize, calotte de St-Point et calotte de Joux à l'emplacement des lacs actuels. Il est possible, comme le souligne D. AUBERT, que de nombreux glaciers de cirques, d'orientation Nord ou Est, aient continué à fonctionner plus tard. Mais leur importance est relativement réduite et dans un premier temps, ils concouraient tous à l'alimentation des calottes secondaires définies qui s'appuyaient sur les versants des principaux reliefs entaillés par des cirques.

C) Données chronologiques relatives au complexe des moraines internes

Les formations glaciaires et associées représentent des unités sédimentologiques difficiles à situer dans une chronologie : l'absence de faune et de flore ne permet pas une approche biostratigraphique et une datation absolue par les méthodes isotopiques habituellement utilisées dans les remplissages karstiques riches en faune ou les dépôts lacustres riches en micro et macrorestes végétaux. Nous tenterons donc de " caler " au mieux le complexe des moraines internes jurassiennes par rapport aux datations effectuées sur des formations datables, antérieures ou postérieures à leur dépôt.

Tout d'abord, leur attribution à la dernière glaciation dite " würmienne " ou du " complexe würmien " ne fait aucun doute : la fraîcheur des dépôts et de leur morphologie montre qu'aucun épisode " destructif " n'est venu les affecter. D'autre part, tous les complexes morainiques internes décrits et datés dans l'hémisphère Nord appartiennent à cette période.

A quelle partie de la " glaciation " würmienne appartiennent-ils ? L'étude des remplissages de grotte nous a montré que, à très faible distance du front des moraines internes (grotte de Gigny), toute la période du Würm ancien était riche en faune de mammifères, riche en flore herbacée et arbustive. Les environnements " steppiques " ou " arctiques " définis étaient entrecoupés de phases plus tempérées pendant lesquelles des lessivages, voire des pédogénèses, altéraient les sédiments. Cette séquence, climatiquement froide certes, ne traduit certainement pas la présence de glaciers à moins de 20 km de distance. Elle se termine par un épisode tempéré daté au C 14 à - 28500 BP ± 1400. Notons cependant que cette datation est effectuée sur les os contenus dans les sédiments pédogénétisés, donc que l'épisode tempéré responsable de la pédogenèse est encore plus récent. Cette phase de réchauffement climatique correspond bien à la période interstadiaire couramment reconnue entre le " Würm ancien " et le " Würm récent " (interstade Würm II - Würm III de la chronologie alpine). Le complexe des moraines internes jurassiennes serait donc plus récent que cette date : il correspondrait à la période climatique dite du " Würm récent ". Notons également que les datations absolues obtenues dans les vallées des Dranses, sur le versant méridional du bassin lemanique, placent la période d'extension maximum des glaciers de cette période à une phase plus récente que 23500 B.P. (B. BLAVOUX, 1965, B. BLAVOUX et A. BRUN 1966, M. BURRI 1977) ce qui réduirait encore la fourchette pour la limite la plus ancienne.

Les dates-limites les plus récentes nous sont données par les datations absolues effectuées sur les rares restes d'ossements et surtout sur les restes organiques végétaux déposés dans les lacs installés immédiatement après le retrait glaciaire. Les dates les plus anciennes sont celles du lac de l'Abbaye près de St-Laurent : 9040 B.P. (WEGMULLER, 1966) et celles du mammouth de la Praz Rodet dans la vallée de Joux :

12270 B.P. ± 210. Cette dernière datation a l'avantage de situer chronologiquement la dernière phase de retrait glaciaire, puisque les ossements ont été trouvés sous la moraine du dernier stade glaciaire de la vallée de Joux.

Ainsi, l'extension glaciaire responsable du dépôt du complexe des moraines internes, se situerait entre -28500 B.P. ± 1400 (ou plutôt - 23500 ce qui paraît plus plausible à la suite des remarques précédentes) et 12270 B.P. ± 210. Notons encore une fois que les dates proposées situent dans le temps des évènements pré ou post glaciaires. Donc, il est nécessaire de raccourcir encore cette fourchette.

Cette " poussée " glaciaire a donc eu lieu schématiquement entre - 23000 B.P. et - 12000 B.P., ce qui la situe dans le Würm III de la chronologie alpine, le Würm IV étant contemporain de ce qu'on appelle généralement la période tardi-glaciaire. Celle-ci a d'ailleurs été reconnue et clarifiée par l'étude des nombreuses séquences palynologiques effectuées dans les dépôts lacustres du Jura (F. FIRTION 1950, S. WEGMULLER 1966, F. MATTHEY 1971, H. RICHARD en cours).

On peut s'étonner de la brièveté de cette période. Rappelons à cet égard que le décompte des varves de la combe d'Ain nous avait amenés à proposer une durée d'environ 350 ans pour le stade glaciaire précédent, le maximum, et une durée d'environ 500 ans pour le stade maximum. Ces deux épisodes chronologiquement mesurables sont séparés par un épisode de réchauffement dont la durée est difficile à déterminer. Le premier stade de stabilisation du glacier après la première période de retrait semble, au vu du volume des moraines, durer plus longtemps. Lui attribuer un millénaire paraît raisonnable bien qu'hypothétique. On voit donc que les propositions faites pour évaluer les durées des pulsations sont du même ordre que la fourchette proposée. Ce schéma chronologique, même s'il est gêné par de nombreuses incertitudes, apparaît cependant assez cohérent, à défaut d'être révolutionnaire.

CHAPITRE XI

RÔLE MORPHOLOGIQUE DES GLACIATIONS DANS LA CHAÎNE JURASSIENNE

Paradoxalement, les géomorphologues ont peu fait intervenir le phénomène glaciaire dans la genèse du relief jurassien. Depuis les travaux de G. CHABOT (1927), A. CAIRE (1963), M. DREYFUSS (1963), il est couramment admis que l'essentiel du modelé jurassien porte l'empreinte de surfaces d'érosion anciennes (anté et post-pontiennes) et que les périodes plus récentes n'y ont eu qu'une influence réduite et ponctuelle. D. AUBERT (1965-1969-1975) a passablement écorné ce dogme en abordant le problème de l'érosion par tous ses aspects, étayant sa théorie de " l'aplanissement karstique ". Pour cet auteur, il n'est nullement besoin de faire appel à un ou plusieurs stades d'érosion plus ou moins " fossilisés " sous forme de surfaces d'érosion, mais le modelé actuel résulte d'une érosion *qui se poursuit encore actuellement* et qui a débuté dès le plissement majeur qu'il situe chronologiquement au cours de la période tardi-pontienne. Pour lui, l'instabilité climatique caractérisant la période plio-quaternaire a largement contribué à la genèse du relief jurassien par l'alternance cyclique d'érosion fluvio-karstique en contexte interglaciaire et d'érosions glaciaire et périglaciaire au cours des périodes froides. *La masse de matériaux arrachés à la chaîne jurassienne pendant la seule période du maximum glaciaire würmien (qui n'excède certainement pas dix millénaires), déposés sous forme de moraines à la périphérie de la calotte glaciaire, confirme à notre avis les idées de D. AUBERT.* Cette estimation grossière fait encore abstraction de la matière évacuée sous forme dissoute par les conduits d'évacuation pro-glaciaires.

Les chapîtres précédents ont rendu compte des dépôts accumulés pendant cette courte période de l'histoire géologique de la chaîne jurassienne. Nous voudrions, dans ce chapître, aborder les témoignages de l'activité érosive des glaciations jurassiennes et donner une place plus juste au rôle qu'elle a pu jouer dans le façonnement morphologique de cette région. Nous tenterons une approche de cette question par des exemples pris à trois échelles spatiales différentes : l'affleurement ponctuel, la vallée de type reculée et l'échelle régionale.

I. - OBSERVATIONS PONCTUELLES AU NIVEAU DE L'AFFLEUREMENT

Les marques de l'érosion glaciaire au niveau de l'affleurement ne sont pas nombreuses dans le massif jurassien : les calcaires facilement gélifs perdent rapidement les traces anciennes. De plus, les formations post-glaciaires (éboulis, dépôts lacustres) recouvrent généralement les zones du substrat susceptibles de porter les marques d'impression glaciaire qu'elles ont d'ailleurs contribué à fossiliser. Toutes nos observations de polis et de stries glaciaires ont porté sur des affleurements rocheux débarrassés récemment, et le plus souvent artificiellement, de leur masque de formations superficielles post-glaciaires.

D. AUBERT (1965) a signalé une dizaine de lieux où peuvent s'observer des stries glaciaires et des roches moutonnées conservées par une couverture morainique. Les zones de concentrations de ces marques glaciaires se situent sur la contre-pente des principaux reliefs de la chaîne jurassienne :

- face Est de la chaîne du Risoux
- rebord Sud-Est du massif de la Haute Joux
- face Est du massif de la Savine

La dissymétrie des roches moutonnées traduit une direction d'écoulement de la glace vers le Nord-Ouest.

Les observations que nous avons pu faire sur la marge occidentale de la chaîne jurassienne sont moins abondantes, car le relief moins accidenté de cette zone présente peu de butoirs rocheux susceptibles d'avoir été raclés par la glace. Néanmoins, quatre affleurements nous ont permis de réaliser quelques observations.

- Sur le versant nord de la reculée du Drouvenant (x = 863,5 y = 181,3 z = 550) un poli glaciaire typique, visible sur 12 m de long et 4 m de haut, affecte les calcaires détritiques du Rauracien. Des stries et cannelures horizontales discontinues sont visibles sur toute la longueur de l'affleurement. C'est à la faveur de l'exploitation de l'éboulis grossier masquant la base de la falaise que cet affleurement a été mis à jour au cours de l'été 1975. Les observations continues que nous avons pu faire depuis cette date nous ont permis d'assister à sa dégradation rapide par la gélifraction et il est probable qu'il sera totalement détruit d'ici une dizaine d'années.

- Sur le versant ouest de la vallée du ruisseau de la Loudaine près de Champagnole (x = 876,5 y = 200,6 z = 585) une surface polie est visible sur une dizaine de mètres carrés, affectant les calcaires à débris d'entroques du Bajocien moyen. Mis à jour lors de l'élargissement d'une route secondaire, cet affleurement a été également protégé jusqu'ici par un dépôt d'éboulis à la base de la falaise calcaire.

- Sur le plateau de Moirans, à l'Est des gorges de l'Ain actuellement occupées par la retenue de Vouglans, le calcaire affleure fréquemment, exceptionnellement masqué par un sol très mince. Des cupules de dissolution montrent que ce calcaire est en cours d'érosion chimique, mais exceptionnellement, sous les placages glaciaires, il est possible de déceler des traces d'érosion glaciaire. C'est le cas près du village de Crenans, à 3 km au Nord de Moirans en Montagne (x = 860,6 y = 167,4 z = 645). Des formes très fraîches de roches moutonnées y sont visibles avec pente faiblement inclinée vers l'Est et abrupt gélif vers l'Ouest, traduisant nettement la polarité du flux glaciaire d'Est en Ouest. Sur la contre-pente, on peut observer des stries et cannelures très nettes.

- L'exploitation des carrières de graviers dans la région de Vevy sur le plateau de Lons-le-Saunier (cité dans le chapître IX) dégage fréquemment le substrat calcaire du Jurassique moyen. Lors d'un passage, nous avons pu observer des témoignages de l'érosion glaciaire sous forme de petits moutonnements dissymétriques visibles sur plusieurs mètres carrés et traduisant une nette polarité du flux glaciaire du Sud-Est au Nord-Est. Remarquons que cette observation, située entre le complexe des moraines externes et internes concerne donc l'avant-dernière extension glaciaire.

II. - OBSERVATION A L'ECHELLE D'UNE RECULEE : La vallée du Hérisson à l'Est de Doucier

Les dispositions morphologiques très particulières qu'offrent les reculées du Jura externe ont suscité de nombreux débats de la part des géographes et des géologues. A partir d'un exemple, nous tenterons de définir leurs caractéristiques morphologiques et de cerner la part qu'ont pu prendre les flux glaciaires dans leur façonnement.

Entaillée dans le plateau calcaire de Champagnole, la reculée du Hérisson est une dépression de 8 km de long sur 800 m de large en moyenne (Fig.215). Le fond présente une morphologie assez régulièrement plate entre les altitudes 500 et 580 m et le plateau qui la domine décroît d'Est en Ouest de 750 m à 600 m au niveau de son débouché dans la combe d'Ain. Cette dépression est drainée par le Hérisson qui traverse deux lacs résiduels : les lacs du Val à l'amont et de Chambly à l'aval. Son tracé est quelque peu sinueux, mais son orientation générale est SE-NW. Les parois de bordure sont escarpées dans la partie sommitale et en pente plus douce jusqu'à leur raccord avec le fond plat. Les calcaires et marno-calcaires encaissants sont légèrement monoclinaux avec pendage faible en direction du Sud-Est et ne sont apparemment pas faillés. A l'amont, la reculée se poursuit par une gorge en escalier parcourue par le Hérisson qui la franchit par de nombreuses cascades.

Un lever schématique des formations quaternaires de surface (Fig.216) permet de situer les principales formations affleurantes :

- Trois croupes morainiques sont nettement repérables dans la morphologie. L'une, la plus externe, qui constitue la moraine de Doucier (voir paragraphe 1) a une forme typique en croissant qui culmine vers l'altitude 520 m. Elle est entaillée dans sa zone SW par le Hérisson qui y forme une gorge étroite. Deux croupes morainiques beaucoup plus modestes encadrent le lac du Val.

- La morphologie globalement plate du fond de la reculée est le résultat d'une accumulation de sédiments lacustres dans des étendues d'eau occupant probablement toute la reculée au fur et à mesure du retrait glaciaire. Les deux lacs encore existants ne sont que le reliquat en voie de comblement d'un ou de plusieurs lacs de retrait glaciaire, retenus par les moraines frontales.

- Des cônes fluviatiles grossiers viennent s'imbriquer dans le remplissage lacustre fin, soit latéralement au niveau des dépressions adjacentes de la vallée, soit à l'extrémité amont au débouché des gorges du Hérisson. Notons également que la base des parois latérales de la reculée est recouverte d'un placage d'éboulis plus ou moins continu qui assure le raccord topographique entre l'abrupt vertical rocheux et le fond plat.

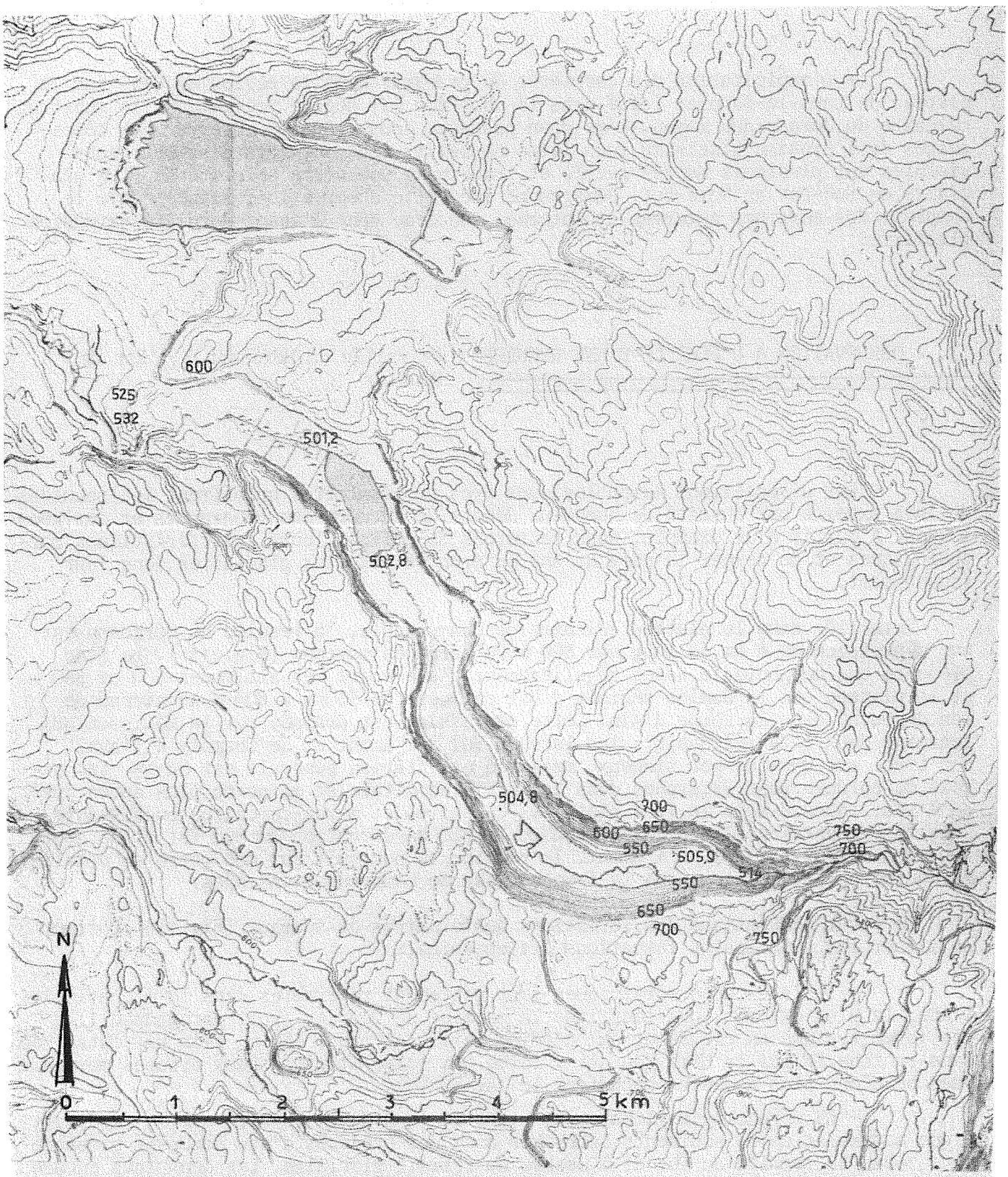


Fig.215 La reculée du Hérisson et son contexte topographique

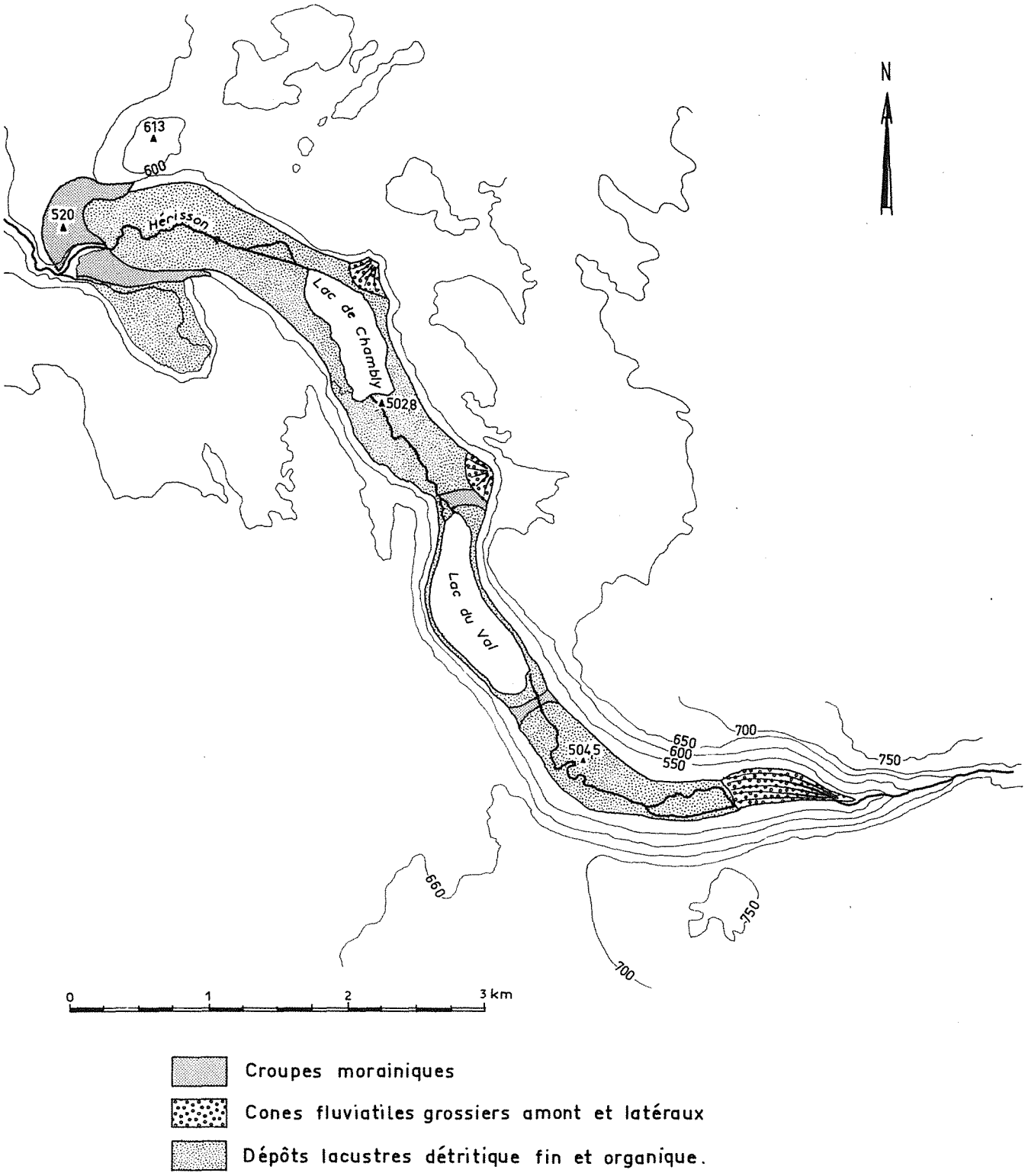


Fig. 216 Lever schématique des formations affleurantes dans la reculée du Hérisson.

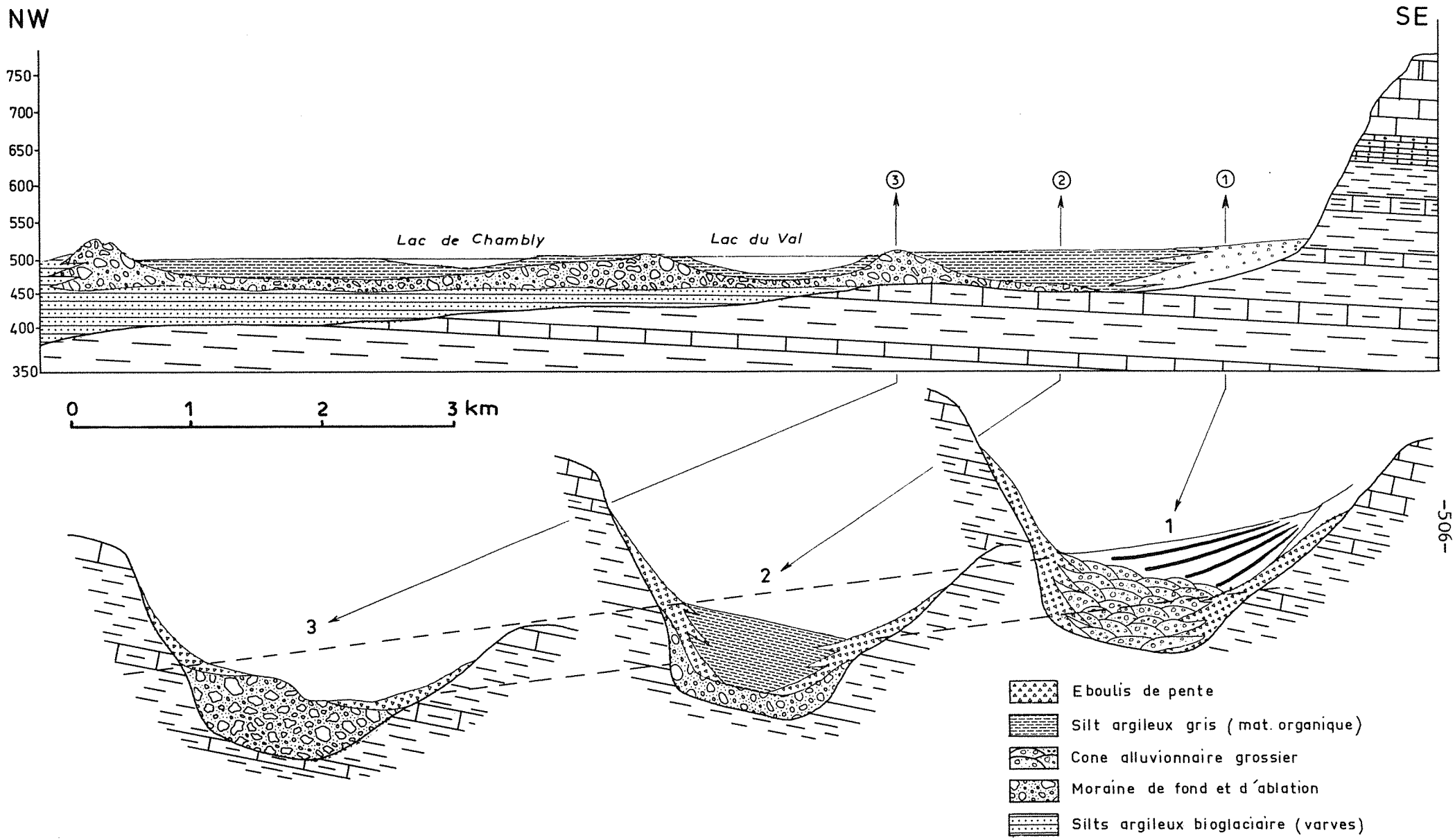


Fig. 217 La reculée du Hérisson : Morphologie du substrat et relations entre les différents éléments du remplissage (d'après M. GENOUD et al. inédit)

Au cours de l'année 1980, une reconnaissance géophysique de la région a été effectuée par M. GENOUD, F. KIMMEIER et O. LANDRY dans le cadre du Certificat d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, grâce à l'initiative de A. PARRIAUX, Ingénieur hydrogéologue à l'E.P.F. de Lausanne. La réalisation d'une série de sondages électriques a permis à ces auteurs de préciser la forme du substrat jurassique et du remplissage quaternaire de la reculée du Hérisson (Fig.217 d'après le rapport inédit). On peut en tirer plusieurs constatations :

- Le substrat jurassique a toujours la forme d'une auge régulière à fond plat dont les bords latéraux se raccordent avec les parois visibles dont nous avions remarqué la forte déclivité.

- Les constituants du remplissage définis par leur résistivité différentielle s'imbriquent de façon logique et compréhensive. Vers l'aval, les *silts argileux* (résistivité ≈ 35Ωm) forment le relai amont des varves de la combe d'Ain, traduisant l'existence d'un lac proglaciaire en relation avec celui de la combe d'Ain. Les *moraines de fond et d'ablation* (résistivité 110 à 500Ωm) sont venues chevaucher la première formation en déterminant des rides épaisses à trois reprises accumulées au cours du retrait glaciaire lors de phases de retrait. On peut constater l'absence de moraines de fond à l'amont de la reculée, là où la langue glaciaire issue du SE déterminait une zone d'érosion à l'aval du verrou constitué par le cirque morphologique amont de la reculée. Après le retrait glaciaire, des lacs se sont installés dans les déclivités topographiques et deux processus sédimentaires ont fonctionné conjointement : d'une part un apport longitudinal a déterminé un *cône alluvionnaire grossier* (résistivité 150Ωm) à l'amont et un remplissage plus fin vers l'aval ; d'autre part, des apports latéraux sous forme d'imbrications *d'éboulis de pente grossiers* sont inclus dans le remplissage lacustre. C'est sous ces éboulis que sont fossilisés les polis glaciaires évoqués dans le paragraphe précédent.

Il est difficile de discerner dans la morphologie globale de cette reculée quelle est la part d'héritage anté-glaciaire qui a participé à son creusement. *Nous pouvons cependant considérer que l'essentiel de son modelé apparent et masqué correspond tout à fait à un modelé glaciaire.*

De plus, les sédiments qui comblent la partie inférieure de cette auge *peuvent tous se rattacher à un seul cycle glaciaire incluant une avancée progressive sur des sédiments lacustres proglaciaires et un retrait en trois stades.* Aucun sédiment plus ancien de type interglaciaire (graviers, sables ...) n'existe sous ces sédiments glaciaires : *ceci suppose que la morphologie a été complètement rénovée par la progression glaciaire et que le modelé de cette reculée est essentiellement hérité du phénomène glaciaire.*

III. - OBSERVATIONS A L'ECHELLE DE LA CHAINE JURASSIENNE

A l'échelle de la région, certaines données géomorphologiques peuvent être attribuées au phénomène glaciaire. L'un des exemples parmi les plus probants nous est donné, sur la marge occidentale de la chaîne jurassienne, par la coïncidence entre la position des reculées et les extensions connues des deux dernières glaciations (Fig. 218).

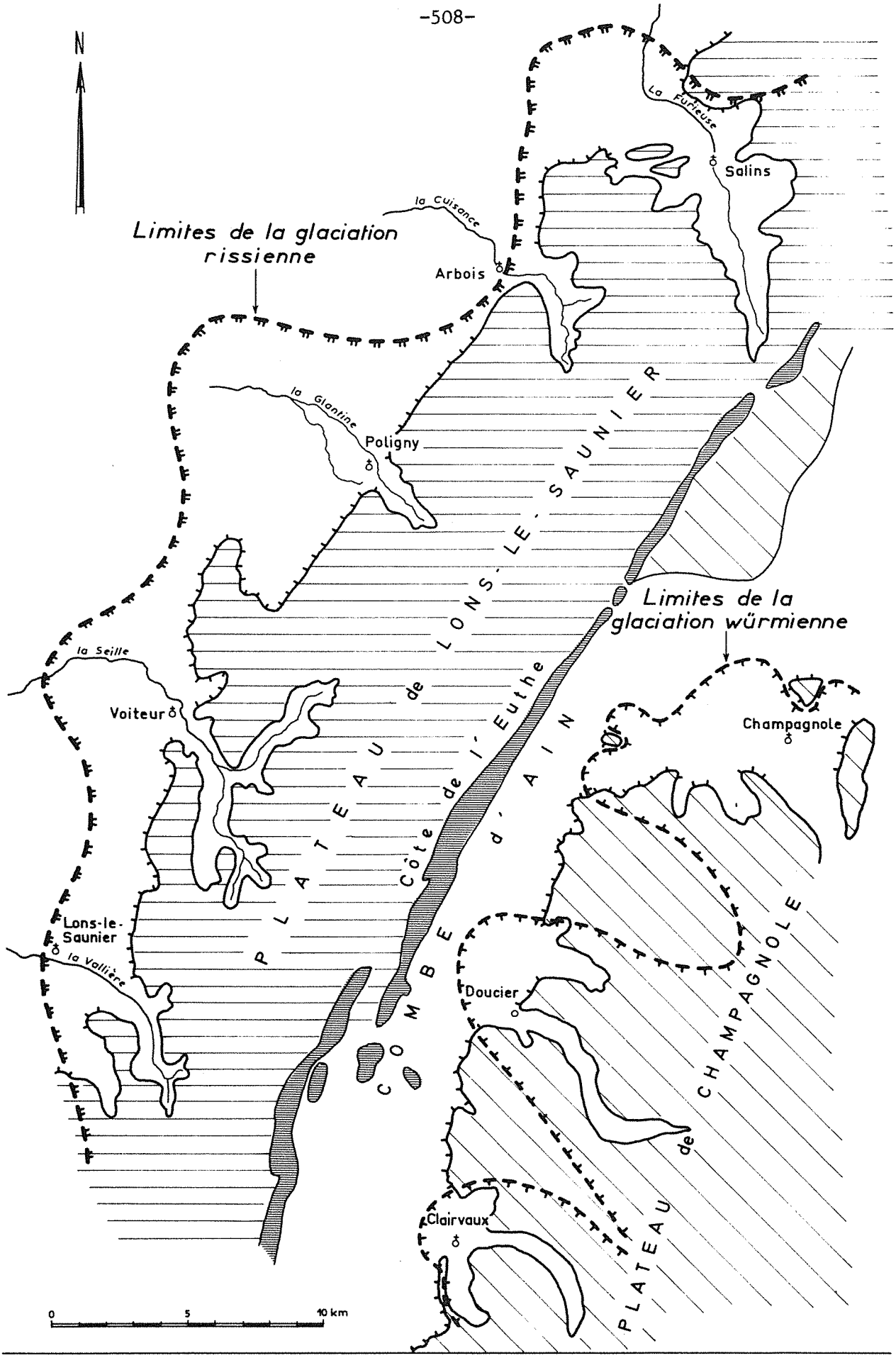


Fig. 218 Rapports entre le front des avancées glaciaires et les reculées

1) Reculées externes et reculées internes

Quand on parle des reculées jurassiennes, on fait le plus souvent allusion à celles qui entaillent le premier plateau du Jura (plateau de Lons-le-Saunier) et débouchent dans la zone du vignoble, c'est-à-dire, du Sud au Nord :

- reculée de Conliège - Lons-le-Saunier empruntée par la Vallière
- reculée de Baume-les-Messieurs - Voiteur empruntée par la Seille
- reculée de Poligny empruntée par la Glantine
- reculée des Planches - Arbois empruntée par la Cuisance
- reculée de Salins empruntée par la Furieuse

Cette dernière est le plus souvent exclue des reculées vraies pour des questions morphologiques et structurales, dans les détails desquelles nous n'entrerons pas. Nous appellerons cet ensemble *reculées externes*.

Il existe par contre un ensemble de reculées plus oriental qui entaille le deuxième plateau du Jura (plateau de Champagnole) et débouche dans la combe d'Ain qui draine les eaux vers le Sud, butant à l'Ouest contre la pincée de l'Euthe. Cet ensemble est composé du Sud au Nord des reculées suivantes :

- reculée de Clairvaux
- reculée de la Frasnée
- reculée de Chambly - Doucier
- reculée de Chalain
- reculée de Balerne
- reculée de Ney
- reculée de Cize - Champagnole

Nous appellerons cet ensemble *reculées internes*.

Ces deux ensembles sont composés de reculées typiques répondant à la définition qu'en donne P. FENELON dans " Le Vocabulaire karstique " publié par le C.N.R.S.

" Gorge assez courte, de quelques kilomètres au plus, et se terminant vers l'amont par un cirque ... Ces cirques sont découpés dans des strates calcaires à parois verticales et dans des couches marneuses faisant talus. Ils sont en rapport avec un accident tectonique, faille ou pli. Au pied des escarpements, jaillit une émergence ... ".

On peut d'autre part constater qu'entre ces deux séries de reculées géographiquement distinctes, existe une parenté lithologique et structurale : les reculées externes entaillent les calcaires du Jurassique moyen jusqu'aux marnes du Lias, tandis que les reculées internes entaillent la base de la série des calcaires du Jurassique supérieur jusqu'aux marnes et marno-calcaires de l'Oxfordien inférieur (Fig. 219).

Ces deux ensembles diffèrent cependant par plusieurs caractères :

- plus grandes dimensions horizontales et verticales des reculées externes, généralement plus ramifiées.
- caractères plus " évolués " des parois rocheuses des reculées externes (aspect très cryoclastique) s'opposant aux parois des reculées internes qui présentent souvent des formes d'usure de type glaciaire (polis - stries).
- plus grande importance des formations glaciaires et paraglaciaires dans l'ensemble interne (terrasses fluviatiles, dépôts varvés, tourbeux, reliquats morainiques peu ou pas remaniés).

2à Rapports entre reculées et extensions glaciaires

On peut constater (Fig. 218) que les marges de la calotte glaciaire " rissienne " (complexe des moraines externes) coïncident géographiquement avec les reculées externes et que les marges de la calotte glaciaire " würmienne " (complexe des moraines internes) coïncident avec les reculées internes. Nous pensons que cette coïncidence n'est pas liée au hasard et que l'action érosive des marges glaciaires a joué un rôle important dans le façonnement des reculées.

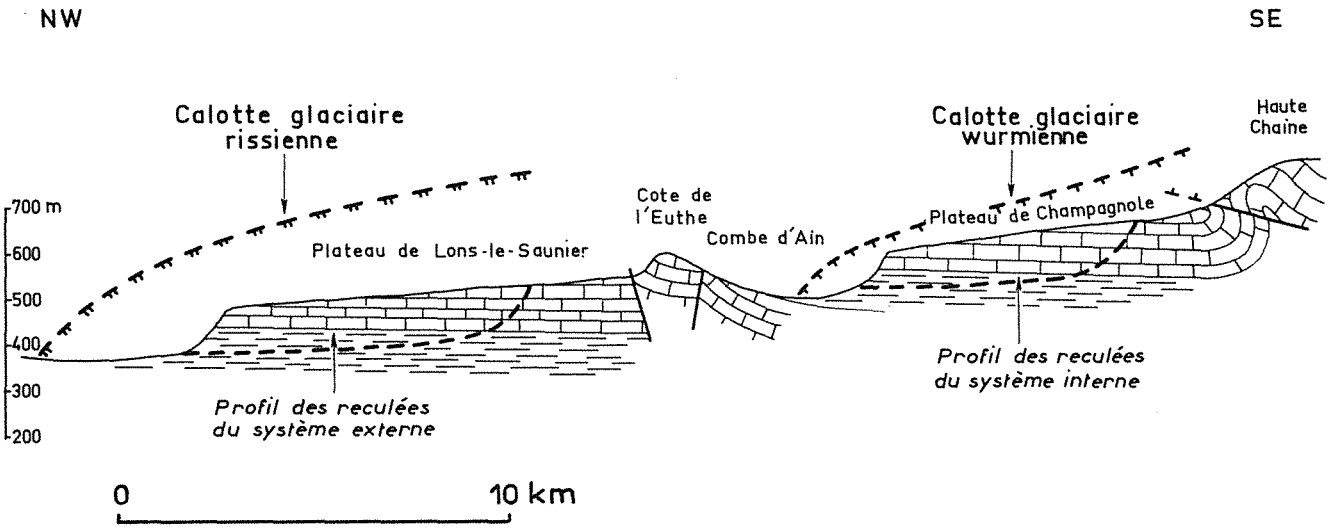


Fig. 219 Localisation des extensions glaciaires par rapport aux systèmes des reculées externes et internes

Le fait est probant, comme nous l'avons montré précédemment, en ce qui concerne les reculées internes : leur morphologie et les dépôts qui les comblent partiellement témoignent de l'importance du processus érosif puis sédimentaire uniquement lié à la dernière glaciation. Par contre, les reculées externes présentent une morphologie glaciaire plus atténuée : elles sont plus larges, plus ramifiées et leurs parois présentent une empreinte cryoclastique plus prononcée. Cette différence peut s'expliquer par le fait que la zone des reculées externes est libérée de toute glace depuis la fin du Riss. Elle a donc subi une érosion karstique et cryoclastique intense au cours de l'interglaciaire Riss - Würm et de la première partie du Würm, période pendant laquelle les conditions périglaciaires ont été particulièrement actives. C'est ce qui explique, à notre avis, l'atténuation des formes typiquement glaciaires des reculées externes, le modelé de surface étant dominé par les ultimes érosions de type interglaciaire et périglaciaire.

Ainsi, nous pensons que le phénomène glaciaire a été largement sous-estimé dans le processus de formation des reculées. Sans nier évidemment que les emplacements de celles-ci ont été influencés par des phénomènes structuraux (BONTE, 1943-1952), les deux zones qu'elles jalonnent correspondent précisément à la limite externe des deux dernières glaciations. Il est fort peu probable que cette juxtaposition soit le simple fait du hasard. Les reculées externes jalonnent la périphérie de la calotte glaciaire rissienne et le modelé observable aujourd'hui résulte d'une part des avancées et des reculs successifs de cette calotte pendant toute la période du " complexe rissien ", d'autre part de l'évolution de ce modelé pendant la période post-rissienne par les agents atmosphériques. De même, les reculées internes jalonnent la périphérie de la calotte glaciaire würmienne, exprimée sous forme de langues glaciaires périphériques empruntant ces reculées.

Ainsi, nous pensons que la morphologie de la région évoquée serait d'une part beaucoup plus liée au phénomène glaciaire et d'autre part beaucoup plus récente qu'on a voulu l'admettre jusqu'à présent.

CONCLUSIONS GENERALES

" Chaque fois que l'on reprend l'étude des glaciers jurassiens, on leur attribue davantage d'importance ". Cette phrase, placée par D. AUBERT en exergue de sa publication de 1965, pourrait figurer également dans les conclusions de ce travail. Il serait d'ailleurs possible d'étendre cette constatation à l' " ère " quaternaire : explicitement ou non, tous les géologues et les géomorphologues qui ont travaillé dans le domaine jurassien et franc-comtois ont considéré que cette période avait eu un rôle négligeable dans l'élaboration du relief actuel. Dans l'esprit de beaucoup, et surtout à la suite des travaux de G. CHABOT (1927), le domaine jurassien est " immunisé " de toute érosion importante depuis la fin du Tertiaire et la reconnaissance généralisée de surfaces d'érosion " anté et post-pontiennes " (travaux de A. CAIRE, M. DREYFUSS ...) avait définitivement immobilisé la chaîne jurassienne (sédimentologiquement, morphologiquement et structuralement) depuis cette période.

Les seules études quelque peu approfondies dans ce travail portant sur les remplissages karstiques et les formations glaciaires ne suffiront certainement pas à dresser un bilan exhaustif du rôle réel de la période quaternaire dans l'élaboration du paysage actuel, mais elles nous permettent d'amorcer une révision critique des idées antérieures qui ont négligé ou sous-estimé cette influence. Les formations quaternaires continentales peuvent être considérées comme des formations " en transit " : elles constituent toutes des stades transitoires entre les processus généraux de l'érosion et leur stabilisation dans les grandes zones sédimentaires essentiellement marines. Leur situation à l'interface atmosphère - géosphère conditionne leur fragilité d'existence à long terme. C'est ce qui explique l'extrême rareté et l'état relictuel des dépôts du Quaternaire ancien, la rareté et le profond démantèlement des dépôts du Quaternaire moyen s'opposant à l'abondance et à la fraîcheur des dépôts du Quaternaire récent. Comme dans tous les domaines de la géologie historique, mais de manière encore plus nette, les enseignements que l'on peut tirer des formations géologiques contemporaines de ces différentes périodes se tronquent et deviennent de plus en plus flous au fur et à mesure que l'on recule dans le temps. La Franche-Comté de plus, ne possède pas comme d'autres régions (J.J. TIERCELIN et H. FAURE, 1978) de grands bassins subsidents quaternaires susceptibles d'enregistrer " en continu " les évènements contemporains de cette subsidence. Au contraire,nous pensons que les phénomènes d'érosion ont été d'une manière générale très actifs et ils ont souvent pris le pas sur les processus d'accumulation.

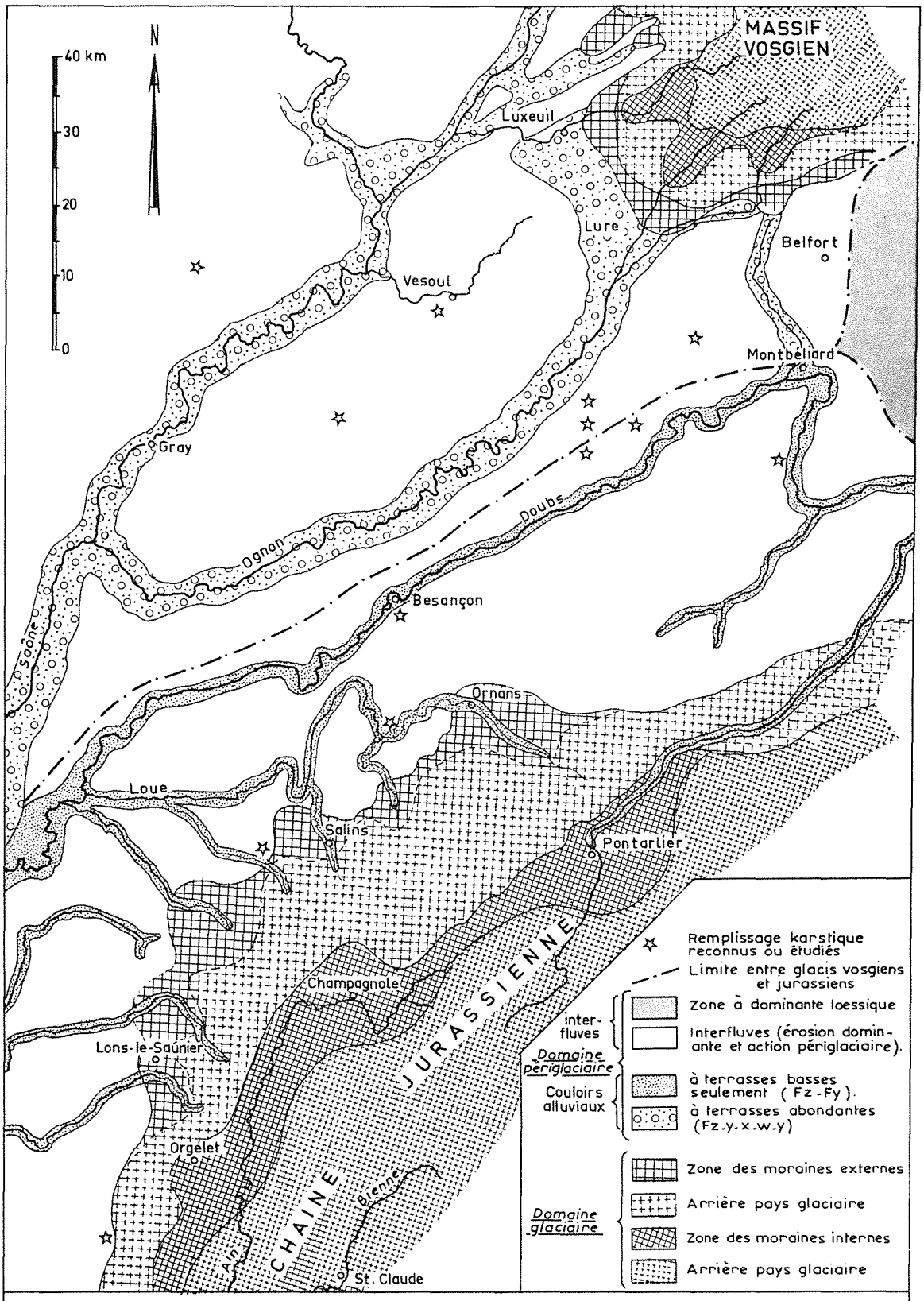


Fig. **220** Les principales provinces sédimentaires quaternaires de Franche-Comté.

I. - LES PRINCIPALES PROVINCES SEDIMENTAIRES DU QUATERNAIRE FRANC-COMTOIS

On peut distinguer plusieurs aires distinctes où ont prédominé au cours du Quaternaire des influences diverses (Fig. 220).

Cet essai de synthèse s'appuie largement sur nos travaux personnels exposés dans ce mémoire, mais aussi sur les publications antérieures de G. SERET (1967) et N. THEOBALD (1973) pour les dépôts glaciaires du massif vosgien. Il s'appuie, en outre, sur certains de nos travaux déjà publiés, réalisés en collaboration avec D. CONTINI pour le glacis vosgien (M. CAMPY et D. CONTINI, 1973 et 1980).

- Au Nord-Est et au Sud-Est, les deux massifs montagneux (massifs vosgien et jurassien) et leurs abords immédiats sont *dominés par les phénomènes glaciaires*.

- Entre ces deux pôles, la zone intermédiaire apparaît comme un vaste glacis parcouru par des *couloirs alluviaux*. En fait, il existe deux glacis distincts : l'un jurassien, essentiellement drainé par le Doubs et ses affluents de rive gauche, l'autre vosgien drainé par la Saône et l'Ognon.

- Entre ces couloirs alluviaux, les interfluves ont été essentiellement affectés par des *processus érosifs de type périglaciaire*.C'est dans ces interfluves que se trouvent les principaux *remplissages karstiques* reconnus et étudiés.

- Dans les marges NE de la Franche-Comté, les dépôts éoliens dominants annoncent le fossé rhénan.

Examinons succinctement les caractéristiques de chacune de ces zones.

1) Le domaine glaciaire

Il se subdivise en deux zones subconcentriques axées sur chacun des deux massifs montagneux :

- Le centre de chacun des deux massifs (Vosges et Jura) correspondant aux zones couvertes par la glace lors de la dernière période glaciaire est *exclusivement occupé par des dépôts glaciaires et paraglaciaires récents*. Aucun dépôt antérieur à la dernière période glaciaire n'a été mis en évidence dans cette aire géographique. Ceci suppose que le glacier a *totalement détruit ou remanié, dans la limite de son aire d'extension, les dépôts superficiels préexistants*. A l'intérieur de cette province sédimentaire récente et dominée par les dépôts glaciaires, on peut distinguer une frange externe de 10 à 20 km de large où dominent les accumulations glaciaires (complexe des moraines internes - moraines d'ablation et dépôts proglaciaires) et un arrière-pays où domine l'érosion glaciaire. Dans cette dernière zone, la couverture sédimentaire est beaucoup plus discontinue et surtout représentée par les faciès de moraines de fond et de retrait glaciaire.

- La périphérie de chacun des deux massifs, correspondant aux zones couvertes par la glace lors de l'avant-dernière période glaciaire, est également dominée par les dépôts de faciès glaciaires et paraglaciaires. Ceux-ci constituent une couverture beaucoup plus discontinue que dans la zone précédente et leur altération superficielle est beaucoup plus poussée. On peut également distinguer dans cette aire sédimentaire une frange périphérique où la couverture morainique est relativement abondante (complexe des moraines externes) et un arrière-pays où les placages sont beaucoup plus discontinus et surtout représentés par des moraines de fond (" glaciaire

de plateaux ") ou des dépôts de faciès de retrait glaciaire conservés surtout dans les dépressions des plateaux. Les rares indices chronologiques montrent que les dépôts superficiels de cette zone ne sont pas antérieurs à l'avant-dernière glaciation.

2) Le domaine périglaciaire

Il concerne toute la zone située entre les deux aires glaciaires précédemment définies et peut se subdiviser entre les couloirs alluviaux et les interfluves.

2.1. Les couloirs alluviaux

Ils sont très différents selon qu'ils appartiennent au glacis jurassien ou au glacis vosgien.

- Les couloirs alluviaux du glacis jurassien (le Doubs et ses affluents de rive gauche) sont en général très encaissés dans leur cours supérieur drainant le massif jurassien avant de s'évaser largement dans leur cours inférieur au niveau de la zone bressanne. Ils sont pauvres en formations alluviales et seules les basses terrasses sont présentes, dominant la plaine alluviale actuelle d'une dizaine de mètres au maximum.

- Les couloirs alluviaux du glacis vosgien (Saône, Ognon et leurs affluents) sont au contraire très larges, peu encaissés et riches en formations alluviales. Quatre ou même cinq niveaux de terrasses ont pu être reconnus, le niveau supérieur dominant le cours actuel d'une cinquantaine de mètres (M. CAMPY et D. CONTINI, 1973 et 1980).

Cette différence entre les couloirs alluviaux des glacis vosgien et jurassien traduit une dualité fondamentale de l'évolution de ces deux aires géographiques au cours du Quaternaire. Le glacis jurassien semble avoir été régulièrement rajeuni pendant cette période et une pression érosive permanente n'a pas permis la conservation des dépôts alluviaux anciens. Par contre, une plus grande stabilité générale paraît caractériser le glacis vosgien où les phénomènes d'érosion plus atténués ont préservé les dépôts alluviaux anciens.

2.2. Les interfluves

Excepté les bassins d'effondrement tertiaire, le substrat des interfluves est constitué de calcaires ou de calcaires marneux. Les dépôts superficiels y sont rares et peu épais. Ce sont essentiellement des formations pédologiques exceptionnellement polyphasées sur les plateaux et des éboulis cryoclastiques au pied des abrupts calcaires.

Par contre, une intense activité périglaciaire y est fossilisée sous forme d'un réseau abondant de vallées sèches à remplissage colluvial avec localement des marques de remaniement typiques de l'existence d'un sol gelé permanent (M. CAMPY et A. PHARISAT, 1976) : fentes en coin, figures d'injection et de cryoturbation. Un chevelu complexe de drains superficiels, actuellement secs, se raccorde aux couloirs alluviaux principaux et confirme l'existence d'un sol gelé pendant de longues périodes du Quaternaire, bloquant la perméabilité des calcaires et l'infiltration des eaux.

C'est dans ce contexte interfluvial, mais en dehors des périodes très froides, que se développent les phénomènes karstiques et que les réseaux fossiles se comblent: remplissage cryoclastique dans les évents karstiques (aven ou porche de grotte) et remplissage argileux dans les réseaux profonds. A ce sujet, on peut également noter une différence sensible entre les interfluves des glacis vosgien (plateau de Haute-

Saône) et jurassien (plateau du Jura) : les premiers présentent des remplissages sensiblement plus anciens (Vergranne, Romain) que les seconds. Ce fait apporte un élément supplémentaire pour appuyer la thèse de la plus grande stabilité générale et une pression érosive moins active dans l'aire du glacis vosgien par rapport au glacis jurassien.

Un fait mérite d'être souligné : hormis dans la bordure sud-orientale du fossé rhénan, aucun dépôt loessique franc n'existe en Franche-Comté. Quelques indices minéralogiques et géochimiques ont cependant permis de mettre en évidence des apports allochtones mélangés aux apports d'origine locale dans le remplissage de Gigny et dans les limons de plateau de la région de Gray (M. POCHON, 1977). L'absence de dépôts loessiques francs peut, à notre avis, s'expliquer par une raison climatique. La Franche-Comté, largement ouverte vers l'Ouest, a toujours été une région de fortes précipitations atmosphériques. Celles-ci ont probablement gêné le dépôt des particules éoliennes par les ravinements et les ablations superficielles qu'elles provoquent. Il est remarquable de constater que les régions françaises les plus riches en couverture loessique sont celles dont la pluviosité annuelle est actuellement la plus faible (Alsace et Bassin Parisien). Il est probable que ces régions étaient déjà peu arrosées au cours des périodes glaciaires.

II. - BILAN GENERAL SEDIMENTATION-EROSION EN FRANCHE-COMTE AU QUATERNAIRE

Après cette vision spatiale permettant de dégager des provinces sédimentaires telles qu'elles apparaissent actuellement, il nous semble utile de tenter de proposer un bilan général des interactions entre les phénomènes de sédimentation et d'érosion au cours du Quaternaire dans le domaine franc-comtois. Un certain nombre de faits nous serviront de base pour cette réflexion :

1) Prédominance des dépôts d'origine glaciaire et périglaciaire

Il est difficile d'évaluer quantitativement l'importance des dépôts glaciaires et paraglaciaires par rapport aux autres dépôts (fluviatiles, lacustres, karstiques, éoliens) mais on peut dire *qu'ils représentent en Franche-Comté la presque totalité des dépôts d'âge quaternaire* (moraines, dépôts glacio-lacustres et fluvioglaciaires).

Or, on sait par ailleurs qu'au cours du Quaternaire, les périodes franchement glaciaires, c'est-à-dire caractérisées par un réel développement des couvertures glaciaires, ont été relativement brèves (SHACKLETON et OPDYKE 1976, H. FAURE, 1980). Elles n'occuperaient qu'environ 10 % de l'ensemble des temps quaternaires. En ce qui concerne la Franche-Comté, ce fait est particulièrement net pour la période " würmienne " s.l. En effet, le complexe des moraines externes s'est mis en place en 10 millénaires au maximum (entre - 25.000 et - 15.000 ans).

Il existe donc une disproportion entre la brièveté de la période glaciaire s.s. et l'abondance de la sédimentation pendant cette même période par opposition à la longue durée des périodes " non glaciaires " (interglaciaires, interstadiaires ...) *et la rareté des dépôts contemporains.*

2) Prédominance (voire même exclusivité) des dépôts récents

L'examen général de l'importance des dépôts quaternaires par rapport à leur âge relatif nous amène à constater l'abondance des dépôts du Pléistocène supérieur (dominés par le complexe des moraines internes), la relative rareté des dépôts du Pléistocène moyen (dominés par le complexe des moraines externes) et l'absence quasi générale des dépôts du Pléistocène ancien. Paradoxalement, les dépôts du Villafranchien (complexe bressan) sont plus abondants que ceux du Pléistocène ancien. Il est vrai que la fosse subsidente de Bresse a permis leur conservation.

Or, même si les traces d'anciennes glaciations (pré-rissiennes) ne sont pas probantes en Franche-Comté, l'étude des sondages en fonds marins (SHACKLETON et OPDYKE, 1976) ainsi que l'étude des complexes de couverture éolienne d'Europe Centrale (G. KUKLA, 1977) et de France (St-Pierre-les-Elbeuf - J.P. LAUTRIDOU et al., 1974) attestent de la présence de nombreux refroidissements au cours du Quaternaire ancien et moyen.

Ceci nous oblige à attribuer une très grande importance aux phénomènes d'érosion par rapport aux phénomènes sédimentaires. Globalement, on peut dire que le front général de l'érosion a provoqué en Franche-Comté la destruction de toutes les formations superficielles antérieures au complexe rissien, c'est-à-dire de la dernière période du Pléistocène moyen. Les seules formations plus anciennes encore présentes actuellement doivent leur conservation, soit à des conditions exceptionnelles de fossilisation (dépôts karstiques d'aven avec bréchification), soit à la grande puissance de dépôts (hautes terrasses de l'Ognon et de la Saône). Mais dans ce cas,elles sont abondamment perturbées par les phénomènes de type périglaciaire.

3) Absence de complexes d'altération

C'est également à la grande activité des processus d'érosion que l'on doit attribuer l'absence totale de complexes d'altération. En Franche-Comté, les formations pédologiques sont récentes. Dans la chaîne jurassienne, elles sont exclusivement post-glaciaires (M. POCHON, 1978). En dehors des zones de recouvrement glaciaire, elles peuvent être plus évoluées, mais dans ce cas, elles sont rarement polyphasées et les quelques paléosols observés ne représentent que des horizons tronqués (travaux en cours de S. BRUCKER et M. GAIFFE) sous forme de " Terra fusca ".

4) Age des karsts d'après leur remplissage fossilifère

Il est difficile de préciser l'âge des phases de spéléogénèse et les seuls éléments chronologiques sont apportés par leur contenu fossilifère (Ph.RENAULT, 1976). En Franche-Comté, à la différence d'autres régions calcaires (Quercy), les faunes de Vertébrés présentes dans les remplissages karstiques ne sont pas antérieures à la fin du complexe mindélien (Vergranne - Romain). Ceci montre, à notre avis, l'intense activité des phénomènes de dissolution superficielle des calcaires encaissants dont l'ablation provoque leur destruction par leur tranche supérieure,entraînant de ce fait le démantèlement des remplissages qu'ils contiennent.

Ces phénomènes d' " érosion dorsale " ont largement été mis en évidence par nos collègues suisses dans la zone de la haute chaîne jurassienne (D. AUBERT 1969, D. AUBERT et M. POCHON, 1977) ; l'intensité de leur action a été évaluée à 5 cm par millénaire dans les conditions climatiques actuelles. Même s'il est difficile d'extrapoler ces valeurs à des périodes plus longues, il est possible d'évaluer cette érosion dorsale à 50 m pour le dernier million d'années, ce qui est nettement suffisant pour détruire les remplissages karstiques du Pléistocène ancien et *a fortiori* des périodes plus anciennes.

Ainsi d'une manière générale, on peut constater que l'érosion a été, au cours du Quaternaire, extrêmement active en Franche-Comté et que le bilan érosion-sédimentation est largement déficitaire pour toutes les périodes antérieures au Pléistocène moyen.

Au niveau du strict point de vue du bilan érosion-sédimentation, on peut considérer que l'époque quaternaire est constituée en Franche-Comté par l'alternance de courtes périodes glaciaires s.s. (représentant environ 10 % du temps global), très pourvoyeuses en dépôts (essentiellement glaciaires et paraglaciaires) et de périodes plus longues où prédominent les processus d'érosion.

III. - IMPORTANCE ET ROLE DES PHENOMENES STRUCTURAUX

Les phénomènes structuraux ont joué un rôle moteur dans les processus d'érosion et de sédimentation au cours du Quaternaire. D'une manière générale, le constat fait précédemment de la prééminence de l'érosion sur la sédimentation en Franche-Comté au cours de cette période, montre à notre avis qu'un *mouvement général de surélévation s'y est manifesté de manière continue.*

Nous avons exposé dans une note récente (M.CAMPY et D. CONTINI, 1980) les grandes lignes de la néotectonique franc-comtoise depuis la phase orogénique majeure ponto-pliocène. Nous ne reprendrons ici que l'essentiel de l'analyse et les principaux résultats dégagés.

Les principales bases analytiques sont les suivantes :

- Les réseaux hydrographiques principaux issus des massifs vosgiens et jurassiens convergent tous vers l'axe de Bresse de manière directe (Saône, Ognon et rivières du versant occidental de la chaîne jurassienne) ou indirecte après avoir contourné par le Nord le massif jurassien (Doubs et ses affluents de rive gauche). On peut localement souligner la présence de points de convergence privilégiés dans l'axe bressan (confluents Saône-Doubs et Doubs-Loue).

- La présence d'alluvions anciennes dans les couloirs alluviaux du glacis vosgien montre une relative stabilité de ces axes de drainage au cours du Quaternaire, affectés seulement d'un lent mouvement de surélévation continue du substratum et d'une dérive régulière de ces couloirs vers le Nord-Ouest. Ce déplacement est particulièrement net pour l'Ognon dont le cours s'est déplacé d'une dizaine de kilomètres depuis le dépôt des terrasses les plus anciennes.

- L'absence d'alluvions anciennes dans tous les couloirs alluviaux du glacis jurassien caractérisés également par un profil transversal très encaissé dans les calcaires du substratum (haute et moyenne vallée du Doubs et de tous ses affluents de rive gauche).

- La comparaison des nivellements (J. FOURNIGUET, 1978-80) a mis en évidence des phénomènes récents de déformation verticale. D'une manière générale, le Jura est en élévation tandis que la Bresse du Nord est en affaissement.

On peut donc, à partir de ces données analytiques générales, résumer l'histoire néotectonique de la Franche-Comté :

- Les axes principaux de drainage existent au moins depuis le Pliocène. Ils ont été déterminés par une phase de subsidence en Bresse (phase des marnes de Bresse) contemporaine d'une phase de relèvement des massifs vosgiens et jurassiens.

- Au cours du Quaternaire, l'ensemble de la région a subi une élévation globale, mais d'amplitude très différente selon les régions considérées :

. La zone bressanne s'est très peu soulevée, mais suffisamment pour permettre un étagement des différentes terrasses de la basse Saône (région de Pontailler-Gray).

. Le glacis vosgien s'est soulevé régulièrement, permettant un étagement des terrasses de façon régulière depuis les terrasses anciennes jusqu'à la plaine alluviale actuelle. Ce soulèvement est d'autant plus sensible que l'on se rapproche de la zone des Avant-Monts (interfluve Ognon-Doubs) et il apparaît à ce niveau comme un basculement général du substrat vers le Nord-Est.

. C'est la zone jurassienne qui semble s'être soulevée le plus au cours du Quaternaire. Ce soulèvement important a favorisé l'érosion en encaissant les réseaux hydrographiques et détruisant les alluvions anciennes. La limite avec la zone précédente se situe dans l'interfluve Ognon-Doubs, c'est-à-dire la zone des Avant-Monts. Il est difficile de quantifier l'importance de ce relèvement, mais les valeurs avancées par J. FOURNIGUET (de l'ordre de 1mm par an) permettent de situer cet ordre de grandeur.

IV. - LES APPORTS DU QUATERNAIRE FRANC-COMTOIS DANS LE DOMAINE DE LA CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE

L'absence de séquences stratigraphiques complètes et ininterrompues pendant de longues périodes ne permet pas l'établissement d'une échelle chronologique cohérente et d'un diagramme paléoclimatique correspondant. Tous les complexes sédimentaires présents sont lacunaires et discontinus et de ce fait, ils ne peuvent livrer que des renseignements chronologiques et paléoclimatiques partiels ou ponctuels. De plus, une grande partie du Quaternaire,et en particulier la période ancienne, n'est pas ou presque pas matérialisée par des dépôts. Cet immense " vide sédimentaire " du Quaternaire ancien et moyen, s'il témoigne de la rapidité de destruction des formations superficielles quaternaires, empêche toute connaissance approfondie de cette période.

Les premières dégradations climatiques en Franche-Comté ont été mises en évidence dans les dépôts " plio-villafranchiens " de Bresse (M. CAMPY, C. GUERIN, H. MEON et G. TRUC, 1973). Au cours de cette période (zone biostratigraphique n° 16 de C. GUERIN, 1980), une importante phase du subsidence a permis, en Bresse, le piégeage des apports alpins par le cours du Doubs (J. BONVALLOT, 1974) et les études faunistiques (mammifères et gastéropodes) et sporopolliniques de ces formations ont permis d'une part un bon calage chronostratigraphique de ces formations et d'autre part la mise en évidence d'une dégradation climatique par rapport au Pliocène.

Le Pléistocène inférieur est mal connu en Franche-Comté. Les dépôts contemporains sont totalement absents des massifs vosgiens et jurassiens et sont seulement présents dans les couloirs alluviaux du glacis vosgien (haute terrasse) et sur les marges bressannes (complexe de couverture bressan - P. SENAC, 1981). L'absence de restes paléontologiques dans ces formations ne permet pas de repérage chronostratigraphique précis, ni de caractérisation paléoclimatique nette. Pour l'instant, aucun remplissage karstique fossilifère de cette période n'a été trouvé, ce qui nous incline à penser que ces dépôts ont été détruits par érosion progressive des calcaires encaissants.

Le Pléistocène moyen est représenté en Franche-Comté par deux types de dépôts : des remplissages karstiques (avens comblés et niveaux inférieurs des séquences de porches) et le complexe des " moraines externes " auquel sont associées les nappes fluvio-glaciaires, des formations de tufs et de remplissages lacustres.(Fig. 221)

Le remplissage de l'aven de Vergranne constitue sans doute la formation la plus ancienne de cette période. L'abondance des faunes présentes permet une reconstitution paléoécologique assez précise d'une période relativement courte de la fin du complexe mindélien. L'environnement contemporain peut être considéré comme semi-forestier avec alternance de zones boisées et de zones découvertes. Les espèces forestières (cervidés - bovidés) voisinent avec les espèces de prairies (rhinocérotidés - équidés). La faune de rongeurs est constituée d'un mélange d'espèces franchement forestières et d'espèces à caractères plus steppiques. Dans certaines zones mieux exposées, des biotopes plus chauds et secs pouvaient se développer et permettre l'existence d'espèces aux affinités méditerranéennes. Ce type d'environnement peut être considéré comme interstadiaire et il peut être défini par le gisement de Vergranne (éboulis inférieur).

→ Interstade de Vergranne

Le complexe des moraines externes traduit une large extension des glaciers au cours du Pléistocène moyen. Trois périodes glaciaires ont été mises en évidence dans ce complexe. Aucun élément chronologique ne nous permet, pour l'instant, de préciser si ces trois périodes font partie d'un même épisode glaciaire s.l. ou si elles appartiennent à des glaciations différentes séparées par des périodes interglaciaires. Il semble en tout cas qu'aucune phase érosive ou d'altération importante ne sépare ces divers alluvionnements glaciaires et fluvio-glaciaires et au strict plan de la géométrie de ces formations, ce complexe sédimentaire appartient, à notre avis, à la même glaciation. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pensons pouvoir les rapporter à différents stades glaciaires du complexe rissien. Trois stades peuvent être définis :

. Le stade de St-Germain-les-Arlay

Il représente le stade maximum d'extension glaciaire sur le rebord occidental du massif jurassien. Les dépôts contemporains sont des moraines, présentes à l'extérieur du débouché des reculées externes (St-Germain-les-Arlay, Brainans, Arbois, Nans/s/Ste-Anne dans la vallée du Lison et Ornans) et quelques lambeaux de cônes fluvio-glaciaires (Myon). L'expression avale de cet alluvionnement proglaciaire pourrait être le complexe de St-Cosme, représenté en Bresse du Nord par un dépôt grossier surmonté d'une série varvée (P. SENAC, 1981).

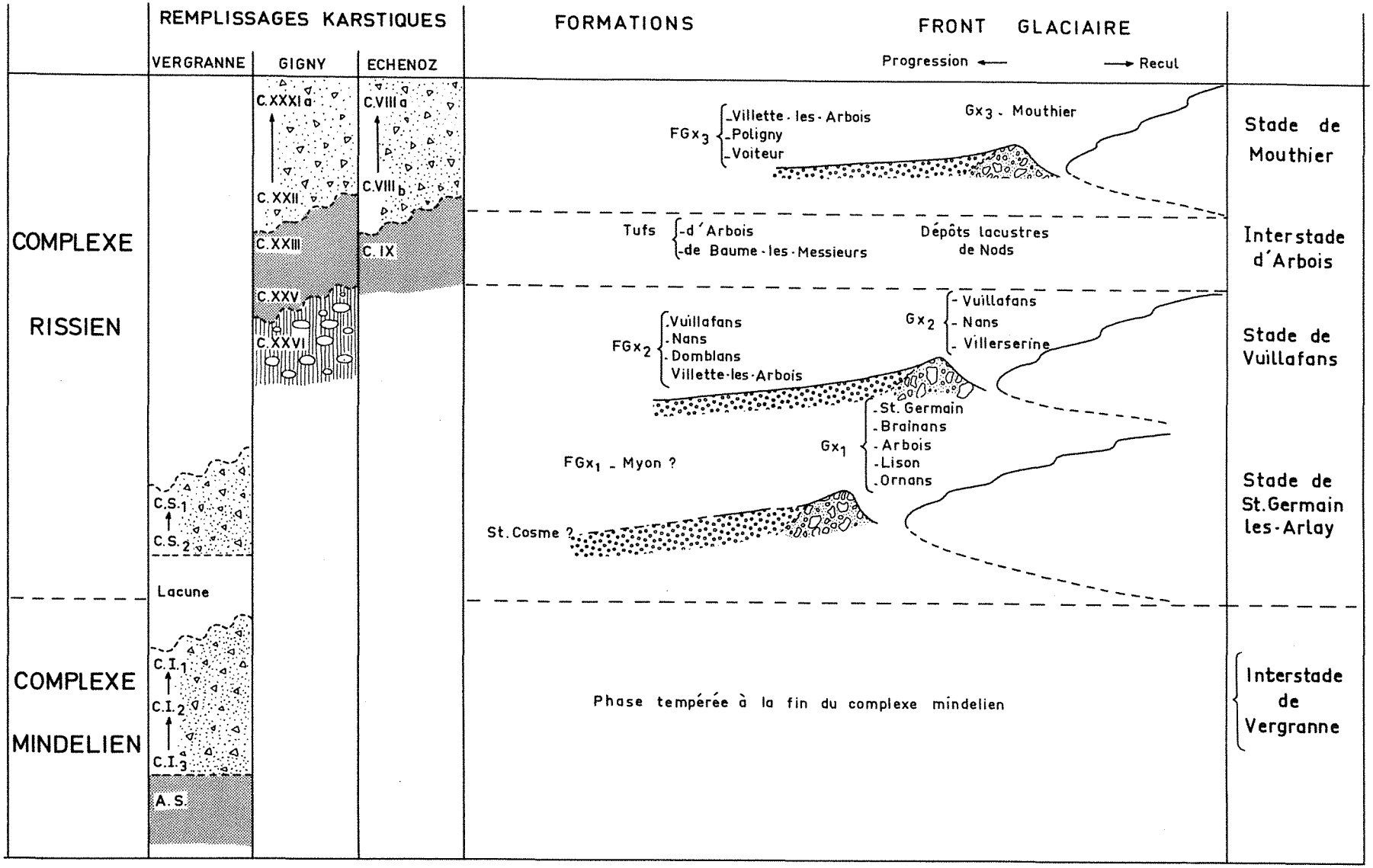


Fig. 221 Le pleistocéne moyen en Franche Comté : Essai chrono-logique et Paléoclimatique

. Le stade de Vuillafans

Il est encore bien représenté par des dépôts morainiques en retrait par rapport aux précédents (Vuillafans, à l'Est de Nans/s/Ste-Anne, Villerserine à l'-Ouest de Poligny),par des cônes fluvio-glaciaires (Domblans, Vuillafans, Arbois) ou des remplissages lacustres (Nans/s/Ste-Anne).

Des dépôts tufacés (tufs d'Arbois et de Baume-les-Messieurs) et des formations lacustres (Nods) reposent sur ces formations. Ils peuvent être interprétés comme contemporains d'une phase de réchauffement immédiatement postérieure à cette avancée glaciaire : *interstade d'Arbois*.

Les dépôts argileux présents dans les remplissages profonds de Gigny (couches XXIII à XXV) et d'Echenoz (couche IX) peuvent être rattachés à cette phase de réchauffement.

. Le stade de Mouthier

Il est présent par des dépôts morainiques dans la haute vallée de la Loue (Mouthier) et par des cônes fluvio-glaciaires au débouché immédiat des reculées du Jura externe (Villette-les-Arbois, Poligny, Voiteur). Les dépôts cryoclastiques présents dans les remplissages de Gigny (couches XXIa et XXII) et d'Echenoz (couche VIIIa) peuvent être considérés logiquement comme contemporains de ce stade.

Le Pléistocène supérieur

C'est la période du Quaternaire la mieux représentée du point de vue sédimentologique en Franche-Comté. C'est pour cette période que notre étude apporte le plus sur le plan de la chronologie climatique. Cependant, le type de sédiment étudié (remplissages karstiques et complexes glaciaires) est par définition lacunaire et partiel. Aussi, nous nous appuierons sur la séquence lacustre de la Grande Pile, considérée comme continue et qui peut constituer la référence chronologique standard pour le Pléistocène supérieur de Franche-Comté (G. WOILLARD, 1975 - 1977 - 1980) (Fig. 222).

Avant d'aborder les différentes étapes chronologiques et paléoclimatiques de cette période, plusieurs constatations d'ordre général peuvent être faites :

- Les phases de progression glaciaire correspondent au niveau des remplissages karstiques à de grandes lacunes d'érosion mises en évidence sédimentologiquement et paléontologiquement.

- L'essentiel du temps " glaciaire " s.l. ne correspond pas à une progression notoire du glacier, mais plutôt à une phase froide très génératrice de dépôts au niveau des porches de grottes. La seule progression glaciaire nette correspond à une phase tout à fait finale de la période würmienne (Würm 3 ou Pléniglaciaire supérieur) et n'a duré que quelques milliers d'années aux environs de - 20.000 B.P.

- Les périodes interglaciaires ne sont pas génératrices de dépôts et, de ce fait,constituent des " vides sédimentologiques " non concrétisés (excepté dans les remplissages lacustres). Seules, les profondes altérations des dépôts des moraines externes ou les phases de calcitation en environnement karstique témoignent de leur existence.

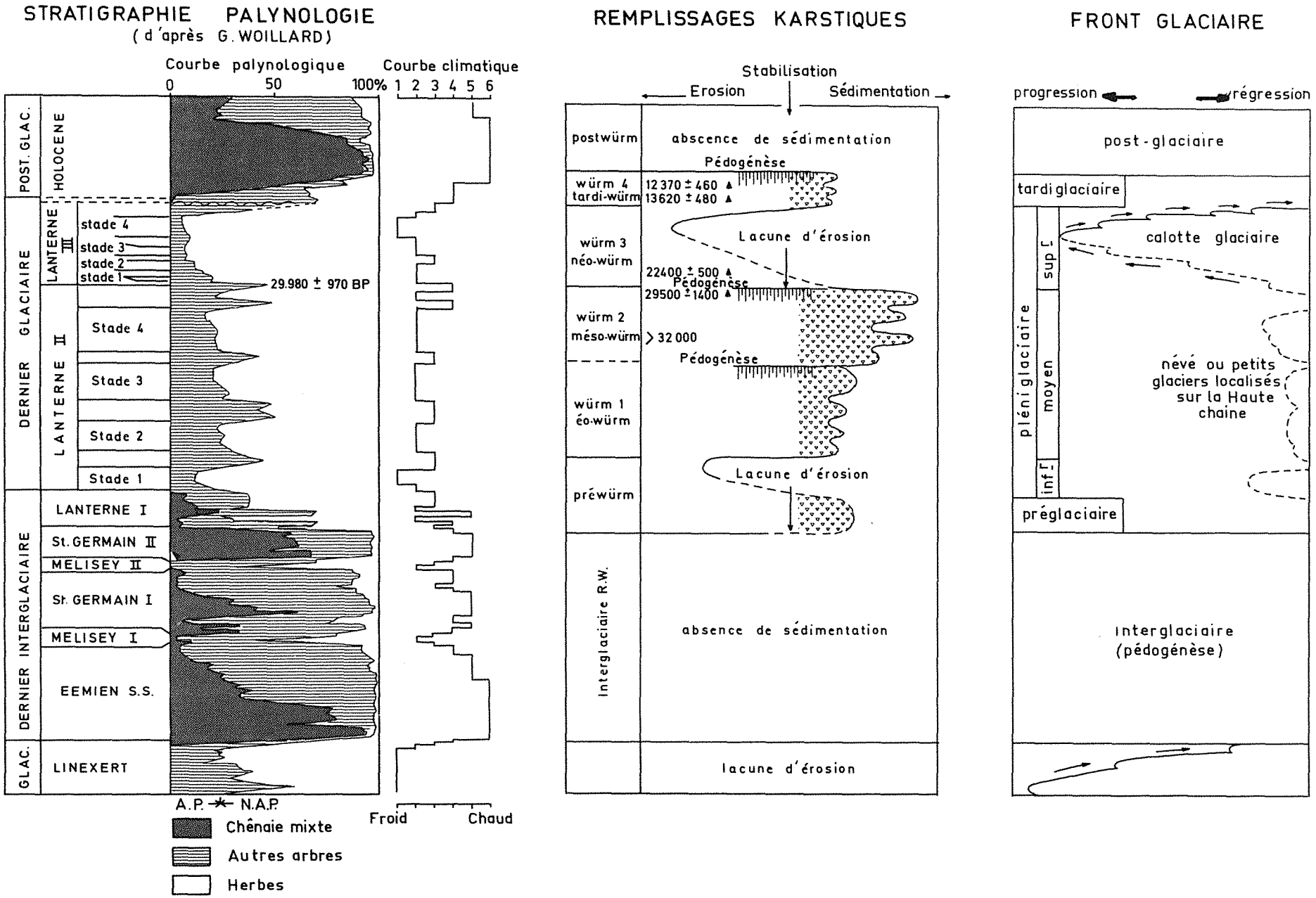


Fig. 222 Le pleistocène supérieur en Franche-Comté : corrélations chronologiques et paléoclimatiques

Le dernier interglaciaire n'est matériellement connu que dans les couches profondes du remplissage lacustre de la Grande Pile (G. WOILLARD, 1975 - 1980). Rappelons que deux épisodes froids (Mélisey I et II) interrompent nettement l'établissement de la chênaie mixte. Aucun indice de ces variations climatiques n'a été reconnu au niveau des remplissages karstiques franc-comtois. La fin de cet interglaciaire (Lanterne I) est marquée à la Grande Pile par une période tempérée-froide que l'on ne retrouve pas non plus dans les remplissages. Par contre, de nombreux indices sédimentologiques et paléontologiques (Gigny - Echenoz) ont mis en évidence une vaste lacune sédimentaire à la base des remplissages würmiens. Nos observations ont montré qu'il y avait eu sédimentation, mais qu'une phase érosive majeure avait tronqué ces dépôts. Cette phase d'érosion correspond, à notre avis, à une période de fort refroidissement qu'il est logique d'attribuer au stade I de la phase Lanterne II définie par G. WOILLARD, caractérisée à la Grande Pile par une nette domination des espèces herbacées sur les espèces arbustives. Ces deux étapes (sédimentation - érosion) constituent un cycle climato-sédimentaire que nous aurions tendance à considérer comme partie intégrante du Würm et que nous appellerons *Pré-Würm*. C'est à notre avis au cours de cette période qu'ont été reconnus dans le Nord de l'Europe, les interstades d'Amersfort, Brörup et Oderrade. C'est la période du " Frühglacial " des auteurs germaniques et du " Early Glacial " des auteurs anglo-saxons.

La période glaciaire au sens large est présente dans les remplissages karstiques par deux séquences sédimentaires bien individualisées, surmontées chacune d'une forte altération pédologique. Au-dessus de ces deux séquences, les indices d'une grande lacune d'érosion ont été mis en évidence dans tous les remplissages karstiques étudiés. Nous proposons donc de subdiviser la période glaciaire proprement dite en trois grands stades :

- Le stade I : les études sédimentologiques et paléontologiques ont permis de définir un environnement *franchement steppique* au cours de cette période, entrecoupé de courtes périodes de réchauffements modérés au cours desquelles la sédimentation se ralentit ou s'arrête dans les porches de grotte. Cette période correspondrait au Würm I classique des auteurs du Sud-Est et du Sud-Ouest de la France. Une altération postérieure importante marque la fin de cette séquence sédimentaire (interstade ?).

* Les dépôts contemporains de cette période sont présents dans le remplissage de la Baume de Gigny (couches XVI à XX).

→ Stade de Gigny I

- Le stade II : il est beaucoup plus froid que le précédent et la cryoclastie se manifeste de manière beaucoup plus vigoureuse dans les porches de grotte. Il s'agit d'une période réellement arctique, pendant laquelle le cortège faunistique est dominé par les espèces réputées froides. Le processus d'altération des sédiments est très réduit malgré quelques intermèdes moins froids. Cette période correspondrait au Würm II classique des auteurs du Sud-Est et du Sud-Ouest de la France.

* Les dépôts contemporains de cette période sont présents dans le remplissage de la Baume de Gigny (couches IX à XV).

→ Stade de Gigny II

Le sommet de cette séquence est également marqué par une altération importante (interstade ?) et les datations au C 14 de la phase sédimentaire finale donnent une date de 29.500 BP ± 1400, ce qui correspond globalement à la date de 29.980 BP ± 970 proposée par G. WOILLARD pour la fin du cycle Lanterne II.

Au cours de ces deux stades, aucun développement notoire d'une calotte glaciaire n'aurait eut lieu dans la chaîne jurassienne. On peut cependant supposer qu'un certain nombre de petits glaciers ou névés persistants peu générateurs de moraines, ont pu localement se constituer.

- Le stade III : *c'est la période glaciaire s.s. en Franche-Comté.*

C'est seulement au cours de cette période qu'une calotte glaciaire a effectivement recouvert la chaîne jurassienne et que s'est édifié le complexe des moraines internes. La progression glaciaire s'est faite en plusieurs étapes, comme l'ont montré les études morphométriques des galets des cônes deltaïques pro-glaciaires et la stabilisation du maximum glaciaire n'a pas duré plus d'un millénaire. Ensuite, la calotte s'est retirée progressivement en marquant cinq stades principaux de stabilisation au cours de ce retrait. Bien que les éléments géochronologiques précis manquent,nous proposons de situer cette phase glaciaire aux environs de - 20.000 ans ± 4 à 5.000 ans.

* Les dépôts contemporains de cette période sont bien représentés sous forme de moraines frontales dans la combe d'Ain.

→ Stade des moraines de la combe d'Ain

Une sédimentation cryoclastique s'est développée au cours de la phase première de ce stade (base de la couche VI de Gigny : 22.400 ± 500) mais les rares dépôts contemporains sont profondément remaniés et démantelés : une intense activité de solifluxion a perturbé les remplissages de porche au moment du maximum glaciaire, déterminant une lacune d'érosion majeure.

Ce stade correspondrait au Würm III des auteurs du Sud de la France (Néowürm) et marquerait la fin du cycle glaciaire s.s. (Pléniglaciaire supérieur).

La période tardiglaciaire est bien représentée par la reprise d'une sédimentation concordante dans les remplissages de porche et d'abri et dans les remplissages lacustres comblant progressivement les dépressions du substrat découvertes lors du retrait glaciaire (S. WEGMULLER, 1966). Une étude détaillée de cette période est en cours sur la base des études palynologiques (H. RICHARD) à partir des remplissages lacustres et des tourbières de la chaîne jurassienne. Rien de discordant par rapport à la chronologie climatique classique de cette période n'apparaît pour l'instant. C'est au cours de la période de l'Alleröd (11.060 ± 470 BP) que les débits des rivières et en particulier du Doubs sont passés d'un régime périglaciaire à un régime interglaciaire, ce qui montre qu'un environnement froid a persisté tardivement en Franche-Comté. C'est à ce moment également que le Renne disparaît définitivement du cortège faunistique.

Au cours de cette période, d'importants remblayages se sont édifiés dans les dépressions lacustres et l'étude du remplissage du lac de Chaillexon, près de Morteau, en est un exemple typique (M. CAMPY, 1980).

La période holocène

Un important programme financé par la D.G.R.S.T. est en cours pour une meilleure connaissance chronologique et paléoclimatique de cette période, par une approche pluridisciplinaire (sédimentologie, archéologie, palynologie, anthracologie, dendrochronologie, paléotempératures, paléontologie ...). A cours terme, des résultats significatifs permettront de dresser un bilan de l'évolution de l'environnement de cette période du Quaternaire récent que nous n'avons abordée que succinctement au cours de notre recherche. La Franche-Comté, par ses nombreux lacs actuels et fossiles et ses nombreuses tourbières, se prête particulièrement bien pour une telle approche.

V. - IMPLICATIONS SUR LES PROBLEMES RELATIFS A LA PREHISTOIRE

Les civilisations préhistoriques les plus répandues et les mieux connues en Franche-Comté sont sans contexte les civilisations de l'époque post-glaciaire. Les innombrables sites néolithiques repérés et les quelques dizaines de sites fouillés et étudiés témoignent d'une occupation permanente et abondante,favorisée par la clémence du climat permettant le développement d'une végétation propice à l'élevage. De même, les sites mésolithiques se comptent actuellement par plusieurs dizaines, principalement dans les remplissages d'abris sous roches voisins des cours d'eau.

Par contre, les sites du Paléolithique supérieur sont très rares en Franche-Comté. Les civilisations aurignaco-solutréennes sont quasiment inexistantes. Seules pourraient se rattacher à ce style les trouvailles de Rochefort-sur-Nenon et de Cuiseaux. De même, les sites d'affinités solutréennes sont absents. Seule, la civilisation du Magdalénien est présente en Franche-Comté par des sites de chronologie très finale au cours de la période tardi-glaciaire, souvent contemporains de la phase de réchauffement relatif de l'Alleröd. Ainsi, toute une période climatique la plus froide, c'est-à-dire celle qui a permis la progression la plus avancée du front glaciaire, n'a pas été occupée en Franche-Comté par les Hommes préhistoriques.

Les sites du Paléolithique moyen (civilisation moustérienne) sont relativement abondants en Franche-Comté. Ils se situent essentiellement au niveau de porches de grotte et en gisements de surface sur les anciennes terrasses de l'Ognon et de la Saône. Une vingtaine de sites ont été repertoriés et quelques-uns sont étudiés. Leur conservation a été favorisée par un abondant phénomène de cryoclastie fossilisant les niveaux fossilifères, mais perturbant les structures d'habitat. L'environnement tempéré froid de type steppique de l'Eowürm (Würm I ou début du Pléniglaciaire moyen) a favorisé la colonisation humaine de la Franche-Comté. La période climatique suivante plus froide du Mésowürm (Würm II ou fin du Pléniglaciaire moyen) semble avoir été moins propice à la poussée démographique des Hommes de Néandertal.

Les sites du Paléolithique inférieur sont encore rares en Franche-Comté. Seuls, quelques sites de surface, quelques pièces isolées, et de rares niveaux très perturbés dans des remplissages karstiques, attestent de la présence humaine dans les périodes préwürmiennes en Franche-Comté. Cependant, à notre avis, le site de Vergranne a montré que les plateaux calcaires de Franche-Comté et en particulier ceux de l'avant pays jurassien (collines préjurassiennes, plateaux de Vesoul et plateaux de Haute-Saône) pouvaient receler sous forme de remplissages karstiques, des séquences stratigraphiques importantes susceptibles de fossiliser des niveaux d'habitat de la préhistoire la plus ancienne. Ce sont en particulier les avens qui apparaissent comme les plus prometteurs à ce sujet. Pour une première raison, d'ordre naturel, les

remplissages d'aven ont été beaucoup moins perturbés que les remplissages de porche par l'érosion et le recul des falaises. Pour une deuxième raison, anthropique celle-là, les remplissages d'avens, dissimulés à l'enthousiasme dévastateur des fouilles clandestines n'ont pas subi les déprédations catastrophiques constatées au niveau des remplissages de porche. La découverte d'un remplissage d'aven nécessite préalablement l'ouverture d'une carrière ou l'élargissement d'un fossé de route. Il est possible actuellement de les détecter par des méthodes de géophysique sismique ou électrique. C'est l'une des tâches que nous envisageons pour l'avenir.

BIBLIOGRAPHIE

AGASSIZ L. (1843) - Sur les anciens glaciers du Jura.*Actes Soc. Helv. Sci. nat.*, 28ème session, p. 284-285.

ASHLEY G.M. (1979) - Sedimentology of a tidal lake, Pitt Lake, British Columbia, Canada, *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

AUBERT D. (1936) - Les prétendus blocs erratiques de Mondisé (Jura vaudois). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 59/240, p. 101-102.

AUBERT D. (1938) - Les glaciers quaternaires d'un bassin fermé : la vallée de Joux (canton de Vaud). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 60/246, p. 117-130.

AUBERT D. (1965) - Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclog. Geolog. Helv.*, 58/1, p. 555-578.

AUBERT D. (1966) - Structure, activité et évolution d'une doline. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, 89, p. 113-120.

AUBERT D. (1967) - Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 69/8, p. 365-376.

AUBERT D. (1969) - Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclog. Geolog. Helv.*, 62/1, p. 325-399.

AUBERT D. (1975) - L'évolution du relief jurassien. *Eclog. Geolog. Helv.*, 68/1, p. 1-64.

AUBERT J. (1972) - Contribution à l'étude géologique et hydrologique de la région d'Orgelet (Jura). *Thèse Univ. Besançon*, 161 p., 19 pl.

BEAUMONT P. (1971) - Break of slope in particle-size curves of glacial tills. *Sedimentology*, 16, p. 125-128.

BEDEN M. et CAMPY M. (1975) - Nouvelles découvertes de mastodontes dans les cailloutis siliceux de Desnes. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 23, p. 77-85.

BELLIERES J. (1958) - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, 81, p. 1-198.

BENOIT E. (1853) - Essais sur les anciens glaciers du Jura. *Actes Soc. Helv. Sci. nat.*, 38ème session, p. 231-247.

BENOIT E. (1876) - Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (3), 5, p. 61-73.

BENOIT E. et LARTET E. (1867) - Les poteries et les ossements de la grotte de Baume. *C.R. Congr. Int. Anthr. et Archéol. Préh.*, session de Paris, p. 269-273.

BERTHOMMIER C., MAILLOT J., MARTIN J. (1971) - Projet du lac de Nans/s/Ste-Anne. Etude des sondages réalisés par la Société Béarnaise. *Rapport inédit*, 8 p.

BERTRAND J. (1970) - Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Hte-Savoie, France). *Archives des Sciences*, Genève, 23, p. 249-272.

BESKOW G. (1935) - Praktiska och Kvartärgeologiska resultat av grusinventerungen i Novbottens län. *Geol. Fören. Stockh.*, Förh. 57.

BIOT J.P., CAMPY M., MARTIN J.E. et MORRE-BIOT N. (1981) - Les formations glacio-lacustres de la Combe d'Ain (Jura). Nature des dépôts et observations sur leur comportement dans le site du glissement de Marigny. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), t. XXIII, n° 2, p. 129-135.

BIROT P. (1954) - Problèmes de morphologie karstique. *Ann. de Géographie*, 58, p. 161-192.

BLATT, MIDDLETON et MURRAY (1980) - Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall, New-Jersey, 782 p.

BLAVOUX B. (1965) - Les sources minérales d'Evian. *Thèse*, Paris.

BLAVOUX B. et BRUN A. (1966) - Nouvelles données sur les terrains quaternaires de la région lémanique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, p. 2569-2571.

BONIFAY E. (1955) - Méthode d'étude du remplissage des grottes. *Bull. Soc. Préhist. de France*, t. LII, fasc. 3-4, p. 144-145.

BONIFAY E. (1956) - Les sédiments détritiques grossiers dans les remplissages des grottes. Méthode d'étude morphologique et statistique. *L'Anthropologie*, n° 5-6, p. 447-461.

BONIFAY E. (1962) - Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. *Thèse. Publications de l'Inst. de Préhistoire de l'Univ. de Bordeaux.*

BONTE A. (1943) - Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 98-100.

BONTE A. (1952) - Contribution à la tectonique du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier (Jura). *Bull. Soc. géol. France*, II, p. 337-365.

BONTE A., GOGUEL J. et al. (1955) - Le Bassin Houiller de Lons-le-Saunier. *Publ. du B.R.G.G.*, n° 10, 48 p.

BONVALLOT J. (1974) - Les cailloutis de la Forêt de Chaux. Leurs rapports avec les matériaux détritiques du Sundgau et du Nord de la Bresse. *Thèse de 3ème Cycle, Univ. de Dijon*, 117 p.

BORDES F. (1975) - Sur la notion de sol d'habitat en préhistoire paléolithique. *Bull. Soc. Préhist. de France*, t. 72, C.R.S.M. n° 5, p. 139-144.

BORDES F. et al. (1980) - Les dépôts quaternaires en Aquitaine *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J.CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 250-306.

BORNANS M. (1978) - Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. *Thèse, Univ. des Sci. et Tech. du Languedoc*, 329 p.

BOULTON G.F. (1978) - Flow tills and related deposits on some Vestspitobergen glaciers. *Journ. of Glaciology*, 7, p. 391-482.

BOULTON G.F. (1972) - Till genesis and fabric in Svolbard, Spitsbergen in Goldthwait, *p.* 41-72.

BOULTON G.F. (1974) - Processes and pattern of glacial erosion *in Glacial Geomorphology*, D.R. Cootes Ed., Binghampton, New-York, p. 41-88.

BPILTON G.F. (1976) - A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. *in W. Stamkowski Ed. Till, its gene sis and diagenesis. Univ. of Poznaniu, Ser. Geografia*, 12, p. 65-80.

BOURDIER F. (1962) - Le Bassin du Rhône au Quaternaire. *Ed. C.N.R.S.*

BOURDIER F. (1965) - Tableau de corrélations relatives au Pliocène et au Quaternaire ancien (France et régions voisines). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 138-139.

BOURDIER F. et al. (1973) - Les problèmes de la limite Pliocène-Quaternaire dans le bassin du Rhône. *Suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 36, p. 9-15.

BOURDIER F. (1980) - La nomenclature glaciaire de PENCK, son contexte historique et sa validité *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 19-21.

BOURGEAT Abbé (1883) - Glaciers du Jura. *Revue géol. Suisse*, 14, p. 69-71.

BOURGEAT Abbé (1895) - Quelques observations nouvelles sur les lapiez, le glaciaire et la molasse dans le Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris.

BOURGEAT Abbé (1899) - Quelques points nouveaux de géologie jurassienne. I. Le Glaciaire. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (3), 27, p. 445-450.

BRESSON L.M.(1974) - Rubéfaction récente en climat tempéré humide. *Thèse Doc. spécialité, Univ. Paris VI*, 107 p.

BROSSARD T. (1978) - Carte géomorphologique de la région de Bonnevaux-Frasne (Doubs). *Publ. du Centre Univ. d'Etudes Régionales*, n° 2, p. 51-66.

BULLER A.T. et Mac MANUS J. (1973) - The quartile-deviation. Median diameter relationships of glacial deposits. *Sedimentary Geology*, 10, p. 135-146.

BURRI M. (1977) - Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique. *Bull. des Lab. de Géol., Minéral., Géophysique et du Musée géol. de l'Univ. de Lausanne*, n° 223, p. 1-9.

CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, C.D.D. 3 vol., t. I, 37 p., 72 fig., 56 tabl.

CAIRE A. (1958) - Evolution morphotectonique du Jura externe dans la demi-fenêtre d'Aiglepierre. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (6), 8, p. 761-760.

CAIRE A. (1963) - Problèmes de tectonique et de morphologie jurassienne. *in Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT. Mém. h.s. de la Soc. géol. France*, Paris, t. II, p. 105-158.

CAMEZ T. (1962) - Etudes sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, n° 20, 90 p.

CAMPY M. (1970) - La faune du niveau chasséen (couche VIII) de la grotte de la Tuilerie à Gondenans-les-Montby (Doubs). *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 9, p. 24-27.

CAMPY M. (1973) - La grotte de la Baume à Echenoz-la-Méline. Compte-rendu préliminaire après deux saisons de fouilles. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 18, p. 59-72.

CAMPY M. (1973) - Les remplissages de grotte. *In Notice de la carte géologique du Quaternaire au 1/1.000.000 publiée sous la direction de N. THEOBALD. Ann. Scient. Univ. Besançon*,(3), Géologie, fasc. 21, p. 27-30.

CAMPY M. (1976) - Les remplissages de grotte en Franche-Comté. *La Préhistoire Française, C.N.R.S.*, t. I, p. 283-288.

CAMPY M. (1976) - L'apport de la géologie à la chronologie préhistorique en Franche-Comté.*Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, t. 78, p. 23-36.

CAMPY M. (1980) - Les unités lithostratigraphiques du Quaternaire franc-comtois. *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, N.S., n° 1.

CAMPY M. (1980) - Origine, histoire et avenir du lac de Chaillexon. *Publ. du Centre Univ. d'Etudes Régionales*, Univ. de Franche-Comté.

CAMPY M., FRACHON J. Cl. et PETREQUIN P. (1968) - Dépôts quaternaires du Jura français. Corrélations avec les données de la paléontologie et de la préhistoire. *Revue archéologique de l'Est*, t. XX, fasc. 3-4, p. 331-341.

CAMPY M., GUERIN C., MEON-VILAIN H., TRUC G. (1973) - Présence d'une association de grands mammifères, de mollusques continentaux et d'une microflore d'âge Villafranchien inférieur dans la région de Desnes, Vincent, Bletterans. *Ann. Scient. Univ. Besançon*,(3), Géologie, fasc. 18, p. 73-85.

CAMPY M., CONTINI D. (1973) - Terrasses alluviales et cours anciens de la Saône en Haute-Saône. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 19, p. 225-233.

CAMPY M., ANDRE M.F., PUISSEGUR J.J. (1974) - Un remplissage karstique dans le Jura salinois. Le Trou du Diable à Prétin.*Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 22, p. 33-41.

CAMPY M., CHALINE J., GUERIN C., VANDERMEERSCH B. (1974) - Une canine humaine associée à une faune d'âge Mindel récent dans le remplissage de l'aven de Vergranne (Doubs). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, p. 3187-3190.

CAMPY M., PHARISAT A. (1976) - Manifestations périglaciaires dans la vallée de l'Ognon.*Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 26, p. 19-29.

CAMPY M., THEOBALD N. (1976) - Les glaciers quaternaires dans les Vosges et le Jura. *La Préhistoire Française, C.N.R.S.*, t. I, p. 61-64.

CAMPY M., ANDRE S., PHARISAT A. (1978) - L'aven de Vergranne (Doubs). Rapport préliminaire après la fouille du remplissage. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 29, p. 3-20.

CAMPY M., THEVENIN A. (1978) - La basse terrasse du Doubs dans la région de Montbéliard : esquisse chronologique et néotectonique dans le Jura septentrional. *Bull. A.F.E.Q.*, n° 57, fasc. 4, p. 155-160.

CARTIER G. (1965) - Etude géologique de la région au Nord d'Orgelet (Jura).*Thèse Univ. de Besançon*, 101 p.

CAVAILLE A. (1953) - L'érosion actuelle en Quercy. *Revue morphol. dyn.*, 4, p. 57-74.

CHABOT G. (1927) - Les plateaux du Jura central. *Publ. Fac. Lettres, Univ. de Strasbourg*, 41.

CHALINE J. (1972) - Les Rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France (Systématique, Biostratigraphie, Paléoclimatologie). *Cahiers de Paléontologie*, Ed. du C.N.R.S.

CHALINE J. (1973) - Biogéographie et fluctuations climatiques au Quaternaire d'après les faunes de rongeurs. *Acta Zoolog. Crac.*, Krakow, t. XVIII, n° 7, p.141-166.

CHALINE J. et MICHAUX J. (1969) - Evolution et signification stratigraphique des Arvicolides du genre *Mimomys* dans le Plio-Pléistocène de France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 268, p. 3029-3032.

CHAMLEY H. (1973) - Place des argiles marines parmi divers indicateurs paléoclimatiques. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 219, Gif/s/Yvette, France.

CHANTRE E. (1901) - L'Homme quaternaire dans le Bassin du Rhône. *Ann. Univ. de Lyon*, N.S.

CHARPENTIER J. de (1841) - Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du Bassin du Rhône. 1 vol. Lausanne.

CHAUVE P. (1975) - Jura. Guides géologiques régionaux. Ed. Masson

CHENET C. (1909) - Station gauloise du Trou de la Baume. *Bull. Soc. d'Agriculture, Sci. et Arts du dép. de la Hte-Saône*.

CLAIR A. et LENEUF N. (1971) - La plaine de la Saône, données morphologiques, tectoniques et stratigraphiques. *Bull. A.F.E.S.*, Versailles, n° 4, p. 9-15.

CLAIR A., DORET G. et PUISSEGUR J.J. (1972) - Un exemple de sédimentation quaternaire dans les vallées de moyenne importance en domaine paléo-arctique. Etude stratigraphique et malacologique des alluvions de la Tille et de la Norges au NE de Dijon (Côte d'Or). *Bull. A.F.E.Q.*, Paris, fasc. 2, p. 101-124.

CLAUDON G. (1977) - Etude hydrogéologique de la plaine de Pontarlier. *Thèse, Univ. de Besançon*, 169 p.

CLOZ L. (1867-70) - Rapports sur les fouilles de la vallée de Baume. *Mém. Soc. Emul. Jura*, 1867 (p. 247), 1868 (p. 599), 1870 (p. 153).

COHEN J.M. (1979) - Deltaic sedimentation in glacial lake Blessington, County Wicklow, Ireland. *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

COMBIER J. (1967) - Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique. *Publ. de l'Institut de Préhistoire de Bordeaux*, Mém. n° 4, 462 p., 178 fig.

CORBEL J. (1956) - Le karst du Vercors. *Revue de Géographie de Lyon*, 31, 3, p. 221-241.

COUREL L. (1970) - Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif Central français. Modalités de la transgression mésozoïque. *Thèse Univ. de Dijon*, 3 t., 706 p.

DELAFOND F. et DEPERET C. (1893) - Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignite et de minerais de fer. Etude des minéraux de la France. Paris. Imprimerie Nationale, t. I, texte 332 p. ; t. II atlas, 19 pl., 1 carte géol.

DELEBECQUE A. (1896) - Les terrains quaternaires et les lacs du Jura français. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 8/53, p. 197-199.

DELEBECQUE A. (1899) - Phénomènes glaciaires des Vosges et du Jura. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 10/69, p. 594-598.

DELEBECQUE A. (1902) - Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 13/90, p. 489-501.

DELEBECQUE A. (1906) - Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées du Doubs et de ses principaux affluents. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XVII, n° 115, p. 60-65.

DELEBECQUE A. (1909) - Sur les terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XIX, p. 72-77.

DELUC J.A. (1838) - Lettre sur les blocs erratiques alpins épars à de grandes distances des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (1), t. IX, p. 367.

DESBROSSE R. (1976) - Les civilisations du Paléolithique supérieur dans le Jura et la Franche-Comté. *La Préhistoire Française, C.N.R.S.*, t. II, p. 1348-1357.

DESOR G. (1842) - Indications sur la limite des blocs erratiques dans le Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (1), t. XIV, p. 326-328.

DILABIO R.N. et SHILTS W.W. (1979) - Composition and dispersal of debris by modern glaciers. Bylot Island Canada. *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

DREIMANIS A. (1969) - Selection of genetically significant parameters for investigation of tills. *Zesz. Nauk. Univ. im. A. Mickiewicza w. Posnaniu. Geografia* 8, p. 15-2 .

DREIMANIS A. (1978) - Till and Tillite in *the Encyclopedia of Sedimentology*, Ed. Rhodes,W. Fairbridge and Joanne Bourgeois, p. 805-810.

DREIMANIS A. (1979) - The problems of Waterlain tills *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

DREYFUSS M. (1949) - Quelques observations géologiques et morphologiques aux environs de Mamirolle. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, 53, p. 25-31.

DREYFUSS M. (1959) - Existence d'une topographie karstique du type " lapiaz " sous des alluvions à Besançon. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 8, p. 208-209.

DREYFUSS M. (1961) - Le plateau de Chantrans et le faisceau salinois entre Nods et la Loue. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 57, p. 67-74.

DREYFUSS M. et GLANGEAUD L. (1950) - La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (1), Géologie, t. V, p. 3-16.

DROZDOWSKI E. (1974) - Facial variation of tills in the profile of the second moraine stratum of Sartowice (Lower Vistula Valley). *Zesz. Nauk. Univ. im A. Mickiewicza w. Poznaniu, Geografia*, 10, p. 121-136.

DROZDOWSKI E. (1979) - The patterns of deglaciation and associated depositionnal environments of till, *in Moraines and Varves*. Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

EMILIANI C. (1965) - Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. *Quaternaria*, v. 2, p. 87-98.

EMILIANI C. (1978) - The cause of the Ice Ages. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 37, p. 349-352.

EVANSON E.B., DREIMANIS A., NEWSOME J.W. (1977) - Subaquatic flow tills : a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. *Boreas*, vol. 6, p. 115-133, Oslo.

FALSAN et CHANTRE (1879) - Monographie des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du Bassin du Rhône. *Ann. Soc. Agriculture de Lyon*, t. II, p. 376.

FAURE M. (1980) - Base de réflexion pour la stratigraphie du Quaternaire,*in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE. Suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 343-344.

FAVRE A. (1847) - Sur les anciens glaciers du Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (2), t. V, p. 63-65.

FAVRE J. (1911) - Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. *Eclog. Geolog. Helv.*, 11/4, p. 369-476.

FIRTION F. (1950) - Contribution à l'étude paléontologique, stratigraphique et physico-chimique des tourbières du Jura français. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 10, 92 p., Strasbourg.

FLINT R.F. (1971) - Glacial and quaternary geology. Wiley & Sons, New-York, 892 p.

FOLK R.L. (1968) - Petrology of sedimentary rocks. Austin Univ. of Texas,170 p.

FOLK R.L. et WARD W.C. (1957) - Brazos River Bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journ. of Sedim. Petrol.*, Los Angeles, vol. 27, n° 1, p. 3-26.

FOURNIER E. -1919) - Gouffres, grottes, cours d'eau souterrains, résurgences, exsurgences et sources du département du Doubs. Univ. de Besançon, 303 p. Impr. Jacques et Demontrond.

FOURNIER E. (1926) - Explorations souterraines et recherches hydrologiques en Franche-Comté. vol. III : les eaux souterraines, Besançon, 222 p., 59 fig.

FOURNIER E. (1928) - Explorations souterraines et recherches hydrologiques en Franche-Comté. vol. IV, Besançon, 350 p., 49 fig.

FOURNIER E. et PEROT L. (1932) - Recherches spéléologiques et hydrologiques en Franche-Comté (11ème campagne). *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 40, p. 40-80.

FOURNIGUET J. (1977) - Mise en évidence de mouvements actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p.266-268.

FOURNIGUET J. (1978) - Une carte de déformations verticales obtenue par comparaison de nivellements : exemple Bresse-Jura. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 262-265.

FRACHON J.C. (1975) - Etude géomorphologique des reculées du Jura lédonien. Eléments de géographie comtoise. *Ann. Litt. de l'Univ. de Besançon*, n° 24, p. 77-115

FUCHTBAUER M. et MULLER G. (1970) - Sedimente und sedimentgesteine. 726 p., 326 fig., 66 tabl. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

GAIFFE M. (1976) - Aperçu sur la pédologie du Jura central et des régions limitrophes. Clé de détermination des principaux types de sols. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Botanique, fasc. 17, p. 53-65.

GARDET G. (1931) - Révision de la feuille de Montbéliard au 1/80.000. Les alluvions de l'Ognon entre Rigney et Rougemont. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, t. XXXIV, n° 179, p. 251-254.

GAUDRY A. (1876) - Matériaux pour l'histoire des temps quaternaires. Fasc.1, 62 p., 6 fig., 11 pl. Paris.

GENOUD H., KIMMELIER F. et LANDRY O. (1981) - Ressources et potentiel en eau de la région de Chalain. *Rapport inédit du Centre d'Hydrogéologie de l'Univ. de Neuchâtel*, 42 p.

GERVAIS P. (1865) - Sur les animaux fossiles de la grotte de la Baume. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, t. 24, p. 52.

GIRARDIN B. et NUSSBAUM F. (1907) - Sur les formations glaciaires de la Chaux d'Arlier. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 144/2, p. 1073-1075.

GIRARDOT A. (1906) - La faune préhistorique de la Franche-Comté. *Mém. Soc. Emul. Doubs*, (8), t. I, p. 264-327.

GIRESSE P. (1969) - Sur les problèmes de la granulométrie des minéraux lourds. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (9), t. XI, p. 745-754.

GLANGEAUD L. (1949) - Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 229, p. 720-722.

GOODCHILD J.G. (1875) - The glacial phenomena of the Eden Valley and the western part of the Yorkshire Dale district. *Quarterly Journ. of the Geological Soc. of London*, 28, p. 55-99.

GRAVELLE M. et MATTAUER M. (1957) - Le lac pléistocène de la Combe d'Ain (Jura). *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 4, p. 69-72.

GUERIN C. (1980) - Les Rhinoceros (*Mammalia, Perisodactyla*) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Doc. des Lab. de Géologie de Lyon*, n° 79, 3 fasc.

GUILLIEN Y. (1952) - Cycle de gel, gel intense et gel prolongé. *Revue de Géographie de Lyon*, vol. XXVII, n° 1, p. 63-66.

GUILLIEN Y. (1970) - Cryoclase, calcaires et grottes habitées (Note préliminaire). *Bull. Soc. Préhist. de France*, t. 67, C.R.S.M., fasc. 8, p. 231-236.

GUILLIEN Y. et LAUTRIDOU J.P. (1970) - Calcaires des Charentes. Essai au gel de quelques calcaires charentais, *in Recherches de gélifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie. Bull. Centre Géomorphologie du CNRS*, Caen, n° 5, p. 7-45.

GUYOT M. (1843) - Sur la distribution des terrains erratiques entre les Alpes et le Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (2), t. I, p. 640-641.

HAMELIN L.E. et COOK F.A. (1967) - Le périglaciaire par l'image. *Presses de l'Univ. de Laval*, Québec, 237 p.

HANTKE R. (1978) - Eiszeitalter. Bd. 1, Ott. Verlag. A.G., Thun.

HARLAND W.B., HEROD K.W. et KRINSLEY D.M. (1966) - The definition and identification of tills and tillites. *Earth Sci. Reviews*, 2, p. 225-256.

HEDBERG H.D. et al. (1979) - Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. Ed. Doin, Paris.

HILLAIRE-MARCEL C. (1979) - Les mers post-glaciaires du Québec : quelques aspects. *Thèse Univ. de Paris VI*, 2 vol., 293 p.

HOURY L.C. (1835) - Notice sur l'existence d'ossements fossiles dans la grotte de Baume (Jura) et d'un squelette humain englobé dans les stalagmites de la grotte de Loisia. *Mém. Soc. Emul. Jura*, p. 82-92.

ICOLE M. (1974) - Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piemont occidental nord-pyrénéen. Eléments de paléo-pédologie quaternaire. *Sciences géologiques*, mémoire n° 40, 200 p., Strasbourg.

JACKLI A. (1962) - Die Vergletscherung der Schweiz im Würm maximum. *Eclog. Geolog. Helv.*, 55/2, p. 285-294.

JACQUIN M. (1961) - Observations stratigraphiques dans la région de Sirod (Jura). *D.E.S., Fac. des Sci. de Besançon*, 86 p.

JAN du CHENE R. (1974) - Etude palynologique du Néogène et du Pléistocène inférieur de Bresse. *Thèse*, Genève, 240 p., 43 fig., 14 pl.

JEQUIER J.P. (1963-1964) - Rapport sur les fouilles de la grotte de Gondenans-les-Moulins. *Rapport interne inédit. Direct. des Antiq. Préhist. de Franche-Comté.*

JOURNAUX A. (1956) - Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses. Etude morphologique. Caen, Caron & Cie, Edit, 532 p., 111 fig., 35 ph., 4 pl.

KUKLA G.J. (1977) - Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. *Earth Sci. Reviews*, 13, p. 307-374.

LAPLACE-JAURETCHE G. et MEROC L. (1954) - Application des coordonnées cartésiennes à la fouille d'un gisement. *Bull. Soc. Préhist. de France*, t. LI, n° 1-2, p. 58-66.

LAUTRIDOU J.P., MASSON M., PAEPE R., PUISSEGUR J.J. et VERRON G. (1974) - Loess, nappes alluviales et tuf de St-Pierre-les-Elbeuf près de Rouen. *Bull. A.F.E.Q.*, 3-4, p. 193-201.

LAVILLE H.(1972) - Gélifraction artificielle et remplissage de grotte. Inédit. *Colloque A.F.E.Q.*, Nice, mai 1972.

LAVILLE H. (1975) - Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord. *Etudes quaternaires, Publ. de l'Univ. de Provence*, thèse exemplaire ronéotypé 1974.

LAVRUSHIN Y.A. (1968) - Features of deposition and structure of the glaciomarine deposits under conditions of a fiord coast (based on the examples of Spitsbergen). *Lithologiya in poleznye iskopaemye*, 6, p. 63-79.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962) - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mém. S.R.G.M.*, Paris, n° 16, 170 p., 54 fig., 10 pl.

LEGER M. (1980) - Problèmes stratigraphiques au Nord des Alpes. *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 15-18.

LEQUATRE P. (1966) - La grotte de Preletang (commune de Presles, Isère). Le repaire d'ours des cavernes et son industrie moustérienne. *Gallia-Préhistoire*, t. IX, fasc. 1, p. 1-83.

LEROI-GOURHAN A. (1950) - Les fouilles préhistoriques (Techniques et Méthodes). Avec un appendice par A. LARNING, 92 p., 10 pl.

LOVIS F. (1968) - Révision de la faune fossile de la grotte de Fouvent-le-Bas (Haute-Saône). *D.E.S., Fac. Sci. Besançon.*

LUMLEY H. de (1969) - Les méthodes de fouilles préhistoriques. *Mém. Soc. Préhist. de France*, t. VII, p. 13-15.

LUMLEY-WOODYEAR H. de (1969) - Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique. t. I : Ligurie-Provence. *Vème suppl. à Gallia-Préhistoire*, 463 p., 353 fig., 24 tabl.

LUMLEY H. de (1971) - Découverte de la vie préhistorique. Sauver ce que l'on détruit. *Science et Avenir*, numéro spécial n° 7, p. 47-56, 14 fig.

LUMLEY H. de (1976) - Cadre chronologique absolu, paléomagnétisme, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatique, séquences culturelles. *La Préhistoire Française*, C.N.R.S., t. I, p. 5-23.

MACHACEK F. (1901) - Beitrage zum Kenntnis der lokalen Gletscher der Schweiz und Französischen Jura. *Mitt. Naturforsch. Ges.*, Berne, 9-17.

MALAURIE J. (1968) - Thèmes de recherches géomorphologiques dans le Nord-Ouest du Groenland. *Centre de Rech. Docum. Cartogr. Géogr.*, Ed. C.N.R.S., 496 p., 161 fig., 70 photos.

MALENFANT M. (1976) - Les civilisations du Paléolithique moyen dans le Jura méridional et les Alpes du Nord. *IXème Congrès de l'Union Internationale des Sciences pré et protohistoriques*, t. 2, sous la direction de H. de LUMLEY, p. 1031-1038.

MARGERIE E. de (1922) - Le Jura. 1ère partie. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, p. 304-479.

MARTINI J. (1968) - Etude pétrographique des grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Hte-Savoie, France). *Bull. suisse de Minéral., Pétrogr.*, 48, p. 539-654.

MATHIS M. (1973) - La chaîne de l'Heute (Jura). *Thèse Univ. de Besançon*, 212 p.

MATTHEYS F. (1971) - Contribution à l'étude de l'évolution tardi et postglaciaire de la végétation dans le Jura central. Ed. H. Huber, 86 p., Berne.

MERIAUX S. (1953) - Contribution à l'étude de l'analyse granulométrique. *Thèse, Paris*, INRA, 118 p., 12 fig., 53 tabl.

MERIAUX S. (1957) - L'analyse granulométrique par densimétrie. *Bull. A.F.E.S.*, Versailles, n° 90, p. 928-945.

MICHEL P., APPERT G., LAVIGNE J., LEFAVRAIS A., BONTE A., LIENHARDT G. et RICOUR J. (1953) - Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (6), t. III, p. 593-611, 7 fig.

MILLOTTE J.P. (1969) - Informations archéologiques. Franche-Comté. *Gallia-Préhistoire*, t. 12, fasc. 2, p. 469-474.

MILLOTTE J.P. (1974) - Informations archéologiques. Franche-Comté. *Gallia-Préhistoire*, t. 10, fasc. 2, p. 318-370.

MISKOVSKY J. Cl. (1974) - Le Quaternaire du midi méditerranéen. Stratigraphie et paléoclimatologie d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche (Ligurie, Provence, Bas-Languedoc, Roussillon, Catalogne). *Etudes Quaternaires* n° 3, *Publ. de l'Univ. de Provence*, Thèse exemplaire ronéotypé 1970.

MOURER-CHAUVIRE C. (1975) - Les oiseaux du Pléistocène moyen et supérieur de France. *Thèse de l'Univ. de Lyon*, 624 p., 72 fig., 29 tabl.

MUDRY J. et ROSENTHAL P. (1977) - La Haute Chaîne du Jura entre Morez, St-Claude et La Pesse. Etude géologique et hydrologique. *Thèse, Univ. de Besançon*, 205 p., 95 fig.

MUHLETHALER C. (1932) - Etude géologique de la région des Verrières. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, 56.

MULLER I. (1969) - Contribution à l'étude de la grotte de Glandieu (Ain). *Bull. Soc. Fribourgeoise Sci. nat.*, vol. 59, p. 35-43.

MUSSILLON C. (1962) - Etude géologique de la région de Syam (Jura). *Thèse Univ. de Besançon*, 111 p., 9 pl.

NIGGLI E. (1978) - Metamorphic map of the Alp ; explanatory text. C.G.M.W., Leiden/Unesco, Paris.

NUSSBAUM F. et GYGAX F. (1935) - Zur Ausdehnung des risszeitalter Rhone-Gletschers im französischen Jura. *Eclog. Geolog. Helv.*, t. 28, n° 1, p. 658-665.

OCCHIETTI S. (1978) - Le Quaternaire de la région de Trois Rivières, Shawinigan, Québec, et corrélations stratigraphiques. *Thèse Ph D, Dép. Géogr. Univ. d'Ottawa*, 400 p.

PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ J. (1970) - Les minéraux en grains, méthodes d'étude et de détermination. Paris, Masson & Cie Edit.

PARRIAUX A. (1979) - Penecontemporaneous deformation structures in a Pleistocene periglacial delta of Western Swiss Plateau, *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 421-423.

PASQUIER Ch. (1973) - Les dépôts quaternaires de la haute vallée de la Loue. *D.E.S., Fac. Sci. Besançon*

PENCK A. et BRUCKNER E. (1909) - Die Alpen in Eiszeitalter. Leipzig.

PETREQUIN P. (1970) - La grotte de la Baume de Gonvillars. *Ann. Litt. de l'Univ. de Besançon*, 185 p., 53 fig., 3 pl.

PETREQUIN P., PININGRE J.F., URLACHER J.P. (1975) - La grotte moustérienne de Casamène à Besançon. *Gallia-Préhistoire*.

PETTITJOHN F.J. et POTTER P.E. (1964) - Atlas and Glossary of Primary sedimentary structures. Springer Verlag, Berlin - New-York.

PIDANCET et LORY (1847) - Phénomènes erratiques dans les hautes vallées du Jura. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. XXV, p. 718-720.

PIGETVIEUX S. (1978) - Prospection géophysique (électrique) du synclinal de Frasne-Bonnevaux. *Rapport D.E.A. Géologie appliquée, Fac. Sci. Besançon.*

PININGRE J.F. et VUAILLAT D. (1976) - L'abri épipaléolithique-néolithique et protohistorique de la Roche aux Gours, Longevelle (Doubs). *Revue archéologique de l'Est*, t. XXVII, fasc. 1-2, p. 43-80 (avec annexes de R. PETIOT, J. CHALINE et M. CAMPY).

PININGRE J.F. et VUILLEMEY M. (1976) - Les civilisations du Paléolithique moyen en Franche-Comté. *La Préhistoire Française*, C.N.R.S., t. II, p. 1120-1130.

PIROUTET M. (1903) - Coup d'oeil sommaire sur le préhistorique en Franche-Comté. *L'Anthrop.*, t. 14, p. 437-462 et 677-701.

PIROUTET M. (1913) - Sur l'existence, dans les environs de Salins, de dépôts glaciaires provenant de deux extensions différentes des glaciers. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (4), t. 13, p. 39-42.

PIROUTET M. (1924) - Sur l'existence du Solutréen ancien à Salins (Jura). *Bull. Soc. Préhist. de France*, t. 21, p. 258-260.

PIROUTET M. (1924) - Chalassien ou Pré-Chelléen et Rissien dans le Jura. *Bull. Soc. Préhist. de France*, t. 21, p. 285-286.

PIROUTET M. (1925) - Les différentes phases glaciaires dans le Jura salinois. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (4), t. 25, p. 49-58.

PIROUTET M. (1935) - L'âge du soulèvement du Jura occidental. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 92.

POCHON M. (1971) - Contribution à l'étude pétrographique et géochimique des sols des Nardaies jurassiennes. *Bull. Soc. neuchât.Sci. nat.*, 94, p. 67-76.

POCHON M. (1973) - Apport allochtone dans les sols jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, 96, p. 135-147.

POCHON M. (1974) - Origine et évolution des sols du haut plateau suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. *Thèse, Fac. des Sci., Neuchâtel.*

POCHON M. (1977) - Présence de matériel allochtone dans le remplissage karstique de la Baume de Loisia à Gigny-sur-Suran (vallée du Suran, Jura, France). *Cavernes*, suppl. 1, La Chaux-de-Fonds, p. 53-64.

RAT P. (1980) - Méthodologie stratigraphique et quaternaire, *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 4-14.

RICHARD H. (1980) - Histoire de la forêt franc-comtoise à partir des données de la palynologie. *Rapport D.E.A. Univ. de Besançon*, 46 p.

RUKHINA E.V. (1973) - Litologiya lednikovihh otlozhenii, 176 p., Nedra Leningrad.

SAWATZKI G.G. (1975) - Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Hte-Savoie, France). *Archives des Sciences*, Genève, 28, p. 265- .

SCHACKLETON N.J. et OPDYKE N.D. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238 : oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3, p. 39-55.

SCHACKLETON N.J. et OPDYKE N.D. (1976) - Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 38-239, late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. of America*, Memoir 145, p. 449-464.

SCHARDT H. (1906) - Sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action des sources. *Bull. Soc. neuchât.Sci. nat.*, 23, p. 168-177.

SCHLÜCHTER C. (1972) - Geologie des Quartärs im Gebiet von Thungschneit bei Heimberg. *Unpubl. Lizentiartzarb. Univ. Bern.*

SCHLÜCHTER C. (1976) - Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlish von Bern. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse*, 117 p.

SCHLÜCHTER C. (1977) - Grundmoräne versus Schlammoräne - two types of lodgement till in the Alpine Foreland of Switzerland.*Boreas*, vol. 6, p. 181-188, Oslo.

SCHLÜCHTER C. (1978) - Guidebook, Symposium Moraines and Varves, INQUA, Zürich. *Commission on Genesis and Lithology of Quaternary deposits*, p. 92-112.

SCHLÜCHTER C. (1980) - Remarques sur les subdivisions lithostratigraphiques du Quaternaire au Nord des Alpes centrales (Suisse), *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 22-30.

SCHLÜCHTER C. et KNECHT U. (1979) - Intracrustal contortions in a glacio-lacustrine sediment sequence in the eastern Swiss plain, *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

SENAC P. (1981) - Le remplissage détritique plio-pléistocène de la Bresse du Nord. Ses rapports avec la Bresse du Sud. *Thèse de 3ème Cycle, Univ. de Dijon*, 235 p.

SERET G. (1967) - Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle. *Soc. royale belge de Géogr.*, 577 p.

SERET G. (1980) - La stratigraphie des glaciations dans les Vosges du Sud, *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, Suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 107-109.

SHAW J. (1972) - Sedimentation in the ice-contact environment, with examples from Shropshire (England). *Sedimentology*, 18, p. 23-62.

SHAW J. et ARCHER J. (1979) - Deglaciation and glacio-lacustrine sedimentation conditions, Okanagan valley, British Columbia, *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

SOMME J., PAEPE R. et LAUTRIDOU J.P. (1980) - Principes, méthodes et système de la stratigraphie du Quaternaire dans le Nord-Ouest de la France et la Belgique, *in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, p. 148-162.

SONNEVILLE BORDES D. de (1967) - La préhistoire moderne, Pierre Farlac, Périgueux, 140 p., 46 fig., 140 pl.

SPENCER D.N. (1963) - The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journ. of Sedim. Petrol.*, Los Angeles, vol. 33, n° 1, p. 180-190.

STURM M. (1979) - Origin and composition of clastic varves, *in Moraines and Varves*, Ed. C. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.

TAULELLE M. (1966) - Etude géologique de la région d'Arinthod (Jura). *Thèse, Univ. de Besançon*, 101 p., 12 pl.

THEOBALD N. (1973) - Dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et fluviatiles de la retombée méridionale des Vosges. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 19 bis, p. 257-266.

THEOBALD N. et JACQUIN M. (1960) - Existence des marnes à varves près des pertes de l'Ain. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 62, fasc. 4.

THEVENIN A.(1965) - L'outillage paléolithique et mésolithique du bassin supérieur de la Saône. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 1, 37 p., 17 pl.

THEVENIN A. (1968) - L'abri de Rochedane à Villars/s/Dampjoux, près de Pont de Roide (Doubs). *Bull. Soc. Préhist. de France*, C.R.S.M., n° 9, p. 235-236.

THEVENIN A. (1972) - Du Paléolithique ancien au Mésolithique dans l'Est de la France : Actualité des recherches. *Revue archéologique de l'Est*, t. XXIII, fasc. 3-4, p. 163-204.

THEVENIN A. (1976) - Les civilisations de l'Epipaléolithique et du Mésolithique dans le Jura et en Franche-Comté. *La Préhistoire Française* 1-2, Civilisations paléolithiques et mésolithiques,sous la direction de H. de LUMLEY, p. 1348-1357.

THEVENIN A. et SAINTY J. (1972) - L'abri de Rochedane à Villars/s/Dampjoux (Doubs). Note préliminaire sur la stratigraphie.*Revue archéologique de l'Est*, t. XXIII, fasc. 1-2, p.7-22.

THEVENIN A. et SAINTY J. (1976) - Géochronologie de l'Epipaléolithique de l'Est de la France. *XXème Congrès Soc. préhist. française*, Provence, p. 605-615.

THEVENIN A., CAMPY M. et al. (1977) - Fondements chronostratigraphiques des niveaux à industrie épipaléolithique de l'abri de Rochedane à Villars/s/ Dampjoux (Doubs) et de l'abri de Mannlefeleen I à Oberlarg (Haut-Rhin). *Colloques internationaux du C.N.R.S.*. La fin des temps glaciaires en Europe, p. 215-230.

THIBAULT C. (1968) - ΔpH et paléosols dans le Quaternaire du Sud-Ouest de la France. *C.R. Acad. Sci.*Paris, t. 266, p. 2215-2218.

THIRRIA C.E. (1833) - Statistique minéralogique et géologique du département de la Haute-Saône. 467 p., 1 carte, 1 pl.

THURMANN (1834) - Sur le mode de transport des blocs erratiques alpins disséminés dans le bassin suisse, sur les versants méridionaux et dans les vals du Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris (1), t. VI, p. 16.

TIERCELIN J.J. et FAURE M. (1978) - Rates of sedimentation and vertical subsidence in neorifts and paleorifts, *in* RAMBERG I.B., NEUMANN E.R. (edit) : *Tectonics and Geophysics of continental rifts*, p. 41-47, Dordrecht, Hollande, D. Reidel publishing Company.

TOITOT M. (1955) - Etude des alluvions anciennes de la haute vallée de la Loue. *D.E.S., Fac. des Sci., Besançon.*

TRAVELET A. (1879) - Compte-rendu de fouilles. *Bull. Soc. d'Agriculture, Sci. et Arts du dép. de la Hte-Saône.*

TRICART J. (1951) - Les formations détritiques quaternaires du Val de Pontarlier. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 50/237, p. 134-149.

TRICART J. (1953) - Résultats d'expériences sur la désagrégation de roches sédimentaires par le gel. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 1296-1298.

TRICART J. (1954) - Les dépôts quaternaires de la région des chaînons (feuille de Pontarlier au 1/50.000). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 52/241, p. 123-136.

TRICART J. (1957) - Les formations quaternaires de la feuille de Mouthe. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 55/242, p. 3-46.

TRICART J. (1965) - Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura. *Revue géogr. de l'Est*, fasc. 4, p. 499-527.

TRICART J. (1967) - Le modelé des régions périglaciaires, *in* TRICART J. et CAILLEUX A. *Traité de Géomorphologie*, Ed. S.E.D.E.S., 512 p., 127 fig.

TRICART J., AVENARD J.M., POGGI C., STEIB C., LE BOURDIEC F. (1961) - Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles St-Claude et Moirans en Montagne au 1/50.000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 58/264, p. 73-97.

VENETZ I. (1843) - Sur le glacier du Rhône et les anciens glaciers jurassiens. *Actes Soc. Helv. Sci. nat.*, 28ème session, 78.

VIRKKALA K. (1952) - On the bed structure of till in eastern Finland. *Bull. comm. géol. Finl.*, 157, p. 97-109.

VUILLEMEY M. (1966-74) - Rapports de fouilles ronéotypés inédits. Direction des Antiquités préhistoriques de Franche-Comté. Fouilles de la Baume de Gigny.

WEGMULLER S. (1966) - Uber die Spät und Postglaziale Vegetationgeschichte des Südwestlichen Jura. Verlag H. Huber, 143 p., Bern.

WOILLARD G. (1973) - Grande Pile peat bog : a continuous pollen record for the last 140.000 years. *Quaternary Research*, 9, p. 1-21.

WOILLARD G. (1975) - Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, 14, 216 p., Louvain-la-Neuve.

WOILLARD G. (1980) - The pollen record of Grand Pile (NE France) and the climatic chronology through the last interglacial-glacial cycle,*in Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, sous la direction de J. CHALINE, suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 1, p. 95-103.

ZAGNIJN W.H. (1963) - Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbouw. Genost*, Ser. 21, 2.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Les grandes unités structurales franc-comtoises.

Fig. 2 : Les grands traits de la topographie franc-comtoise.

Fig. 3 : La Grotte des Romains : topographie et situation des fouilles.

Fig. 4 : La Grotte des Romains : stratigraphie partielle du remplissage.

Fig. 5 : Le remplissage de la Grotte de Gondenans-les-Moulins - Fouilles 1963, sondage n° 3 - Profil longitudinal (d'après J.P. JEQUIER).

Fig. 6 : La Grotte de Gondenans-les-Moulins : stratigraphie schématique du remplissage (d'après J.P. JEQUIER).

Fig. 7 : La Grotte de Gondenans-les-Moulins - Fouilles 1964. Coupe longitudinale dans le porche primitif (d'après J.P. JEQUIER).

Fig. 8 : Influence de la topographie sur les différents types de remplissages karstiques franc-comtois.

Fig. 9 : Le site de l'Àven de Vergranne.

Fig. 10 : Le plateau calcaire de Vergranne : situation des gisements de Romain et de Vergranne.

Fig. 11 : L'Aven de Vergranne : plan de l'aven au plancher de la carrière (niveau 0) et à la cote - 5 m.

Fig. 12 : L'Aven de Vergranne : stratigraphie transversale entre les zones 4 et 5.

Fig. 13 : L'Aven de Vergranne : stratigraphie longitudinale.

Fig. 14 : L'Aven de Vergranne : diagramme statistique de l'inclinaison des plaquettes calcaires en divers points du remplissage.

Fig. 15 : L'Aven de Vergranne : évolution de la granulométrie des fractions grossières.

Fig. 16 : L'Aven de Vergranne : rapport pondéral entre les éléments calcaires et calcitiques du remplissage.

Fig. 17 : L'Aven de Vergranne : localisation des principales concentrations osseuses.

Fig. 18 : L'Aven de Vergranne : répartition des pièces osseuses de Rhinocéros.

Fig. 19 : L'Aven de Vergranne : répartition des pièces osseuses de Bovidés-Cervidés.

Fig. 20 : L'Aven de Vergranne : répartition des pièces osseuses d'Equidés.

Fig. 21 : L'Aven de Vergranne : répartition des pièces osseuses d'Ursidés.

Fig. 22 : L'Aven de Vergranne : répartition des pièces osseuses de Canidés.

Fig. 23 : L'Aven de Vergranne : les associations de rongeurs en fonction de la stratigraphie.

Fig. 24 : L'Aven de Vergranne : plan schématique des ossements appartenant au Rhinoceros V.

Fig. 25 : L'Aven de Vergranne : évolution du site au cours du remplissage.

Fig. 26 : La Baume d'Echenoz : localisation géographique et cadre géologique.

Fig. 27 : La Baume d'Echenoz : coupe transversale au niveau du porche.

Fig. 28 : La Baume d'Echenoz : topographie sommaire du réseau karstique.

Fig. 29 : La Baume d'Echenoz : plan du Grand Clocher au niveau 0 des fouilles.

Fig. 30 : La Baume d'Echenoz : coupe longitudinale schématique du remplissage du Grand Clocher.

Fig. 31 : La Baume d'Echenoz : coupe transversale schématique du remplissage du Grand Clocher.

Fig. 32 : La Baume d'Echenoz : stratigraphie du remplissage du Grand Clocher.

Fig. 33 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique du Grand Clocher.

Fig. 34 : La Baume d'Echenoz : niveau du sol avant les fouilles et emplacement des sondages.

Fig. 35 : La Baume d'Echenoz : coupe stratigraphique transversale entre les zones 15 et 16.

Fig. 36 : La Baume d'Echenoz : coupe stratigraphique transversale entre les zones 12 et 13.

Fig. 37 : La Baume d'Echenoz : coupe stratigraphique longitudinale. Corrélations entre les sondages du porche et de la grange.

Fig. 38 : La Baume d'Echenoz : granulométrie globale comparée (blocs non compris).

Fig. 39 : La Baume d'Echenoz : granulométrie comparée des cailloux (blocs compris).

Fig. 40 : La Baume d'Echenoz : pourcentages comparés des éléments cryoclastiques (en fraction 3-6 cm).

Fig. 41 : La Baume d'Echenoz : valeur comparée de l'indice d'émoussé.

Fig. 42 : La Baume d'Echenoz : pourcentage des fragments calcitiques par rapport aux fragments calcaires.

Fig. 43 : La Baume d'Echenoz : granulométrie globale de la fraction fine. 1 : sédiment brut. 2 : sédiment ayant subi une décarbonatation ménagée.

Fig. 44 : La Baume d'Echenoz : courbes granulométriques de deux échantillons-types avant et après décarbonatation ménagée.

Fig. 45 : La Baume d'Echenoz : évolution de la calcimétrie et du ΔpH de la fraction fine.

Fig. 46 : La Baume d'Echenoz : répartition stratigraphique de la grande faune de mammifères.

Fig. 47 : La Baume d'Echenoz : les associations de rongeurs en fonction de la stratigraphie.

Fig. 48 : La Baume d'Echenoz : répartition de l'industrie lithique. Projection sur un plan vertical.

Fig. 49 : La Baume d'Echenoz : répartition de l'industrie lithique du niveau IVb-V.

Fig. 50 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches I et II.

Fig. 51 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches III, IVa et VI.

Fig. 52 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches IVb, V, VII et VIIIa.

Fig. 53 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches IVb-V.

Fig. 54 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches IVb-V (suite).

Fig. 55 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches IVb-V (suite).

Fig. 56 : La Baume d'Echenoz : l'industrie lithique des couches IVb-V (suite).

Fig. 57 : La Baume d'Echenoz : synthèse chronologique et paléoclimatique.

Fig. 58 : La Baume d'Echenoz : évolution du porche au cours de la genèse du remplissage.

Fig. 59 : La Baume de Gigny : situation géologique de la grotte.

Fig. 60 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique transversale du remplissage (d'après M. VUILLEMEY).

Fig. 61 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique longitudinale du remplissage (d'après M. VUILLEMEY).

Fig. 62 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique longitudinale partielle de l'ensemble moyen (d'après M. VUILLEMEY).

Fig. 63 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique transversale de l'ensemble moyen (d'après M. VUILLEMEY).

Fig. 64 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique transversale de l'ensemble inférieur, vue vers l'Ouest (entre les zones E et F), d'après M. VUILLEMEY.

Fig. 65 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique longitudinale de l'ensemble inférieur, vue vers le Nord (entre les zones 3 et 4), d'après M. VUILLEMEY.

Fig. 66 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique transversale de l'ensemble inférieur, vue vers l'Ouest (entre les zones F et G), d'après M. VUILLEMEY.

Fig. 67 : La Baume de Gigny : coupe stratigraphique transversale de l'ensemble inférieur, vue vers l'Est (entre les zones G et M) d'après M. VUILLEMEY.

Fig. 68 : La Baume de Gigny : granulométrie de la fraction grossière.

Fig. 69 : La Baume de Gigny : caractéristiques sédimentologiques de la fraction grossière.

Fig. 70 : La Baume de Gigny : évolution verticale des principales composantes de la fraction moyenne (2 - 10 mm).

Fig. 71 : La Baume de Gigny : granulométrie globale de la fraction fine. 1 : sédiment brut. 2 : après décarbonatation ménagée.

Fig. 72 : La Baume de Gigny : évolution de la calcimétrie et de la valeur du ΔpH dans la fraction fine.

Fig. 73 : La Baume de Gigny : minéralogie de la fraction fine < 16μ.

Fig. 74 : La Baume de Gigny : minéralogie de la fraction fine < 2μ.

Fig. 75 : La Baume de Gigny : Diffractogramme X de quelques échantillons de la fraction fine.

Fig. 76 : La Baume de Gigny : typologie des cortex d'altération des fragments calcaires.

Fig. 77 : La Baume de Gigny : répartition des différents types de cortex et encroûtements phosphatés dans le remplissage.

Fig. 78 : La Baume de Gigny : les associations de rongeurs en fonction de la stratigraphie.

Fig. 79 : La Baume de Gigny : répartition stratigraphique de la faune des grands mammifères.

Fig. 80 : La Baume de Gigny : répartition des différentes associations de l'avifaune en fonction de la stratigraphie (d'après C. MOURER-CHAUVIRE).

Fig. 81 : La Baume de Gigny : pièces caractéristiques de l'industrie lithique (dessin M. VUILLEMEY).

Fig. 82 : La Baume de Gigny : pièces caractéristiques de l'industrie lithique (dessin M. VUILLEMEY).

Fig. 83 : La Baume de Gigny : synthèse chronologique et paléoclimatique.

Fig. 84 : La Baume de Gigny : évolution du profil transversal de la grotte et de son remplissage au niveau du porche actuel.

Fig. 85 : La Grotte de Casamène : situation géologique du site.

Fig. 86 : La Grotte de Casamène : coupe stratigraphique partielle entre les zones 7 et 8 (d'après P. PETREQUIN et al.).

Fig. 87 : La Grotte de Casamène : granulométrie et évolution des paramètres sédimentologiques de la fraction grossière.

Fig. 88 : La Grotte de Casamène : coupe stratigraphique schématique et chronologie proposée par P. PETREQUIN.

Fig. 89 : La Grotte de Casamène : évolutions chronologiques parallèles du porche, de la grotte et de son remplissage selon les deux hypothèses.

Fig. 90 : La Grotte de la Piquette : coupe stratigraphique au niveau du porche de la grotte.

Fig. 91 : La Grotte de la Piquette : coupe stratigraphique du témoin B (d'après J.F. PININGRE).

Fig. 92 : La Grotte de la Piquette : coupe stratigraphique du témoin C (d'après J.F. PININGRE).

Fig. 93 : La Grotte de la Piquette : coupe stratigraphique comparée des quatre témoins en place (d'après J.F. PININGRE).

Fig. 94 : La Grotte de la Piquette : granulométrie et évolution des paramètres sédimentologiques des fractions grossières.

Fig. 95 : La Grotte de la Piquette : les différentes étapes de la genèse du remplissage dans la chronologie du Würm.

Fig. 96 : L'Abri de Rochedane : contexte géologique général.

Fig. 97 : L'Abri de Rochedane : relations entre les deux abris sous roche et leur contexte lithologique (substrat et formations alluviales).

Fig. 98 : L'Abri de Rochedane : relation entre le remplissage de l'abri et les formations alluviales de la vallée du Doubs.

Fig. 99 : L'Abri de Rochedane : plan schématique et localisation des coupes échantillonnées.

Fig. 100 : L'Abri de Rochedane : coupe stratigraphique 1 (d'après A. THEVENIN).

Fig. 101 : L'Abri de Rochedane : coupe stratigraphique 2 (d'après A. THEVENIN).

Fig. 102 : L'Abri de Rochedane : coupe stratigraphique 3 (d'après A. THEVENIN).

Fig. 103 : L'Abri de Rochedane : granulométrie de la fraction grossière.

Fig. 104 : L'Abri de Rochedane : évolution des indices sédimentologiques de la fraction grossière.

Fig. 105 : L'Abri de Rochedane : évolution de la granulométrie des fractions fines.

Fig. 106 : L'Abri de Rochedane : courbes granulométriques de la fraction fine (<2 mm) de l'ensemble inférieur.

Fig. 107 : L'Abri de Rochedane : évolution des associations de rongeurs en fonction de la stratigraphie et climatogramme correspondant (J.C. MARQUET).

Fig. 108 : L'Abri de Rochedane : les différentes phases de la genèse du remplissage.

Fig. 109 : Evolution schématique du karst et typologie des dépôts du remplissage (voir texte).

Fig. 110 : Synthèse chronologique des remplissages karstiques de Franche-Comté.

Fig. 111 : Pénétration du glacier alpin dans la chaîne jurassienne (d'après E. BENOIT, 1877).

Fig. 112 : Les rapports entre le glaciaire jurassien et le glaciaire alpin (d'après NUSSBAUM et GYGAZ, 1935).

Fig. 113 : Coupe de la calotte glaciaire jurassienne dans la région de Pontarlier (d'après D. AUBERT, 1965).

Fig. 114 : Le complexe des moraines externes : localisation des zones cartographiées et des coupes décrites.

Fig. 115 : Les formations glaciaires et paraglaciaires de la haute vallée de la Loue :localisation des coupes et sondages.

Fig. 116 : Profil en long de la haute vallée de la Loue et localisation des principales unités lithostratigraphiques quaternaires.

Fig. 117 : Coupe stratigraphique de la carrière de Chateauvieux.

Fig. 118 : Coupe stratigraphique de la tranchée de Vuillafans.

Fig. 119 : Le remplissage de la plaine alluviale en amont de Lods (d'après les sondages de juillet 1956 suivis par M. TOITOT).

Fig. 120 : La vallée du Lison : rôle de la structure et de la morphologie dans la conservation des dépôts quaternaires.

Fig. 121 : Coupe stratigraphique de la côte de Fertans à Nans/sous/Ste-Anne.

Fig. 122 : Coupe stratigraphique du pont de Myon.

Fig. 123 : Cartographie des dépôts quaternaires dans les reculées d'Arbois et de Salins.

Fig. 124 : Les principales unités lithostratigraphiques quaternaires au débouché de la reculée de Poligny.

Fig. 125 : Cartographie des formations quaternaires de la reculée de Voiteur et de son débouché.

Fig. 126 : Géométrie des différentes unités lithostratigraphiques quaternaires dans la reculée de Voiteur.

Fig. 127 : Coupe stratitraphique des formations quaternaires à St-Germain-les-Arlay (déviation N 83).

Fig. 128 : Coupe stratigraphique de la carrière de Brery-Tortelet.

Fig. 129 : Coupe stratigraphique dans la terrasse de Domblans (carrière Boudier).

Fig. 130 : Rapport entre glaciaire d'origine alpine et glaciaire d'origine jurassienne lors de la phase d'extension maximum (complexe des moraines externes).

Fig. 131 : Essai de corrélation chronologique des formations quaternaires dans la zone du complexe des moraines externes.

Fig. 132 : Essai paléogéographique : l'avant-dernière glaciation sur la bordure occidentale de la chaîne jurassienne.

Fig. 133 : La Combe d'Ain dans son contexte morphologique.

Fig. 134 : La Combe d'Ain dans son contexte morpho-structural.

Fig. 135 : Les grandes unités morpho-lithologiques des formations glaciaires et paraglaciaires de la Combe d'Ain (1er cas).

Fig. 136 : Les grandes unités morpho-lithologiques des formations glaciaires et paraglaciaires de la Combe d'Ain (2ème cas).

Fig. 137 : Esquisse géomorphologique au débouché de la haute vallée de l'Ain dans la Combe d'Ain.

Fig. 138 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la zone de Crotenay.

Fig. 139 : Esquisse géomorphologique au débouché de la reculée du Hérisson dans la Combe d'Ain.

Fig. 140 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la zone de Doucier-Collondon.

Fig. 141 : Esquisse géomorphologique au débouché de la reculée du Drouvenant dans la Combe d'Ain.

Fig. 142 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la zone de Clairvaux-les-lacs.

Fig. 143 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques au Sud de la Combe d'Ain.

Fig. 144 : Les principales zones d'apports glaciaires et paraglaciaires dans la Combe d'Ain.

Fig. 145 : Esquisse géomorphologique des vallées de l'Ain et de l'Angillon à l'amont de la Combe d'Ain.

Fig. 146 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques de Crotenay à Cize.

Fig. 147 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques de la vallée de l'Ain à la dépression de l'Angillon.

Fig. 148 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la reculée du Hérisson.

Fig. 149 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la reculée du Drouvenant.

Fig. 150 : Bloc-diagramme morpho-structural de la zone septentrionale.

Fig. 151 : Répartition des bourrelets morainiques dans la région de Pontarlier-Nozeroy par rapport à la topographie de l'arrière-pays.

Fig. 152 : Cartographie des principales accumulations morainiques au débouché de la Cluse de Vaux et Chantegrue, dans la région de Frasne-Bonnevaux.

Fig. 153 : La dépression de Frasne-Pontarlier dans son contexte morphologique en rapport avec les principales zones d'apport glaciaire. Localisation des coupes de la figure 154.

Fig. 154 : Coupes transversales du remplissage glaciaire et glacio-lacustre de la dépression de Frasne-Pontarlier.

Fig. 155 : Répartition des principaux ensembles sédimentaires dans le Bassin de Frasne-Pontarlier et interprétation de la morphologie et des écoulements anté-lacustres.

Fig. 156 : Cartographie des rides morainiques majeures et des chenaux proglaciaires sur le plateau de Nozeroy.

Fig. 157 : Fronts morainiques successifs et chenaux proglaciaires sur le plateau de Nozeroy.

Fig. 158 : Répartition des rides morainiques majeures sur le plateau de Nozeroy.

Fig. 159 : Les formations glaciaires et paraglaciaires de la région d'Orgelet et Arinthod dans leur contexte géomorphologique.

Fig. 160 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la région d'Orgelet.

Fig. 161 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques dans la région de Legna.

Fig. 162 : Coupe schématique des différentes unités morpho-lithologiques au niveau de la reculée de Neglia.

Fig. 163 : La moyenne vallée de l'Ain : relation entre le contexte morphologique et les dépôts fluvio-glaciaires.

Fig. 164 : Les principales accumulations morainiques au débouché de la Cluse de Nantua.

Fig. 165 : Emboîtement de deux complexes glacio-lacustres dans la vallée de l'Oignin.

Fig. 166 : Les moraines de fond : courbes granulométriques représentatives.

Fig. 167 : Les moraines de fond : espaces-limites des principaux types définis.

Fig. 168 : Les moraines de fond : représentation de la granulométrie sur diagramme triangulaire.

Fig. 169 : Les moraines de fond : relations entre les différents paramètres granulométriques envisagés deux par deux (unités Φ).

Fig. 170 : Les moraines de fond : valeurs de l'indice d'émoussé dans chacun des types définis (120 à 150 cailloux par échantillon).

Fig. 171 : Les moraines de fond : relation entre indice d'émoussé (I.E.) et indice d'aplatissement (I.A.) et comparaison avec les valeurs obtenues sur des micrites de faciès helvétiques dans les moraines de la région de Berne (120 à 150 cailloux par échantillon).

Fig. 172 : Les principaux types de moraines de fond et leur répartition dans la chaîne jurassienne.

Fig. 173 : Les moraines d'ablation : courbes granulométriques représentatives.

Fig. 174 : Coupe stratigraphique de la carrière de la porcherie à Marigny.

Fig. 175 : Coupe de la porcherie : courbes granulométriques des 13 échantillons prélevés de bas en haut de la coupe.

Fig. 176 : Coupe de la porcherie : représentation granulométrique des 13 échantillons sur diagramme triangulaire.

Fig. 177 : Coupe de la porcherie : évolution de bas en haut de la relation entre paramètres granulométriques pris deux à deux.

Fig. 178 : Les moraines subaquatiques : courbes granulométriques.

Fig. 179 : Position sur diagramme triangulaire des moraines subaquatiques (N = 7) par rapport aux moraines de fond (N = 25) et aux moraines d'ablation (N = 13).

Fig. 180 : Les moraines subaquatiques (N = 7) : valeurs des paramètres granulométriques pris deux à deux par rapport aux moraines de fond (N = 25) et aux moraines d'ablation (N = 13).

Fig. 181 : Valeurs comparées des indices d'émoussé (I.E.) et d'aplatissement (I.A.) relatifs aux moraines subaquatiques (N = 7) et aux moraines de fond (N = 13).

Fig. 182 : Les moraines subaquatiques : valeurs de l'indice d'émoussé (I.E.) des sept échantillons étudiés (60 à 95 cailloux par échantillon).

Fig. 183 : Coupe stratigraphique du cône deltaïque de Charcier : position des échantillons prélevés et étudiés (1 à 22).

Fig. 184 : Cône deltaïque de Charcier : courbes granulométriques.

Fig. 185 : Cône deltaïque de Charcier : position des échantillons sur diagramme triangulaire.

Fig. 186 : Cône deltaïque de Charcier : variation verticale de deux paramètres granulométriques.

Fig. 187 : Cône deltaïque de Vertamboz.

Fig. 188 : Cône deltaïque de Vertamboz : courbes granulométriques.

Fig. 189 : Cône deltaïque de Vertamboz : unités lithostratigraphiques et évolution de la moyenne graphique et de l'écart-type.

Fig. 190 : Cône deltaïque de Charcier : histogramme des fréquences de la valeur de l'indice d'émoussé.

Fig. 191 : Cône deltaïque de Boissia " Sur les Molards " : coupe oblique par rapport au plus fort pendage. Structures entrecroisées.

Fig. 192 : Cône deltaïque de Crotenay : coupe perpendiculaire au plus fort pendage. Structures entrecroisées.

Fig. 193 : Directions de courant dans les cônes deltaïques lacustres proglaciaires de la Combe d'Ain.

Fig. 194 : Cône deltaïque de Boissia : figures sédimentaires dans les couches sommitales. Relations avec les caractéristiques texturales.

Fig. 195 : Les dépôts fins varvés : coupe schématique des Ebalèves à Chatillon/sur/Ain.

Fig. 196 : Les dépôts fins varvés : coupe stratigraphique de la scierie de Montigny/sur/Ain.

Fig. 197 : Les dépôts fins varvés : typologie des unités élémentaires (" varves ").

Fig. 198 : Les dépôts fins varvés : séquence sédimentaire schématique de la série varvée inférieure de la coupe des Ebalèves (9 m) et répartition des principaux types de varves.

Fig. 199 : Les dépôts fins varvés : courbes granulométriques.

Fig. 200 : Les dépôts fins varvés : évolution verticale de la moyenne graphique et de l'écart-type dans deux laminites élémentaires (varves).

Fig. 201 : Les dépôts fins varvés : diffractogramme synthétique d'une varve élémentaire (fraction < 2μ).

Fig. 202 : Les dépôts fins varvés : figures sédimentaires au contact des dépôts deltaïques et des dépôts varvés (coupe de Combe Robert).

Fig. 203 : Les dépôts fins varvés : déformations péné-contemporaines ou légèrement postérieures à la sédimentation (coupe des Forges à Clairvaux).

Fig. 204 : Le complexe sédimentaire au niveau du contact glacio-lacustre.

Fig. 205 : La calotte glaciaire jurassienne lors du dépôt des moraines internes (stade maximum) et son environnement paléogéographique.

Fig. 206 : La langue glaciaire de Champagnole et son environnement paléogéographique au stade maximum de la dernière période glaciaire.

Fig. 207 : Le lac proglaciaire de la Combe d'Ain au moment du maximum de la dernière période glaciaire.

Fig. 208 : Position des bassins prolacustres par rapport à la calotte glaciaire jurassienne et écoulement des eaux de fonte.

Fig. 209 : Les stades successifs de stabilisation (ou de réavancée ?) de chaque langue glaciaire au cours de la phase de retrait. Proposition de corrélation.

Fig. 210 : Première phase de retrait : calotte glaciaire unique.

Fig. 211 : Deuxième phase de retrait : calotte glaciaire unique plus réduite.

Fig. 212 : Troisième phase de retrait : dislocation en calottes secondaires coalescentes.

Fig. 213 : Quatrième phase de retrait : isolation des calottes secondaires.

Fig. 214 : Cinquième phase de retrait : fonte des calottes secondaires.

Fig. 215 : La reculée du Hérisson : morphologie actuelle.

Fig. 216 : La reculée du Hérisson : cartographie des formations quaternaires affleurantes.

Fig. 217 : La reculée du Hérisson : morphologie du substrat calcaire et relations entre les différentes unités litho-stratigraphiques du remplissage récent (d'après M. GENOUD et al.).

Fig. 218 : Place des reculées externes et internes par rapport aux limites d'extension glaciaire (vue en plan).

Fig. 219 : Place des reculées externes et internes par rapport aux limites d'extension glaciaire (vue en coupe).

Fig. 221 : Le Pléistocène moyen en Franche-Comté. Essai chronologique et paléoclimatique.

Fig. 222 : Le Pléistocène supérieur en Franche-Comté : corrélations chronologiques et paléoclimatiques.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

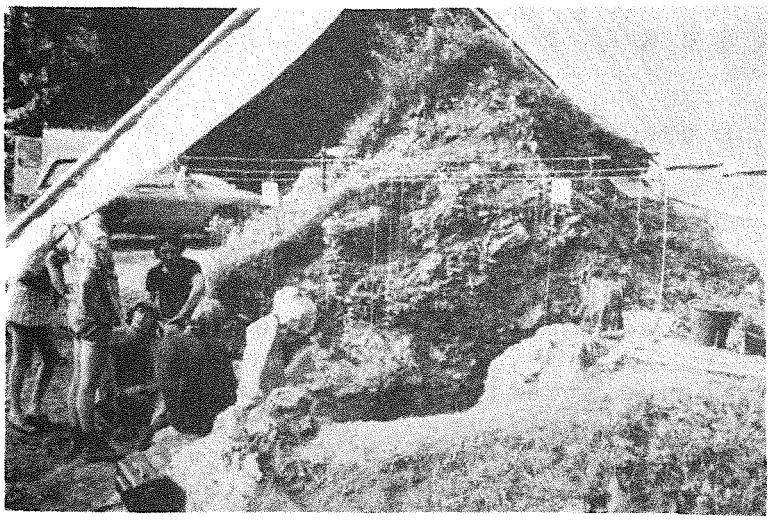
P L A N C H E 1

L'AVEN DE VERGRANNE

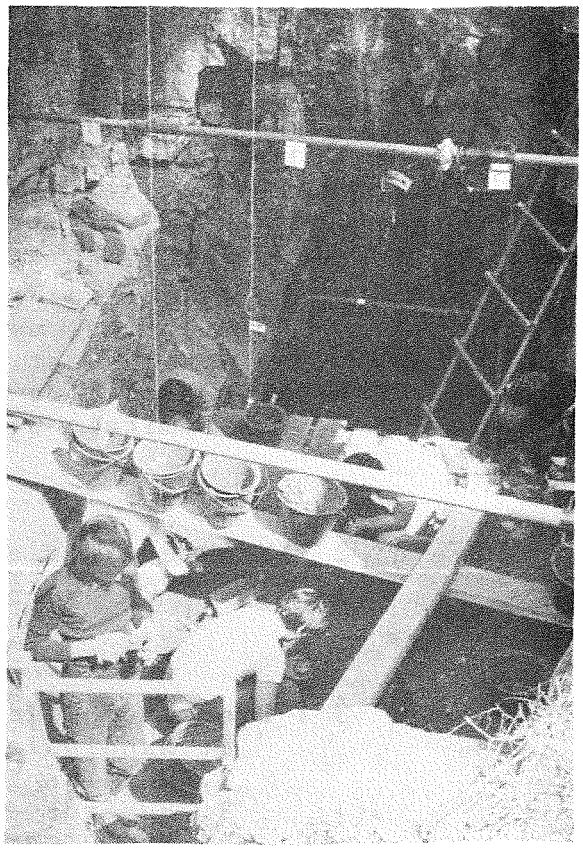
Photo n° 1 : Vue vers le Sud de la butte de remplissage bréchifié, libérée par l'exploitation des calcaires encaissants. Au premier plan, sommet du pilier stalagmitique et des concrétionnements de parois séparant le remplissage du calcaire. Sondage Nord en cours de fouille (voir Fig. 9).

Photo n° 2 : Vue de la fouille en cours. Remarquer la paroi ouest abondamment fracturée et le départ du suçoir karstique Nord à l'arrière-plan.

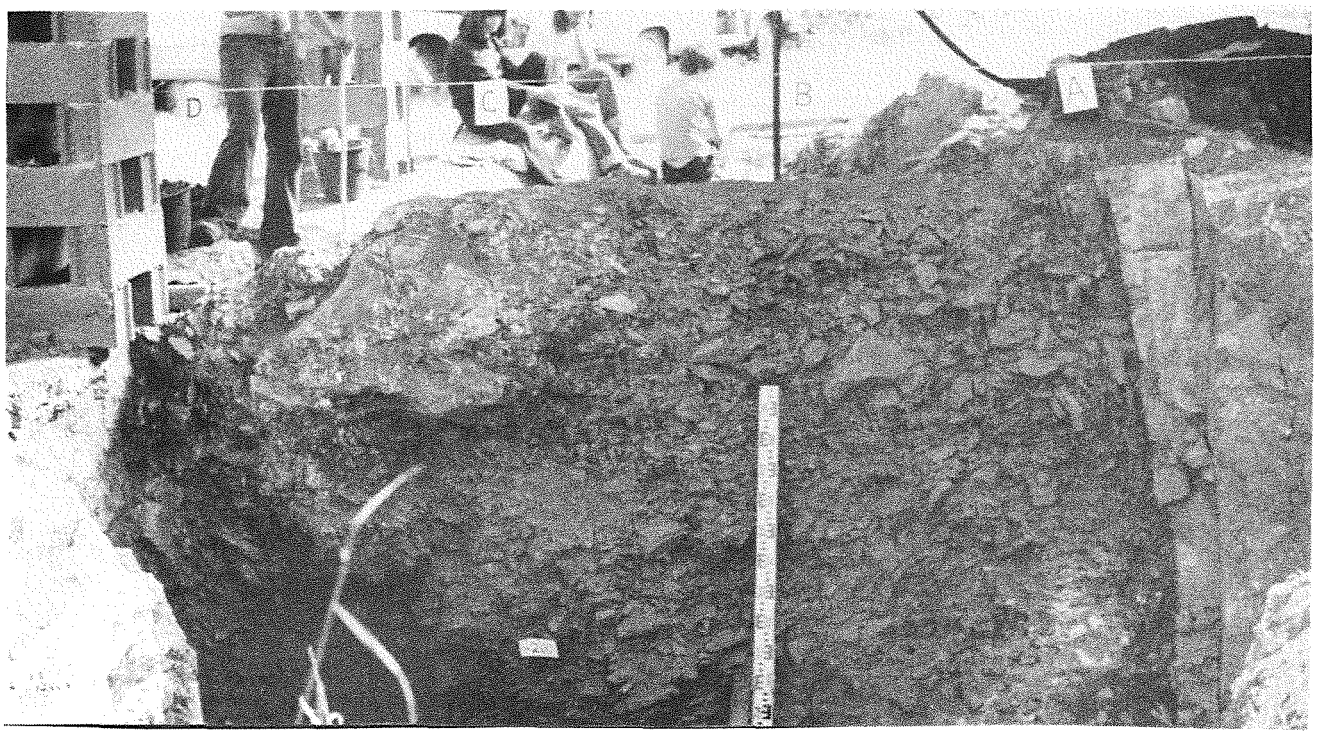
Photo n° 3 : Zone moyenne du remplissage (éboulis supérieur) après l'arasement de la butte bréchifiée supérieure. A droite paroi ouest, à gauche paroi est ; vue du remplissage en coupe transversale (voir Fig. 12). Noter les plaquettes verticales le long des parois.



1



2



3

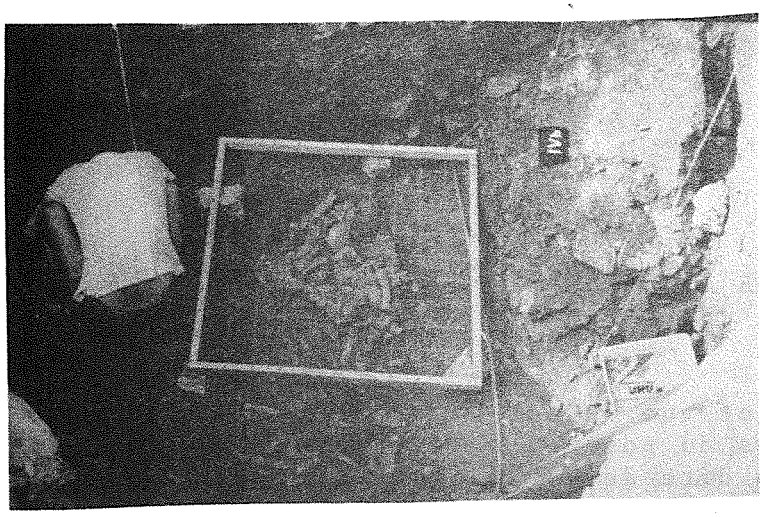
P L A N C H E 2

L'AVEN DE VERGRANNE

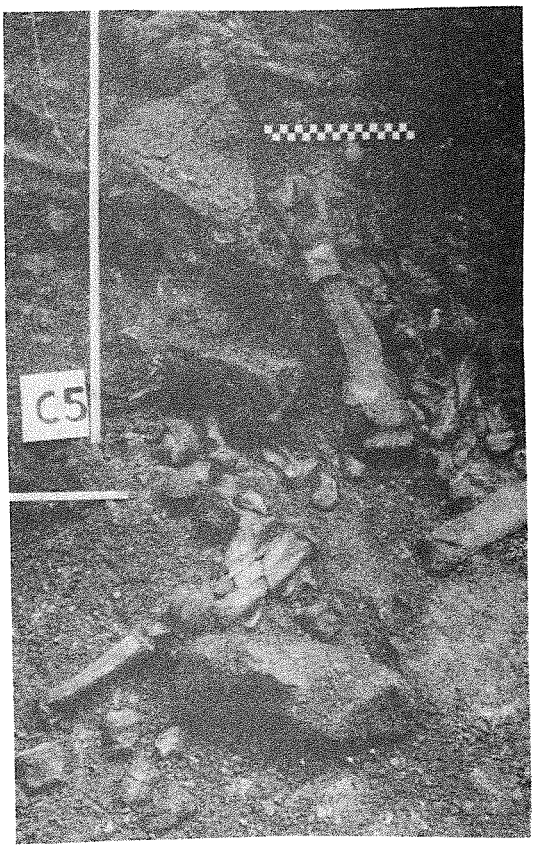
Photo n° 1 : Décapage et relevé d'une concentration osseuse dans le sondage Nord (Rhinocéros n° 1 de la Fig. 17).
A droite, un bloc de sédiment bréchifié décollé de la paroi ouest.
A l'arrière-plan, coupe stratigraphique de la zone sommitale de l'éboulis inférieur.

Photo n° 2 : Membre antérieur gauche de Rhinocéros en connexion anatomique légèrement dérangée.

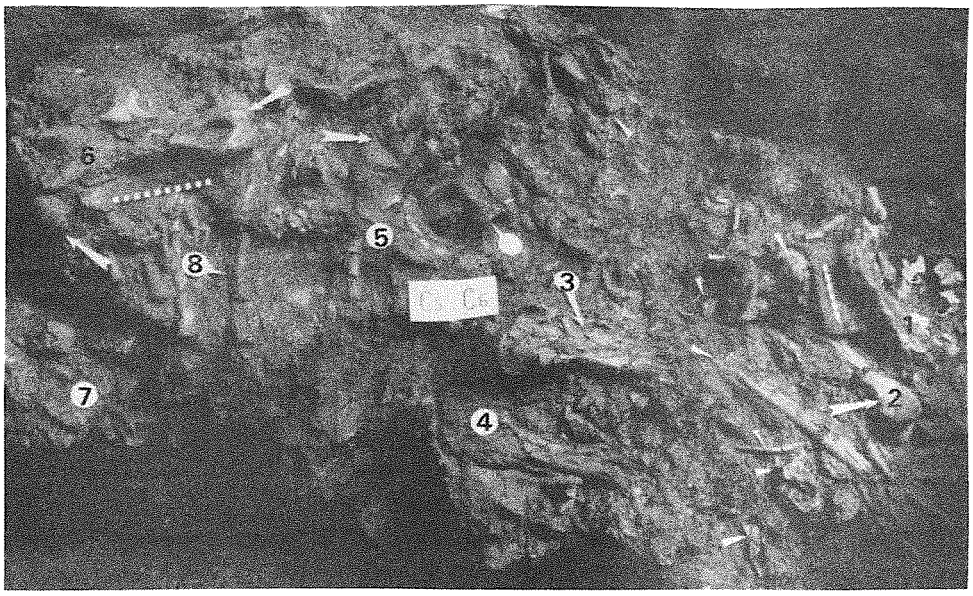
Photo n° 3 : Bloc bréchifié supportant le Rhinocéros n° 5 (Fig. 24)
1. Mandibule et série dentaire inférieure droite
2. Humérus gauche
3. Humérus droit
4. Radius droit
5. Ceinture scapulaire
6. Fémur gauche
7. Tibia gauche
8. Côtes du côté droit



1



2



3

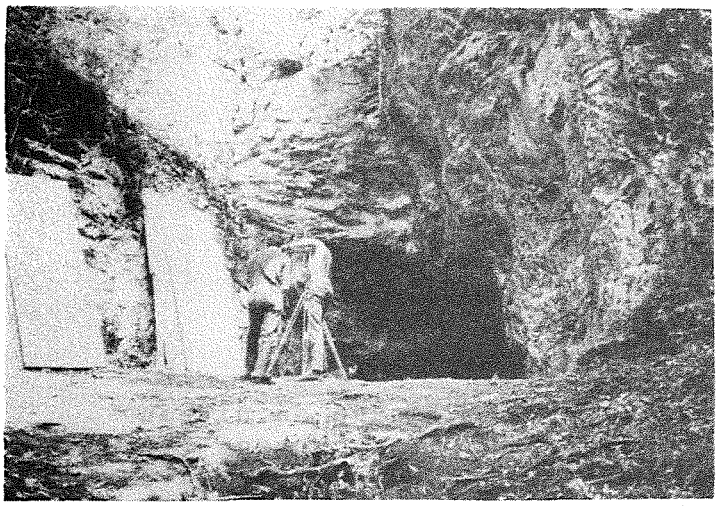
P L A N C H E 3

LA BAUME D ' ECHENOZ

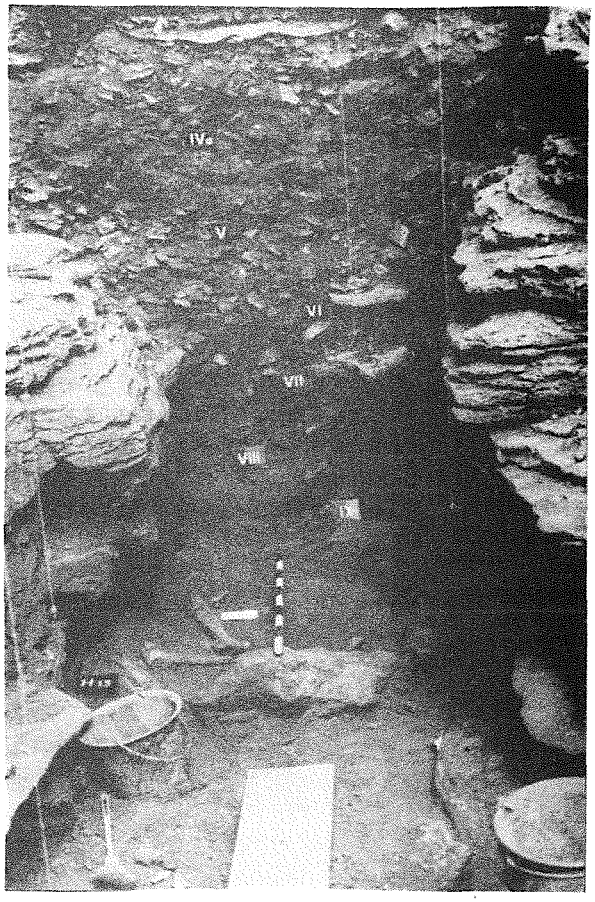
Photo n° 1 : Pose du carroyage et vue du porche avant les fouilles. A quelques mètres du porche, à l'arrière-plan, s'ouvre la salle dite de la Grange (voir Fig. 27,28 et 34).

Photo n° 2 : Coupe stratigraphique transversale du remplissage entre les deux parois de la cavité entre les zones 15 et 16 (voir Fig. 35). Au premier plan, décapage de la couche VIII avec ossements d'*Ursus deningeri* en place.

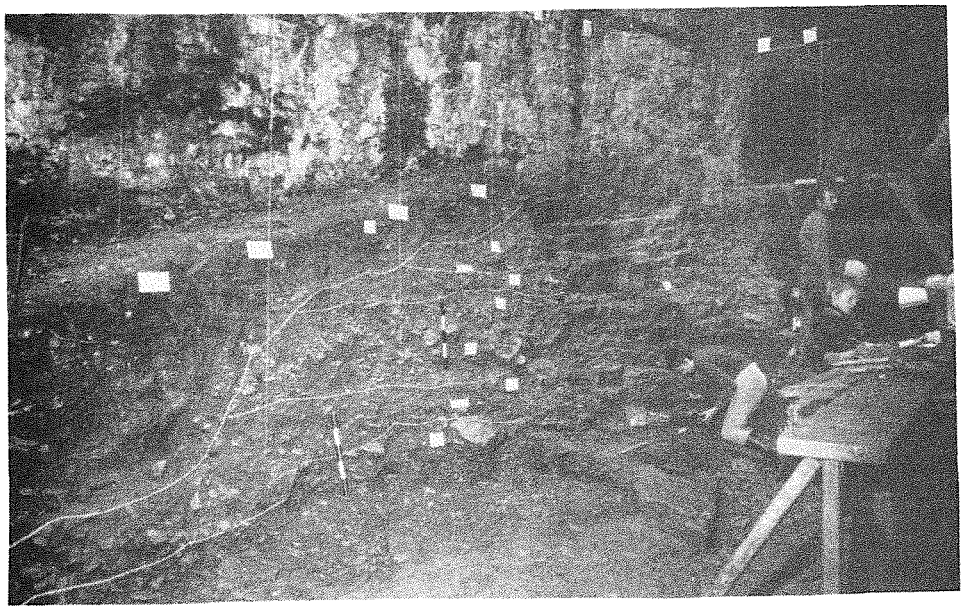
Photo n° 3 : Coupe stratigraphique longitudinale à l'avant du porche (voir Fig. 37). Les limites de couche sont soulignées par une trace claire.



1



2



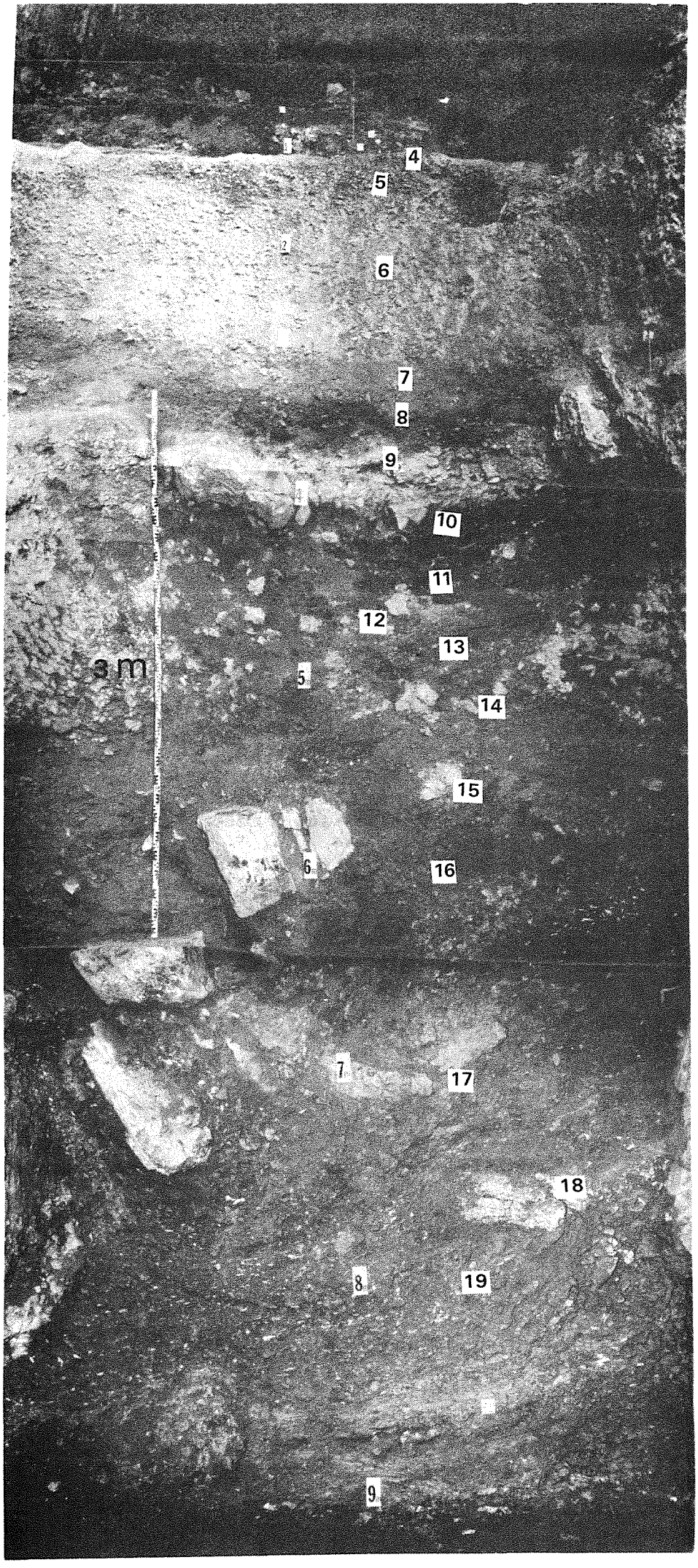
3

P L A N C H E 4

LA BAUME DE GIGNY

Coupe stratigraphique transversale du remplissage au niveau des ensembles supérieurs (couches 4 à 6) et moyens (couches 7 à 20). Au sommet à l'arrière-plan, les niveaux historiques et protohistoriques de teinte foncée (voir Fig. 60).

photo M. VUILLEMEY.

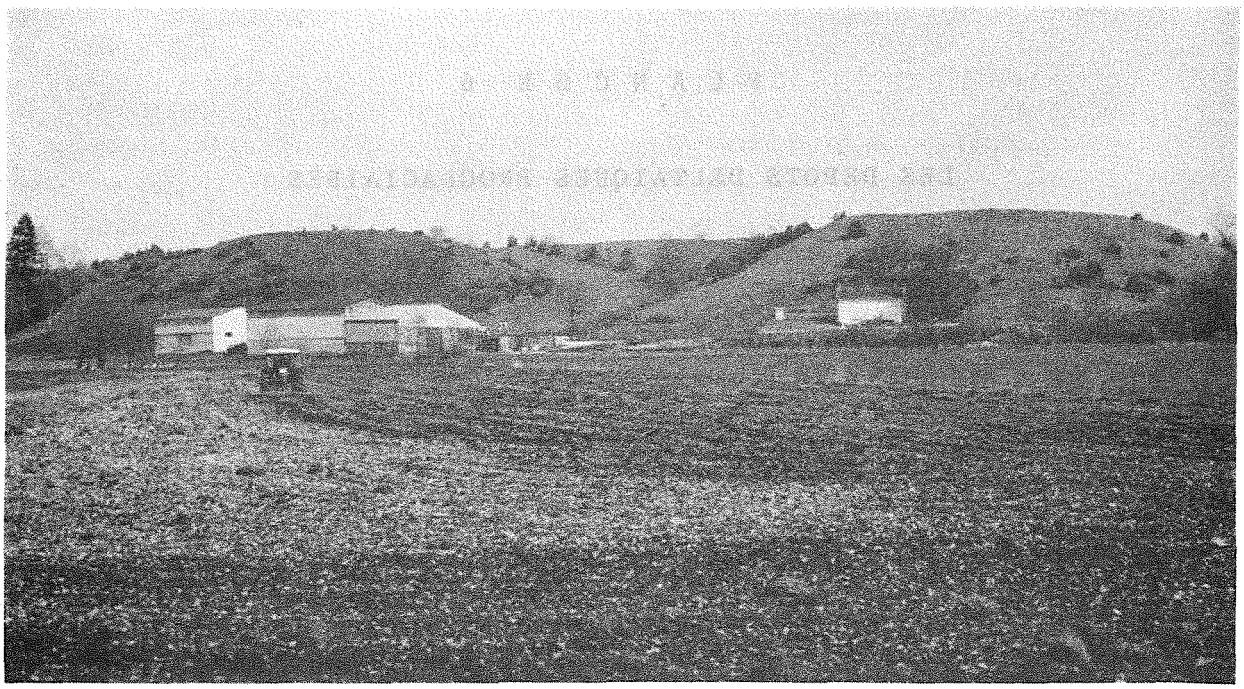

4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
3 m

P L A N C H E 5

LES DEPOTS DELTAIQUES PROGLACIAIRES

Photo n° 1 : Les " molards " de Boissia-Clairvaux. Vue sur deux festons de dépôts grossiers à sommet plat (terrasse de 525 m) et pente douce vers l'avant. Ils constituent les cônes d'épandage de deux chenaux proglaciaires issus du front glaciaire (les moraines frontales non visibles sont à 500m à l'arrière-plan) et déversant leurs dépôts grossiers sur la bordure est du lac de la combe d'Ain. Au premier plan, sous un placage grossier, un remplissage fin, varvé, constitue les dépôts de fond accumulés en eau calme après une phase de suspension (voir Fig. 135 et 142).

Photo n° 2 : Carrière de Charcier (Fig. 183)
Remarquer au sommet les niveaux horizontaux (Topset-beds) d'une puissance de 1,5 m à 2 m et à la base le talus de progradation (Foreset-beds) à lit très incliné vers la gauche. Remarquer également l'alternance de niveaux sableux (période d'étiage) et grossiers (période de crue).



1

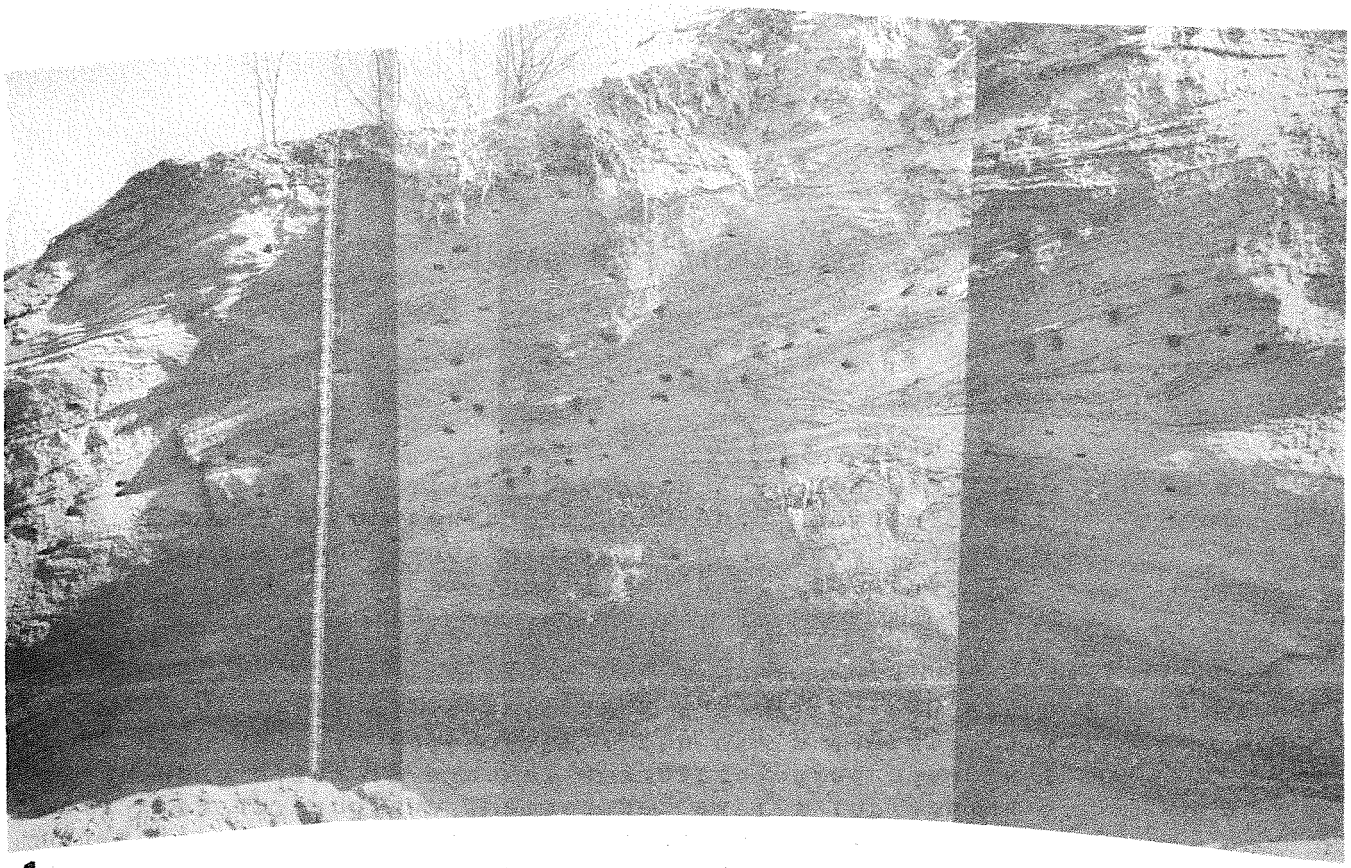
2

P L A N C H E 6

LES DEPOTS DELTAIQUES PROGLACIAIRES

Photo n° 1 : Cône deltaïque de Boissia " Sur les Molards ". Coupe oblique par rapport à l'inclinaison maximale des lits (voir Fig. 191).

Photo n° 2 : Détail de la carrière de Vertamboz, locus 1 (Fig. 187) Vue sur plusieurs couches présentant des structures d'effondrement dues à la fonte de petits culots de glace morte, isolés dans la massé du sédiment.



1

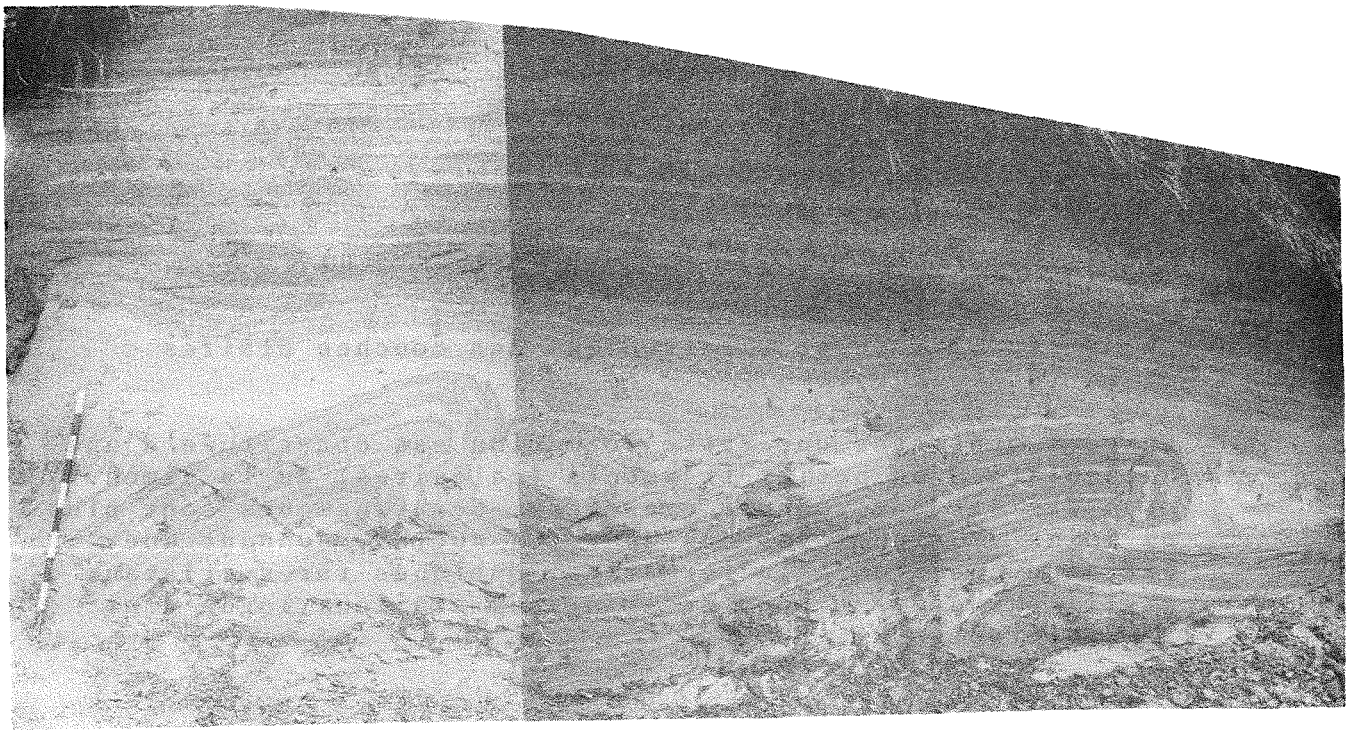
2

P L A N C H E 7

LES DEPOTS FINS VARVES

Photo n° 1 : Coupe des Forges à Clairvaux (Fig. 203)
Déformations péné-contemporaines ou légèrement postérieures à la sédimentation (slump-slide). La règle de 1 m donne l'échelle.

Photo n° 2 : Coupe des Ebalèves à Chatillon/s/Ain (Fig. 195)
La rivière d'Ain que l'on voit au premier plan érode et sape perpétuellement la base de cette séquence varvée qui glisse constamment en loupe et fait reculer la rive. Remarquer le petit niveau grossier fluviatile (F) se terminant en lentille dans la séquence varvée.



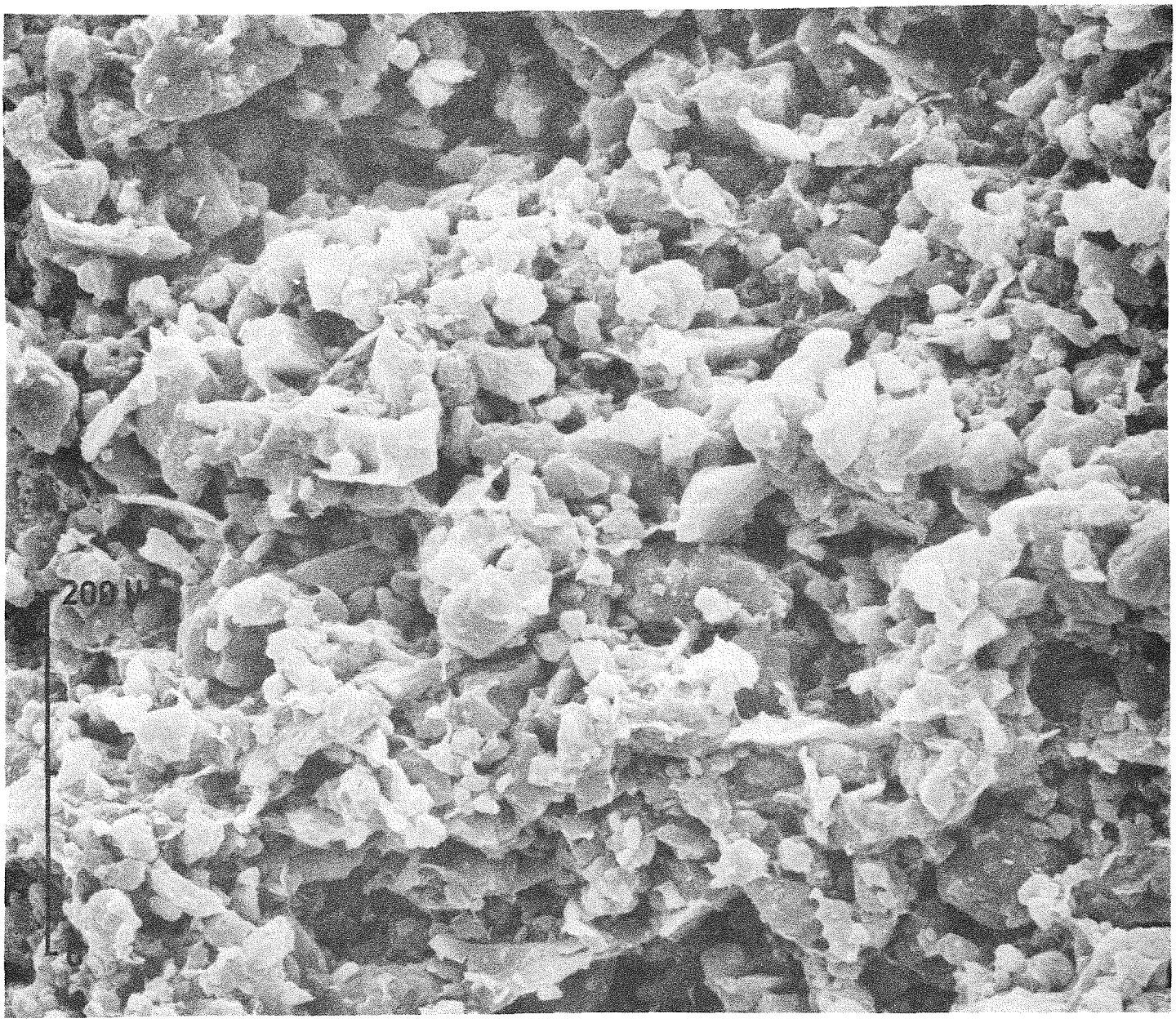
1

2

P L A N C H E 8

Photo prise au microscope électronique des couches claires de la séquence varvée.

On peut constater que cette formation est constituée d'une accumulation de petits fragments (calcaires) de la dimension des silts moyens et grossiers. Ces fragments sont plus ou moins imbriqués les uns dans les autres, donnant une certaine cohésion à la formation. Quelques rares cristaux phylliteux peuvent être des minéraux argileux logés dans les interstices.


200 M