



HAL
open science

Essai de synthèse des caractéristiques géologiques et géotechniques des molasses préalpines savoyardes

Jean Roger Paolillo

► **To cite this version:**

Jean Roger Paolillo. Essai de synthèse des caractéristiques géologiques et géotechniques des molasses préalpines savoyardes. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT: . tel-00524483

HAL Id: tel-00524483

<https://theses.hal.science/tel-00524483>

Submitted on 8 Oct 2010

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.



PAOLILLO (J.R.)

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

7 AOUT 1984

Jean-Roger PAOLILLO

S U J E T

ESSAI DE SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES ET GÉOTECHNIQUES DES MOLASSES PÉRIALPINES SAVOYARDES

Soutenu le 29 Juin 1984 devant la Commission d'Examen

M. J. PERRIAUX

Président

M. P. ANTOINE

Rapporteur

M. D. RIGASSI

M. R. CHARRE

Invités

M. G. CHAMPETIER DE RIBES

GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

Jean-Roger PAOLILLO

7
7 AOUT 1984

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

S U J E T

ESSAI DE SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES ET GÉOTECHNIQUES DES MOLASSES PÉRIALPINES SAVOYARDES

Soutenue le 29 Juin 1984 devant la Commission d'Examen

M. J. PERRIAUX

Président

M. P. ANTOINE

Rapporteur

M. D. RIGASSI

M. R. CHARRE

Invités

M. G. CHAMPETIER DE RIBES

GRENOBLE

10087889

A mes parents

A FLORENCE ...

S O M M A I R E

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE

- CHAPITRE I - Aperçu géographique
- CHAPITRE II - La série molassique

DEUXIEME PARTIE

INTRODUCTION

- CHAPITRE I - Choix et caractérisation des lithofaciès
- CHAPITRE II - Comportement de quelques faciès molassiques vis-à-vis de l'eau
- CHAPITRE III - Etude de la durabilité de quelques faciès molassiques soumis à des cycles de gel-dégel
- CHAPITRE IV - Porosimétrie au mercure
- CHAPITRE V - Mesure de la vitesse de propagation des ondes longitudinales
- CHAPITRE VI - Essais de compression monoaxiale et essais brésiliens de traction
- CHAPITRE VII - Les minéraux phylliteux du bassin molassique savoyard
- CHAPITRE VIII - Conclusion et résumé : critères de caractérisation géotechnique des molasses

TROISIEME PARTIE

- CHAPITRE I - Essai de mesures de densités dans les molasses, par la méthode gravimétrique
- CHAPITRE II - Comparaisons avec des densités mesurées sur échantillons
- CHAPITRE III - La gravimétrie appliquée à la détermination de la géométrie de structures enterrées ; comparaison avec les méthodes sismique et électrique.

CONCLUSION GENERALE

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

TABLES DES MATIERES

AVANT-PROPOS

Au terme de cette étude, je tiens à remercier tout particulièrement:

- Monsieur PERRIAUX qui m'a fait l'honneur d'accepter la Présidence du jury .

- Monsieur ANTOINE qui m'a accueilli dans son équipe et permis de réaliser cette thèse.

- Monsieur RIGASSI qui depuis le début de ce travail m'a toujours éclairé de ses précieux conseils. Je lui suis également reconnaissant d'être venu patauger à Findreuse (joli nom pour un tel lieu), sous la pluie, dans ces marnes molassiques qui floclent avec tant de lenteur (cette excursion lui a de plus donné l'occasion d'être très satisfait de ses semelles neuves bien ferrées).

- Monsieur FELIX qui m'a toujours réservé le meilleur accueil au Laboratoire des Matériaux Pierreux de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, et n'a jamais ménagé son temps à mon égard durant la réalisation des essais, rendus d'ailleurs possibles par le matériel qu'il a gracieusement mis à notre disposition.

- Monsieur CHARRE qui a toujours montré beaucoup d'intérêt pour cette étude, et m'a fait profiter de l'infrastructure du C.E.T.E. de Lyon pour nombre d'essais.

- Monsieur CHAMPETIER DE RIBES, du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, qui m'a fait l'honneur de participer à mon jury.

- Monsieur LETOURNEUR qui a su déployer des trésors de patience, et garder l'esprit ferme lors des nombreuses corrections ; les conversations que j'ai pu avoir avec lui m'ont beaucoup apporté, et il m'a fait comprendre qu'avec un peu de peine, et en pensant avec malice, j'arriverai à "visser".

-J'exprime également ma reconnaissance au personnel technique des différents laboratoires qui m'ont accueilli, et en particulier à Messieurs GARNIER, GUIQUET, NICOD, REVOL, CHABERT.

Merci enfin à tous ceux qui m'ont aidé au cours de cette thèse, que ce soit sur le terrain, ou, plus récemment au laboratoire, n'hésitant pas à y passer la nuit pour que je puisse "boucler" dans les délais ; merci donc à Alice, Hervé, Tintin, Stéphane, Messieurs CAGUILLE et COMPARE , et à bien d'autres aussi.

I N T R O D U C T I O N

Au cours des deux dernières années, de nombreux travaux, autoroutiers pour la plupart, ont été réalisés dans le bassin molassique périalpin. Le Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement (C.E.T.E.) de Lyon y a participé à de nombreuses reprises. Ainsi, au fil des études a-t-il pu constater que divers types de problèmes, spécifiques aux terrains molassiques, se posent lors de chantiers (stabilité de talus, etc.)

Ces remarques ont par la suite amené cet organisme à envisager une étude de l'ensemble des sédiments oligo-miocènes de la portion française du bassin molassique périalpin, afin de définir leurs caractéristiques et d'être en mesure de prévoir leur comportement.

Les relations que le C.E.T.E. entretient avec l'équipe de géologie appliquée de l'I.R.I.G.M. (1), elle-même très préoccupée par l'étude des formations régionales susceptibles de poser des problèmes d'ordre géotechnique, l'ont incité à lui proposer ce thème de recherche. De cette collaboration est né le présent travail.

Vu l'étendue de la partie française du bassin molassique, il a été décidé d'un commun accord de scinder ce domaine en plusieurs zones d'étude. Le choix de la portion savoyarde, comme cadre à ce travail de thèse, procède de considérations tout autant géographiques que lithostratigraphiques. Outre le fait qu'il s'agit de la terminaison méridionale du bassin molassique suisse, qui se poursuit jusqu'en Autriche, les faciès que l'on y rencontre sont totalement différents de ceux du Tertiaire du Bas-Dauphiné, de la Drôme, etc.

Si les formations molassiques du Bas-Dauphiné ont fait l'objet d'une étude géologique et géotechnique ponctuelle (KOTHE, 1980), celles situées plus au Sud possèdent matière à des recherches d'un type analogue à celles que nous avons menées ; ces recherches pourraient aboutir au cours des prochaines années si les contacts prometteurs établis entre le C.E.T.E. et l'Université se poursuivent.

Notre travail comprend trois parties :

- La première est une description détaillée des différents étages de la série molassique du bassin savoyard ; cela concerne aussi bien leur répartition spatiale que les faciès propres à chacun d'eux permettant de les individualiser.
- Dans la deuxième partie, nous caractérisons plusieurs de ces faciès par une série d'essais physiques et mécaniques, effectués sur échantillons. Nous avons ainsi tenté de définir lesquels de ces essais se révélaient les mieux adaptés à une caractérisation des molasses, directement applicable au génie civil. Des considérations relatives au réemploi des molasses apparaissent également dans cette seconde partie.

(1) Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique

- Le troisième volet quant à lui, traite d'essais réalisés sur le terrain, dans le but de caractériser, cette fois, les formations molassiques les unes par rapport aux autres. Ces essais ont principalement fait appel à la géophysique, toujours employée dans l'optique d'une application à la reconnaissance géologique en génie civil.

En annexe, enfin, figurent les développements théoriques et les modes opératoires de certains essais, lorsque cela est nécessaire à la bonne compréhension de la méthode.

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE I APERÇU GEOGRAPHIQUE

CHAPITRE II LA SÉRIE MOLASSIQUE

C H A P I T R E I

A P E R C U G E O G R A P H I Q U EI. SITUATION GÉNÉRALE

La zone étudiée apparaît comme une dépression vallonnée, encadrée à l'Est et à l'Ouest par des reliefs montagneux nets (Fig.1.1.) : d'une part front occidental des massifs subalpins (Bauges et Bornes, séparées par la cluse du lac d'Annecy) ou préalpins (Chablais), d'autre part façade interne de la chaîne jurassienne (du Sud au Nord, Mont du Chat, Gros Foug, Grand Colombier et Crêt de la Neige).

Ses limites septentrionale et méridionale ont été fixées arbitrairement : au Nord, cours de l'Arve, puis du Rhône, à l'aval de leur confluent (Genève) ; au Sud, ligne Est-Ouest passant à l'extrémité amont du lac du Bourget.

Dans le détail, cet ensemble est compartimenté d'une part par une ligne tectonique (accident Annecy-La Balme-ride linéaire du Vuache) et de l'autre par le chaînon isolé du Salève, d'où l'apparition de trois unités relativement distinctes, le bassin de Frangy-Rumilly-Aix les Bains au Sud-Ouest et, de part et d'autre du Salève, le bassin de Genève au Nord-Ouest et le secteur du plateau d'Evires au Sud-Est.

II. APERCU CLIMATIQUE

Les données météorologiques de treize stations réparties sur l'ensemble des différents bassins définis précédemment ont été consultées. Nous en avons dégagé les valeurs les plus intéressantes.

Précipitations annuelles moyennes : 1 202 mm.

Le mois d'avril est le plus sec (79 mm), le mois d'août le plus humide (111 mm).

Température annuelle moyenne : 9,7°C

Le minimum apparaît en juillet (1,3°C), le maximum en juillet (18,5°C).

Quant aux gelées, elles font leur apparition en octobre et peuvent persister jusqu'en mai.

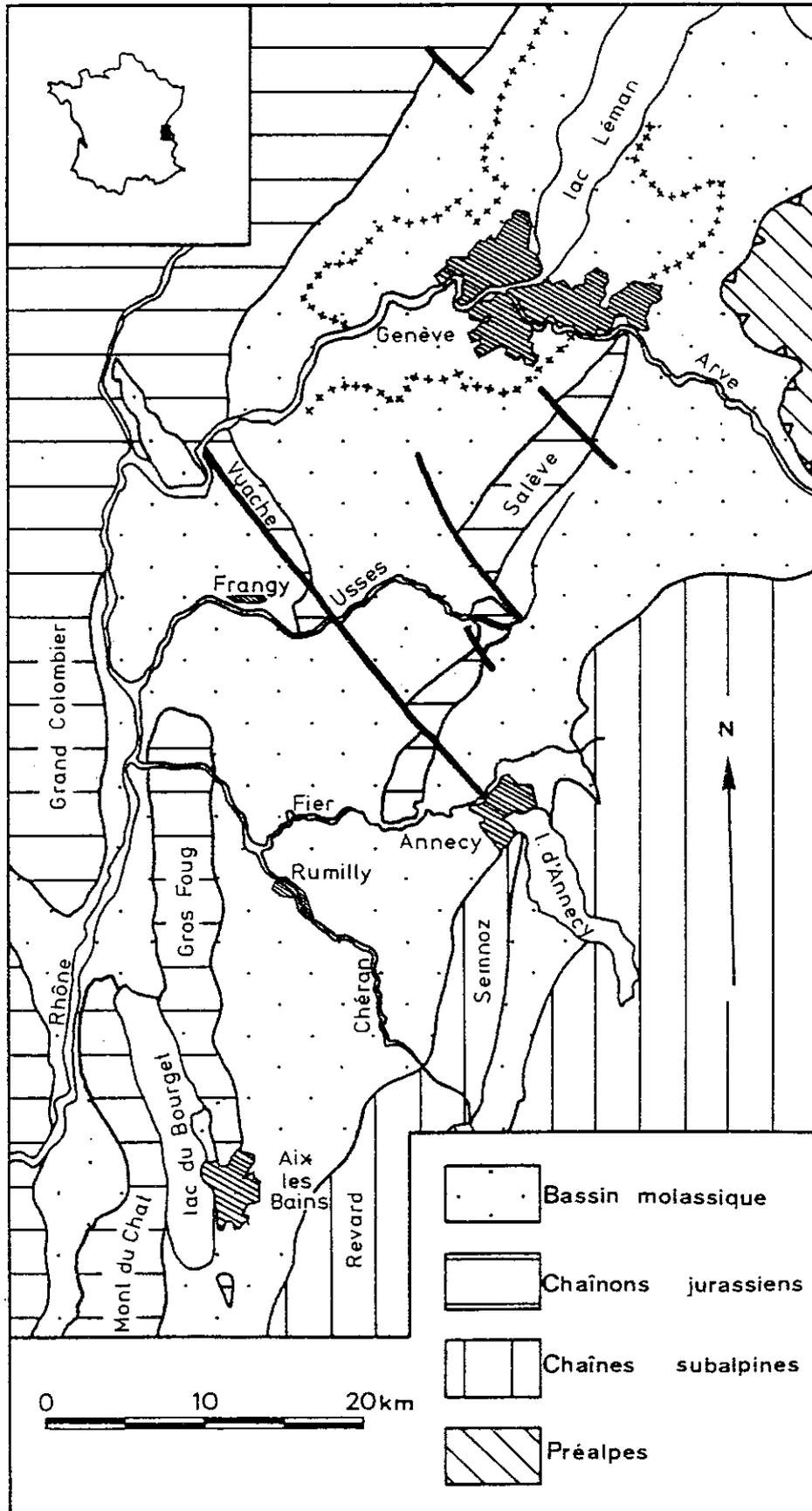
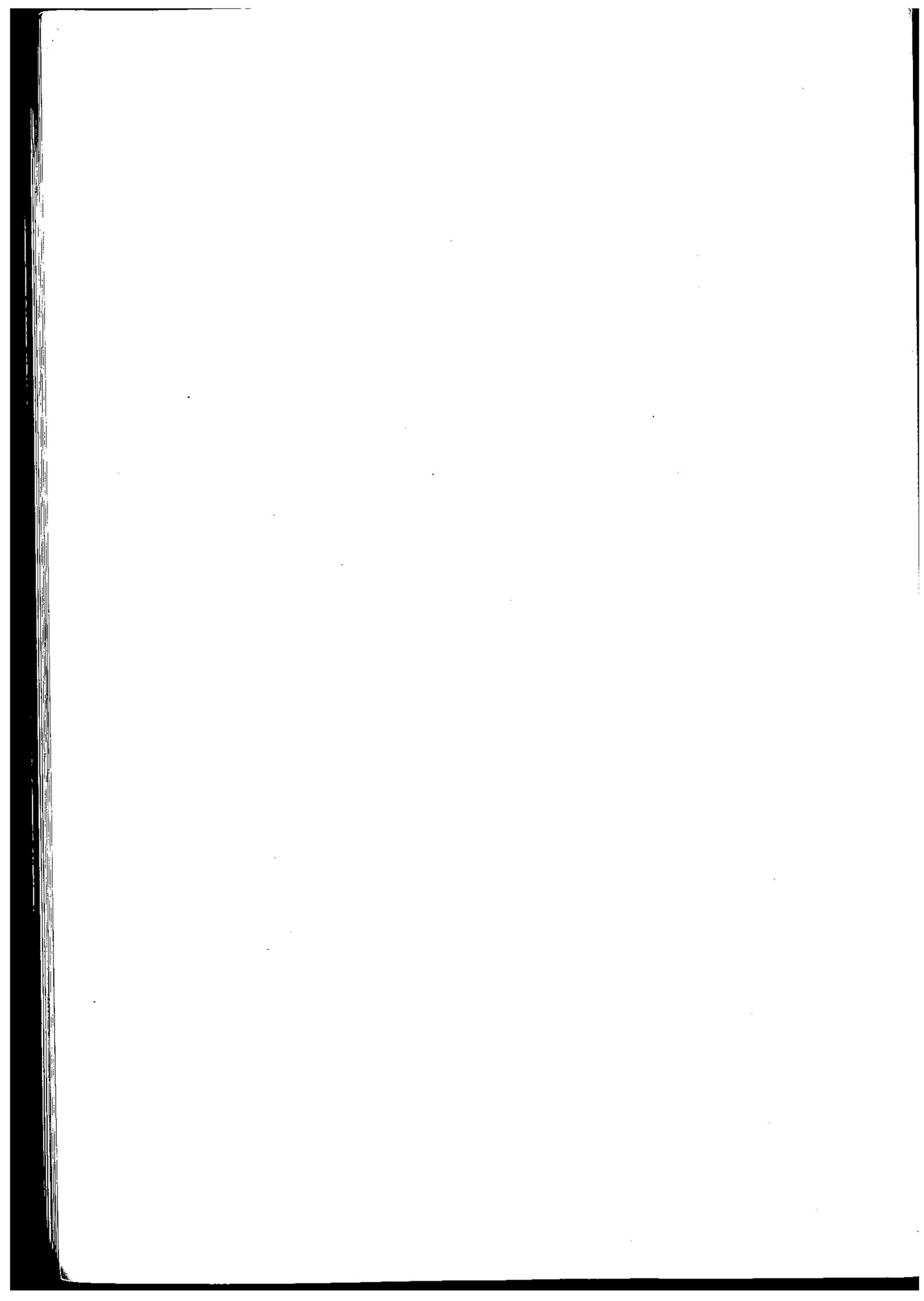


Fig. 1.1. Cadre géomorphologique de la zone étudiée

Le tableau suivant donne le nombre moyen mensuel et annuel de jour avec gelées ,

OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	TOTAL ANNUEL MOYEN
3	15	20	25	17	9	6	1	96



C H A P I T R E. II

L A S E R I E M O L A S S I Q U EI. INTRODUCTIONI.1. STRUCTURE GENERALE DU BASSIN MOLASSIQUE

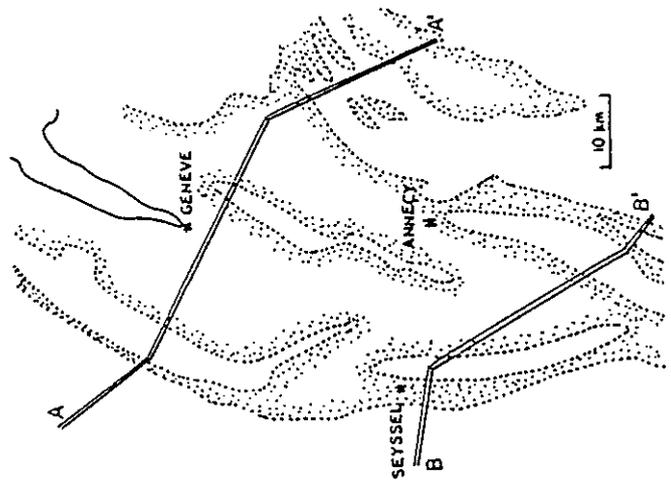
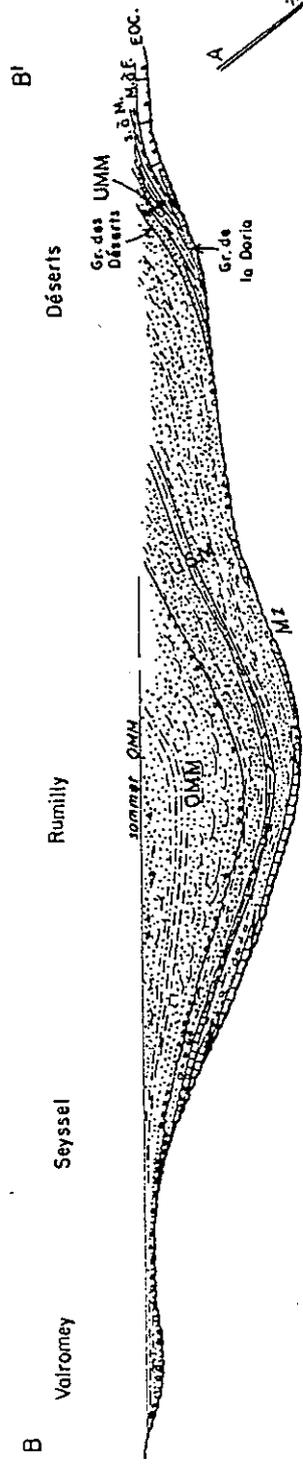
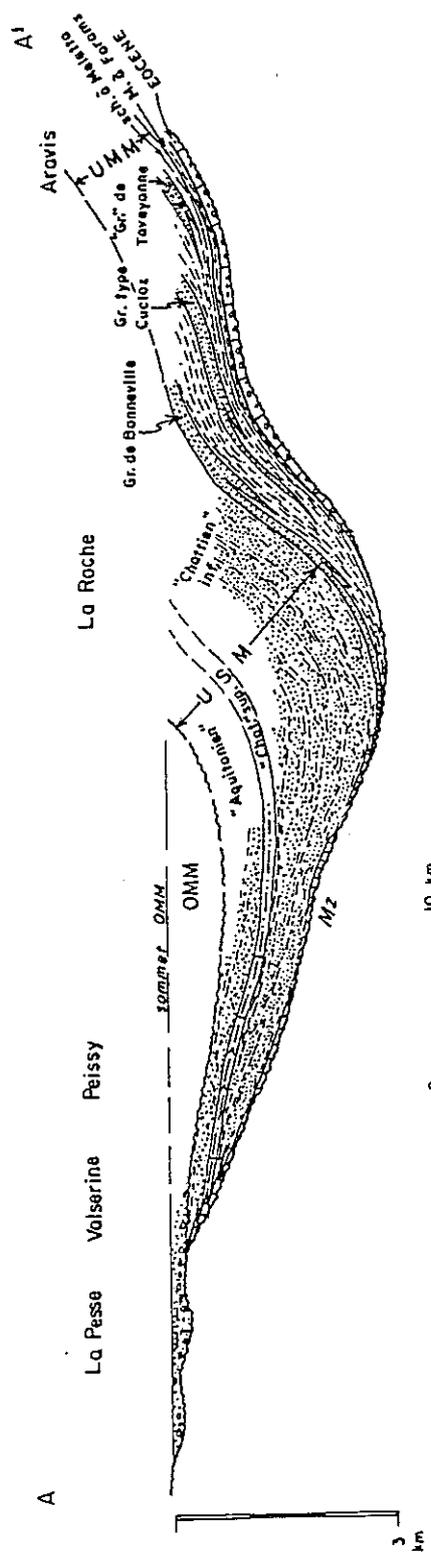
La zone molassique sur laquelle porte le présent travail et qui se présente actuellement sous la forme d'un vaste synclinorium, a joué le rôle d'avant-fosse pour la jeune chaîne alpine : en témoignent les sédiments qu'elle renferme, la quasi-totalité d'origine détritique et provenant de l'Est pour la plupart (Fig.1.2.). Ces dépôts couvrent la période du paroxysme alpin -de l'Oligocène basal au Miocène moyen- et même la prolongent. Dans l'avant-fosse syn -et post-orogénique, en subsidence constante bien que ralentie à diverses reprises (BERSIER, 1948), la série détritique a donc pu atteindre une puissance considérable : jusqu'à plus de 5 000 m en certains points de Suisse.

Les dépôts molassiques comprennent toute une gamme de faciès ; qu'ils soient fluviatiles, lacustres, saumâtres ou marins, ces faciès possèdent la particularité de toujours représenter une sédimentation en eau peu profonde. A. BERSIER (1958) a souligné ce point, comme caractéristique de tout bassin molassique subsident.

Mais qui dit subsidence dit très souvent enfoncements différentiels à l'intérieur du bassin. La portion savoyarde de l'avant-fosse molassique ne fait pas exception à cette règle. Ainsi, de l'ESE à l'WNW, le toit du Mésozoïque est-il trouvé à des profondeurs très variables (Fig.1.2.).

Dans la partie orientale, zone d'apports alpins très importants la base de la molasse est à 2 000-2 400 m sous la surface actuelle (forages de Chapeiry et de Faucigny).

En direction de l'WNW, les couches de base (Oligocène) se biseautent progressivement sur le substratum secondaire, le Miocène s'amincit et l'on aboutit, dans le Jura, à une épaisseur presque nulle.



- O.M.M. : Molasse marine supérieure
(Obere Meeres Molasse)
- U.S.M. : Molasse d'eau "douce" inférieure
(Untere Süßwasser Molasse)
- U.M.M. : Molasse marine inférieure (Flysch)
(Untere Meeres Molasse)
- MZ : Mésozoïque

Fig. 1.2. Le prisme tertiaire (d'après D. RIGASSI, 1982)

I.2. SUBDIVISIONS DE LA MOLASSE

Face à l'apparente monotonie caractérisant les dépôts molassiques, le géologue reste de prime abord, il faut l'avouer, assez décontenancé. Mais il ne s'agit là, heureusement, que d'un leurre. Suite aux patientes recherches des géologues, suisses pour la plupart, certaines grandes unités lithologiques, probablement synchrones, ont pu être mises en évidence à l'intérieur du bassin molassique helvético-savoyard.

C'est le cas, dans l'Oligocène sub-jurassien, depuis le bassin de Frangy-Bellegarde jusqu'à la région d'Yverdon (extrémité sud du lac de Neuchâtel) (JORDI, 1955 ; RIGASSI, 1957 ; KISSLING, 1974, etc.) et dans le Miocène (Molasse marine supérieure) du bassin d'Aix-les-Bains-Rumilly-Frangy (Tableau 1.1.). A l'intérieur du tableau 1.1., lorsque cela s'est révélé nécessaire, un cartouche spécifique aux faciès de la zone sub-jurassienne a été introduit dans la colonne relative à la lithologie générale.

Ainsi, peut-on dire qu'actuellement, un relatif consensus existe sur la subdivision suivante de la série molassique de la Savoie et de la Suisse occidentale.

AGE millions d'années	EPOQUES		ETAGES	UNITES	LITHOLOGIE GENERALE
				LITHOSTRATIGRAPHIQUES INFORMELLES	Zone externe ou subjurassienne
11	MIOCENE	Mol. d'eau douce sup. (O.S.M.)	Tortonien		
		Molasse marine supérieure (O.M.M.)	Serravalien	"HELVETIEN"	Conglomérat au sommet Grès et silts gris
Langhien					
20,8		Obere Meeres Molasse	Burdigalien	"BURDIGALIEN"	Grès prédominants peu de silts Conglomérats de base
	Molasse d'eau "douce" inférieure (U.S.M.)	Aquitanien	"AQUITANIEN"	Grès et marnes versicolores à grands cyclothèmes fluviatiles Calcaires d'eau douce	
24	OLIGOCENE	Untere Süswasser Molasse	sup.	GRES ET MARNES GRIS A GYPSE ("CHATTIEN" SUPERIEUR des auteurs)	Marnes à gypse; grès et calcaires lacustres à saumâtres Calcaires d'eau douce et dolomies
			moyen	MARNES BARIOLEES ("CHATTIEN" INFÉRIEUR des auteurs)	Grès et marnes versicolores à grands cyclothèmes fluviatiles
		inf. ?	RUPELIEN	Calcaires d'eau douce; conglo. de base	
30					

Tableau 1.1.

II. LA MOLASSE D'EAU "DOUCE" INFÉRIEURE (U.S.M.)

Avant toute chose, il faut noter que le terme de Molasse d'eau "douce" inférieure (Untere Süßwasser Molasse, chez les auteurs de langue allemande) est assez improprement utilisé. En effet, il se rapporte à une série comprenant, outre des horizons fluviatiles et lacustres, des horizons saumâtres. Une datation de cette série, principalement par les Mammifères, donne un âge allant de l'Aquitaniens au Stampien moyen ; le sommet du Stampien inférieur est peut-être atteint à Lovagny (SW d'Annecy) (D. RIGASSI, 1967, in rapport Harry Wassal ans Ass. ; VIANEY-LIAUD, 1970).

II.1. LE "CHATTIEN INFÉRIEUR" : Calcaires d'eau douce, dits de Grilly, et Marnes bariolées

Cette unité, qui forme la base de la Molasse d'eau "douce" inférieure, a été désignée, suivant les auteurs, sous les noms de Molasse rouge ou de Marnes bariolées.

Trois zones de faciès peuvent être distinguées à l'intérieur de la "Molasse rouge" (RIGASSI, 1967), le passage de l'une à l'autre étant très progressif (Fig.1.3.). Au Sud-Ouest de la faille Annecy-Vuache, ces zones se succèdent d'Ouest en Est. Au Nord de cet accident, dans la région du Genevois et du Plateau d'Evires, la succession se fait du Nord-Ouest au Sud-Est.

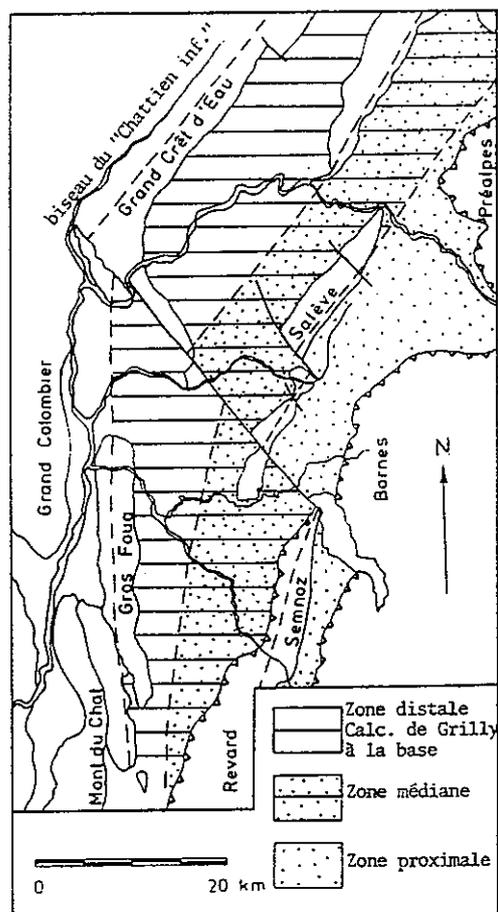


Fig. 1.3. Zones de faciès du "Chattien inférieur"

Ceci peut être schématisé de la manière suivante (Tableau 1.2., d'après D. RIGASSI, in rapport Harry Wassal ans Ass., 1967).

ZONE W OU NW DISTALE	ZONE MEDIANE	ZONE E OU SE PROXIMALE
Cycles marno-gréseux à marnes prédominantes 0 - 400 m	Cycles marno-gréseux 400 - 800 m	Cycles gréso-marneux à grès prédominants 800 - 2000 m
conglomérats quartzeux calcaires lacustres (calc. de Grilly) 0-15 m		"Molasse rouge"
	Poudingue de Mornex	
		Rupélien Grès de Bonneville (UMM)
"Sidérolithique" Crétacé		

Tableau 1.2.

L'ensemble du bassin d'Aix-Rumilly-Frangy étant déjà affecté par la subsidence au "Chattien inférieur", les épaisseurs de la "Molasse rouge" seront ici plus importantes à l'Est qu'à l'Ouest.

Tout au Nord du bassin, le "Chattien inférieur" (conglomérats pétroli-fères ...) atteint au moins 20-25 m entre Frangy et Mons, mais disparaît à l'Ouest (ainsi d'ailleurs que le "Chattien supérieur"), puisqu'à Génissiat, Pyrimont et Challonges, l'Aquitainien repose directement sur le Crétacé.

Un peu au Sud (région d'Alby, de St Félix, sondage Savoie 101 (X = 886, 81, Y = 101,2, Z = 670 m)), on a trouvé environ 500 m de "Chattien inférieur" (le contact "Chattien inférieur"- "Chattien supérieur" n'est pas strictement défini).

On est là dans le centre actuel du bassin, mais celui-ci correspond bien plutôt à l'emplacement de son axe miocène qu'à la forme qu'il adoptait au Chattien.

Il est probable que le "Chattien inférieur" serait plus épais au front du Semnoz, c'est-à-dire un peu plus à l'Est, entre le prolongement profond du Salève et le bord chevauchant des chaînes subalpines. A l'intérieur du massif des Bauges, dans le synclinal de Lescheraines, l'épaisseur du "Chattien inférieur" dépasse sans doute 1 000 m, et encore le sommet de la formation n'y a pas été conservé.

Tout au Sud enfin, les profils obtenus par Esso-Rep (ensuite corrélés par sismique, et en partie par le forage de Chapeiry) donnent environ 600 m d'épaisseur pour la totalité de l'U.S.M. au front du Revard à la hauteur du Sierroz et 250-300 m à la latitude d'Aix-les-Bains. L'épaisseur du "Chattien inférieur" atteindrait respectivement 250 et environ 100 m.

Au Nord-Est du décrochement du Vuache-La Balme-Annecy, l'épaisseur est beaucoup plus grande, pouvant atteindre 2 000 m.

Ce qu'il faut retenir au sujet du bassin d'Aix-Rumilly-Frangy, c'est qu'il se biseaute non seulement vers l'WNW contre la naissance du Jura, mais aussi vers le SSW pour se terminer (ou presque) en cuiller vers Chambéry-Aix Les Bains.

II.1.1.. La "zone distale" (Fig.1.3.)

Ici, le "Chattien basal", transgressif sur des terrains d'âge crétacé et éocène ("Sidérolithique"), se présente sous un faciès de calcaires lacustres : les "Calcaires de Grilly" (D.RIGASSI, 1957) ou "Calcaires d'eau douce inférieurs" (D.KISSLING, 1974).

Ces calcaires limniques sont cantonnés en bordure orientale des chaînons jurassiens. Pour qu'un tel dépôt ait pris naissance, il a fallu que ce secteur jouisse de conditions très particulières : en effet, cette dépression sub-jurassienne était très éloignée des apports détritiques alpins.

En revanche, le matériel détritique provenant de l'érosion du Jura naissant était déposé dans ce bassin par des appareils torrentiels ; cela explique la présence de galets jurassiens assez loin dans le bassin.

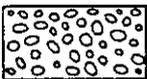
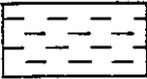
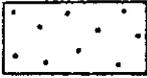
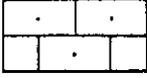
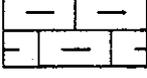
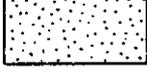
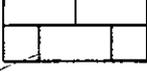
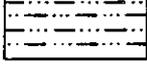
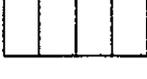
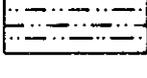
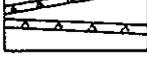
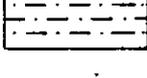
L'affleurement le plus oriental à l'intérieur de notre secteur d'étude se situe à Lovagny (entrée Est des Gorges du Fier).

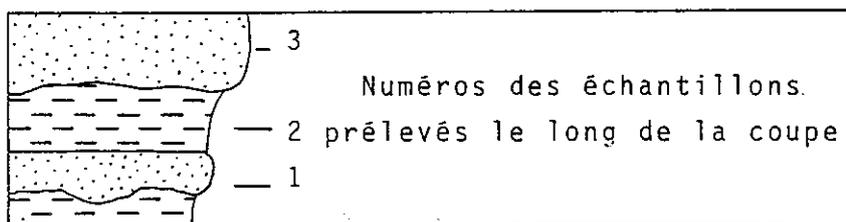
Nous retrouvons ce faciès de calcaires lacustres dans plusieurs coupes (18 m d'épaisseur dans le ruisseau de la Findreuse (Fig.1.10), 10 m dans le Fornant (Fig.1.11), ainsi que dans certains sondages pétroliers (Peissy 1 : calcaire de 250,07 à 293,63 m, mais la base n'a pas été atteinte ; Challex 1 : calcaire de 264,75 à 273,50 m, mais là encore, la base n'a pas été atteinte).

LEGENDE GENERALE DES COUPES

LES INTERRUPTIONS AU SEIN D'UNE COUPE
CORRESPONDENT A DES LACUNES DE VISIBILITE

LITHOFACIES

	Conglomérats		Marnes et argiles
	Grès grossiers (1-2mm)		Calcaire gréseux
	Grès moyens (0,2-1mm)		Calcaire argileux
	Grès fins (0,02-0,2mm)		Calcaire lité
	Grès argileux		Calcaire massif (Urgonien)
	Silts		Filonnets de gypse
	Marnes silteuses		



N.B.: Correspondance des termes lithostratigraphiques employés

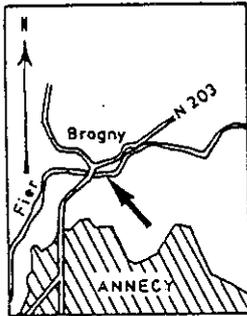
"CHATTIEN" SUPERIEUR : GRES ET MARNES GRIS A GYPSE

"CHATTIEN" MOYEN : "CALCAIRES D'EAU DOUCE ET DOLOMIES"

"CHATTIEN" INFERIEUR : MARNES BARIOLEES

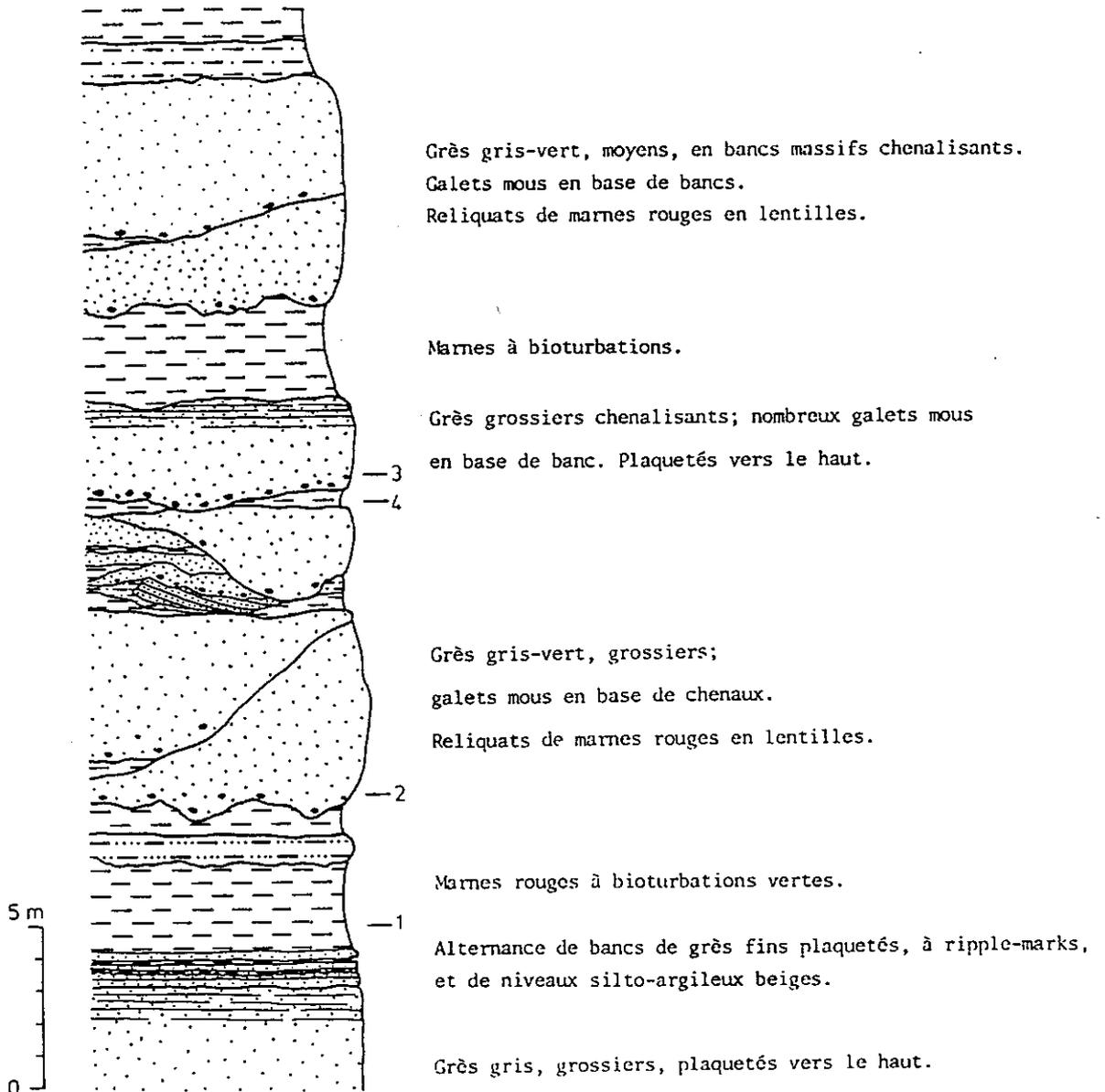
" CHATTIEN" BASAL : "CALCAIRES DE GRILLY"

Figure 1.4.



MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFERIEURE "CHATTIEN" INFERIEUR

Pont de Brogny



Plus au Nord, ces calcaires affleurent en plusieurs sites, tant en Suisse (Grilly, ...) que dans l'Ain (région de Divonne).

Selon D. RIGASSI (in rapport Harry Wassal and Ass., 1967), ils représentent "l'équivalent lithologique, sédimentologique et chronologique des "Calcaires de Wynau" de Suisse, et du "Kalkiges Randfazies" de Souabe et de Bavière".

Au-dessus du "Chattien basal", la "Molasse rouge" de cette zone externe est formée d'une alternance de cycles gréseux (surtout de grès à ciment calcaire ou des macignos à ciment argileux) et marneux. L'épaisseur de ces cycles varie de 1 à 5 m (voir les coupes de Findreuse (Fig.1.10) et du Fornant (Fig.1.11.)).

A Serrasson (Est de Frangy) ainsi qu'à la Roulavaz (Sud-Ouest de Genève), quelques niveaux gréseux beaucoup plus importants s'intercalent dans la série. Les grès de la zone externe ont un grain généralement fin à moyen.

II.1.2. La "zone médiane" (Fig.1.3.)

Les "calcaires de Grilly" ont en principe disparu au niveau du "Chattien basal" : les apports détritiques alpins étaient ici déjà trop importants pour permettre la sédimentation de vases calcaires.

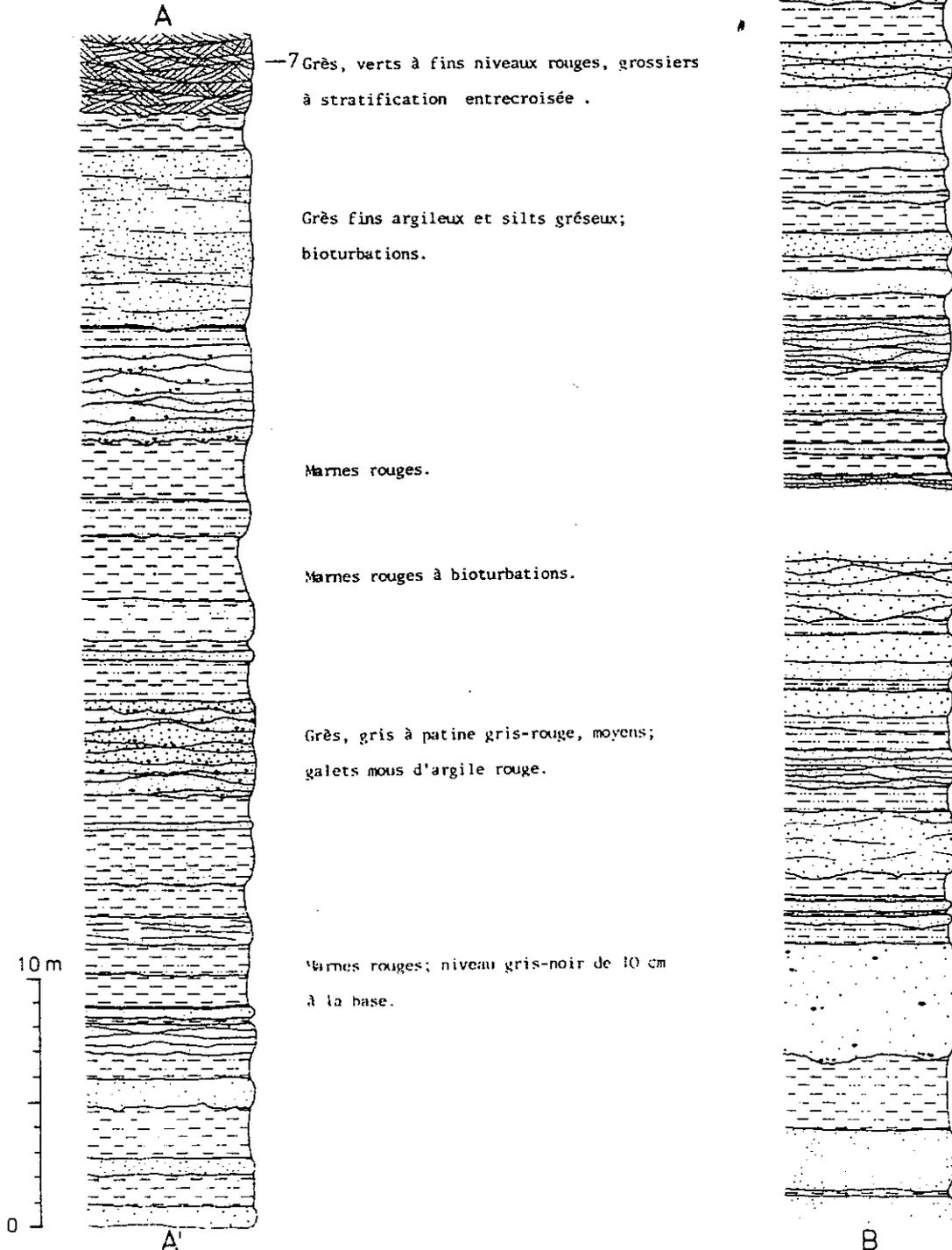
La "Molasse rouge" débute directement par des cyclothèmes fluviaux gréso-marneux dont l'épaisseur augmente en comparaison de la zone distale subjurassienne (fréquemment une dizaine de mètres de puissance). Les grains deviennent également plus grossiers.

II.1.3. La "zone proximale"(Fig.1.3.)

La partie orientale du bassin molassique correspond au secteur proximal des apports alpins. Cela entraîne une conséquence immédiate sur la lithologie de la "Molasse rouge" : les cycles gréso-marneux deviennent beaucoup plus épais (souvent 20 m) ; parallèlement, la granularité évolue vers un pôle très grossier. De plus, les cycles se voient fréquemment privés de leurs termes sommitaux plus fins (marnes noires, etc.). Les calcaires sont ici inexistantes (voir coupes du Pont de Brogny (Fig.1.4) et de la Montagne de Charre (Fig.1.5.) entre Annecy et la Roche-sur-Foron).

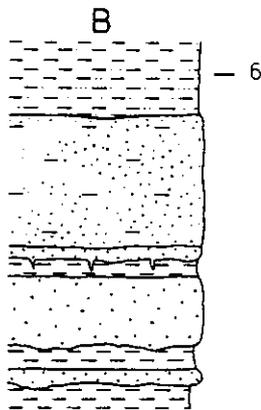
Figure 1.5.

MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFERIEURE
 "CHATTIEN" INFERIEUR
 Montagne de Charre



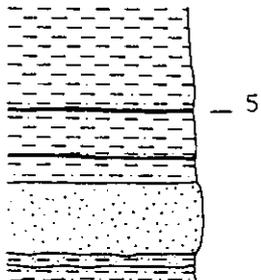


Grès gris, grossiers, à bioturbations rouges.



Grès, gris-beige-rouge, moyens, à bioturbations.

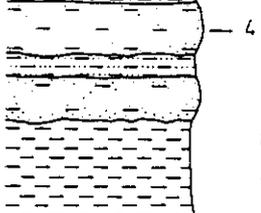
Marnes, gris-ocre et rouges.



Marnes silteuses, rouges, avec de fins niveaux silteux noirs.

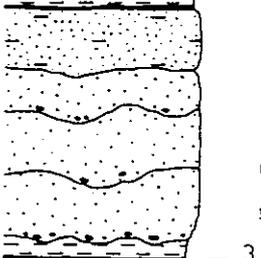
Grès beiges, fins à moyens, bioturbés.

Marnes silteuses, ocre-rouge, bioturbées.



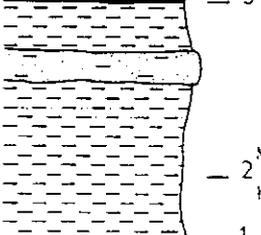
Marnes parfois silteuses, rouges, à passées vert-gris.

Grès, ocre-rouge, grossiers;
pistes de vers en base de bancs.



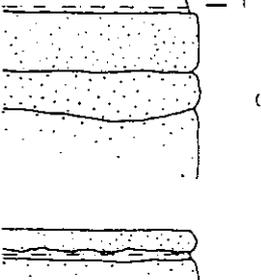
Grès, gris-rouge, moyens à grossiers;
galets mous d'argile rouge en base de bancs.

Marnes finement silteuses, rouges.



Marnes à passées silteuses, rouges, parfois huriolées.

Grès micacés, gris, grossiers; niveaux gréseux
rouges; galets mous d'argile rouge.



Grès micacés, rouge-gris, moyens.

Marnes à passées silteuses, rouges.

B'

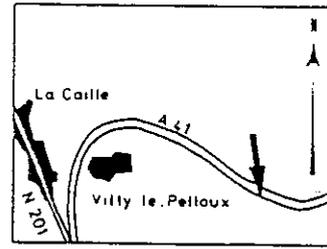
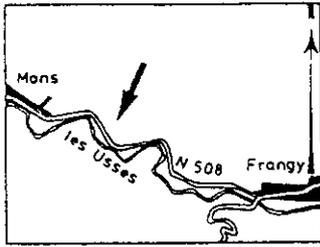
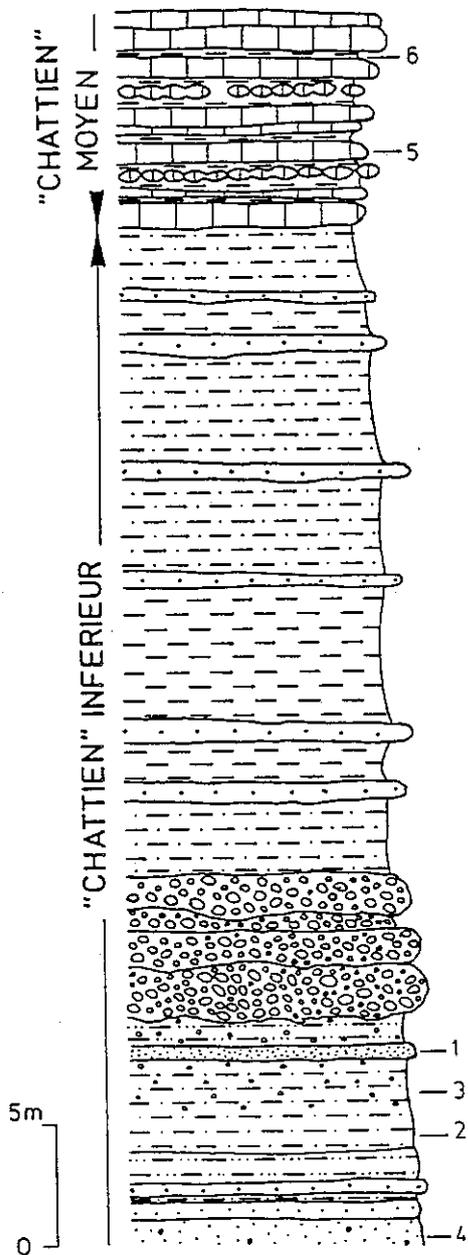


Figure 1.6.

MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFÉRIEURE

Mons

Calcaires blancs, lacustres, en bancs de 0.10 à 1 m; certains niveaux en miches. Interlits d'argile gris-beige.

Série marno-gréseuse:

Marnes à dominante silteuses, grises à vertes.

Grès beiges, grossiers, en bancs métriques.

Conglomérats bitumineux à éléments de silex.

Grès jaunes à verts, fins à grossiers, bitumineux; marnes silteuses vertes à petits éléments de silex.

II.2. LE "CHATTIEN SUPERIEUR" : Grès et marnes gris à gypse (Fig.1.9.)

La transition entre les termes "inférieur" et "supérieur" n'est jamais brutale. Vers le sommet de la "Molasse rouge" apparaissent progressivement, à l'intérieur des sédiments grés-argileux, de fins bancs de calcaires lacustres. Parallèlement, les teintes rougeâtres prédominantes s'estompent pour laisser la place à une dominante grise.

La variation de faciès a pour cause la modification des types de dépôt. Les cycles fluviatiles chenalisants disparaissent au profit d'une sédimentation plus calme, entraînant une stratification finement litée.

Cette modification des conditions paléogéographiques est soulignée par l'apparition d'organismes lacustres, voire saumâtres.

Ce dernier aspect rend assez contestable l'appellation de "Molasse d'eau douce" inférieure" pour le "Chattien supérieur".

D. RIGASSI (1957) note ce fait : "Ainsi, non seulement la lithologie et l'âge chattien supérieur, mais encore le faciès saumâtre font des "marnes grises à gypse" (ce terme doit être préféré, à celui, impropre, de "molasse d'eau douce") un horizon très constant."

II.2.1. La transition entre "Molasse rouge" et "grès et marnes gris à gypse" : Les "calcaires d'eau douce et dolomies"

Cet épisode est ainsi dénommé par D. AUBERT (1963) et D. KISSLING (1974) entre autres, dans leurs études de la partie subjurassienne du bassin molassique. Dans cette zone, le passage du "Chattien inférieur" au "Chattien supérieur" se caractérise par un développement de calcaires d'eau douce, sur une épaisseur variant de 5 à 10 m. Ce faciès de transition est remarquablement observable dans la région de Frangy. En bordure Nord de la RN 508, à l'Ouest de l'agglomération, ces niveaux calcaires d'environ 15 m de puissance forment la crête de la cuesta dominant la rive droite des Ussets (coupe Mons : Fig.1.6.). Ici, la barre carbonatée coiffe une série de grès et marnes versicolores à indices bitumineux, dans laquelle s'intercale une "langue" de gompholite à silex jurassiens (venant du Crétacé supérieur), dont l'épaisseur atteint 4 à 6 m. Le calcaire affleure en bancs irréguliers de quelques décimètres à un mètre, à intercalations de fins niveaux d'argile beige clair. Il s'agit d'un faciès fin résinant blanc-crème à petits nodules (soit algaires, soit gravelles) de taille millimétrique à centimétrique. L'extension géographique de cet horizon est relativement grande : D. KISSLING (1974) l'a suivi jusqu'à Neuchâtel et il a aussi été rencontré en sondages à 20 km au Nord-Est de cette même ville (SCHLANKE et al, 1978). D. KISSLING a également montré que l'abondance relative des calcaires allait en décroissant lorsqu'on s'éloigne du Jura vers le Sud-Est, c'est-à-dire en direction des zones d'apports alpins.

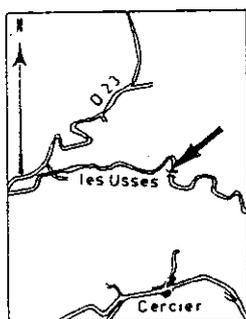
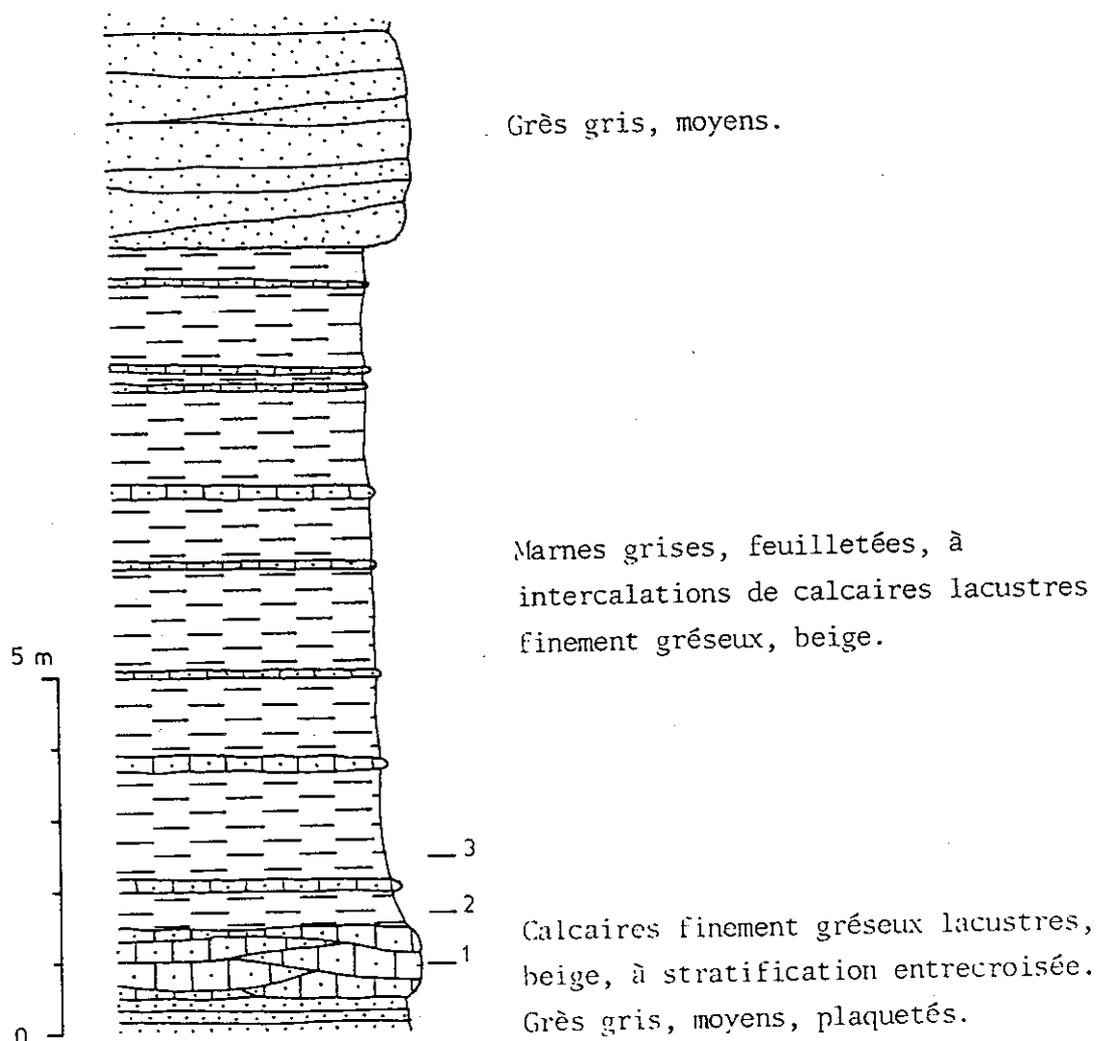


Figure 1.7.

MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFERIEURE
"CHATTIEN" SUPERIEUR

Pont de Lorette



II.2.2. Les "grès et marnes gris à gypse"

Diverses appellations ont été employées, dans la littérature, pour définir le "Chattien supérieur" : "Marnes grises à gypse" (RIGASSI, 1957), "grès et marnes à gypse" (CUSTER, 1928 ; KISSLING, 1974), "calcaires marneux et marnes grises à gypse" (MUJITO, 1981).

II.2.2.1. Lithologie

Comme nous l'avons indiqué plus haut, le "Chattien supérieur" présente des faciès caractéristiques permettant de l'identifier aisément. La sédimentation y est beaucoup plus calme qu'au "Chattien inférieur". Les grès sont lités et plaquetés ; leur grain est fin à moyen, exceptionnellement grossier. Outre ces grès de teinte grise, à fin litage, la proportion de marnes argileuses grises, finement litées également, est très importante.

Les marnes argileuses contiennent, entre autres, du gypse.

Il convient de s'arrêter un instant sur ce dernier point. Le gypse, en effet, se retrouve au hasard des coupes, dans toute la "Molasse d'eau douce inférieure". Mais sa prédominance est manifeste au niveau du "Chattien supérieur", d'où le qualificatif de "Marnes grises à gypse".

D. KISSLING, dans son étude de l'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse (1974), en a répertorié plusieurs variétés pouvant apparaître seules ou en groupe et ses observations ont été corroborées lors de nos levés de coupes.

Il considère les variétés suivantes :

- Gypse compact : D'origine primaire, il est très rare et se présente en lits de 1 à 5 cm d'épaisseur. Nous n'en avons trouvé que dans le ruisseau de Findreuse.
- Gypse interstitiel ou ciment gypseux : Ce type est relativement fréquent à la base du "Chattien supérieur", dans les bancs de grès : il s'agirait de gypse primaire ayant recristallisé en impuretés dans le ciment calcitique. Nous avons pu observer cela au Fornant et à Findreuse.
- Gypse en roses et rosettes : Surtout présent dans les marnes et les calcaires marneux, sa taille peut aller du millimètre à 1,5 cm environ. Pour D. KISSLING, ce gypse, primaire à l'origine, aurait subi des transformations ultérieures : remplacement par de la calcite, remplacement des monocristaux de gypse par une mosaïque de microcristaux. Nous n'avons découvert aucun échantillon de gypse en rosette dans nos coupes.

- Gypse fibreux : Son origine secondaire est certaine. Il apparaît soit sous forme de filons d'épaisseur centimétrique, soit sous forme de lentilles. Ce gypse provient surtout de la dissolution et de la remobilisation de gypse primaire, bien que parfois il puisse provenir partiellement de l'altération de pyrite.

Cette forme filonienne est fréquente dans les marnes grises (coupes du Fornant, de Findreuse, forages de Vernier et de Confignon, ...). Leur observation montre que ces veines sont quasi parallèles au litage (développement le long du joint de stratification) ou obliques. Le gypse peut également recristalliser dans les diaclases.

Il est à noter que les fibres du gypse sont le plus souvent perpendiculaires aux épontes du filon ; mais parfois, une obliquité apparaît vis-à-vis des parois : ce pourrait être la conséquence de phénomènes de glissements à l'intérieur de ces niveaux marneux, glissements se produisant à la faveur de ces couches gypseuses. Enfin, outre les grès lités et les marnes feuilletées à gypse, existent aussi des petits bancs de calcaires lacustres (de quelques centimètres à une épaisseur métrique, mais cela est rare), de teinte allant du blanc au beige ; en cassure, ils peuvent dégager une odeur fétide (voir coupe du Pont de Lorette, Fig.1.7.).

D. KISSLING (1974) a déterminé, dans le "Chattien supérieur" subjurassien les fréquences des lithofaciès rencontrés (Fig.1.8.). La prédominance des niveaux marneux est ainsi mise en évidence (marne argileuse, argile calcaréo-gréseuse, ...). La grande fréquence des grès marneux est également nette. Les calcaires marneux, sont proportionnellement moins représentés.

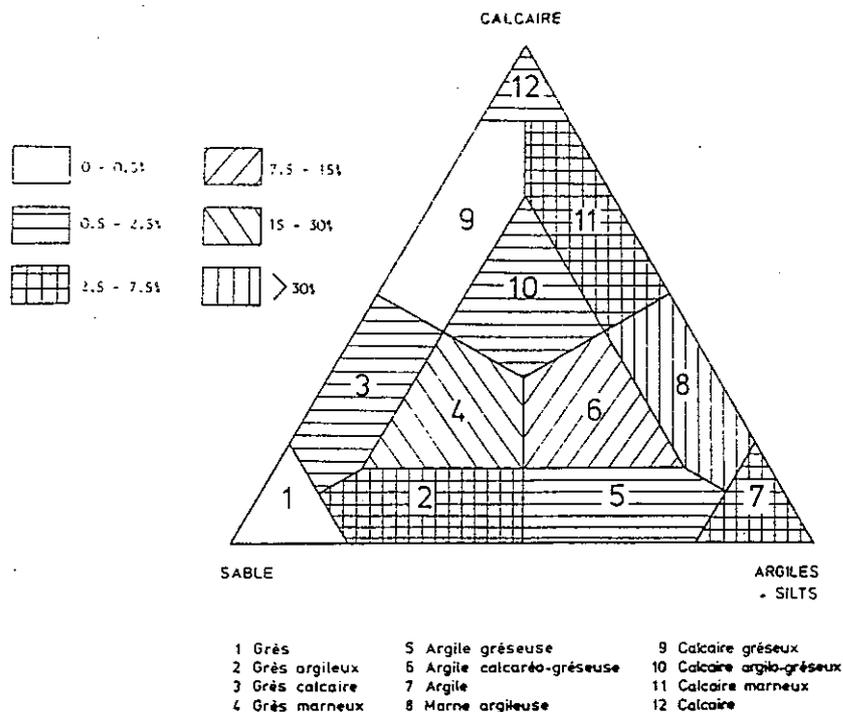


Fig. 1.8. Fréquences des différents lithofaciès des "grès et marnes à gypse", reportées dans le diagramme triangulaire. (d'après D. KISSLING, 1974)

II.2.2.2. Paléogéographie au "Chattien supérieur"

La sédimentation, relativement fine et vaseuse, caractérise un dépôt en milieu saumâtre, tranquille, sous un climat hydrolysant (MUJITO, 1981). Les faunes saumâtres et d'eau douce peuvent varier rapidement. Cela tient au fait que, les liaisons avec la mer étant épisodiques, la salinité de l'eau variait facilement.

II.2.2.3. Zonation et localisation des "Marnes grises à gypse" (Fig.1.9.)

Trois zones peuvent à nouveau être distinguées dans le "Chattien supérieur" (D. RIGASSI, in rapport Harry Wassal and Ass., 1967). Elles se calquent d'ailleurs assez bien sur celles de la "Molasse rouge".

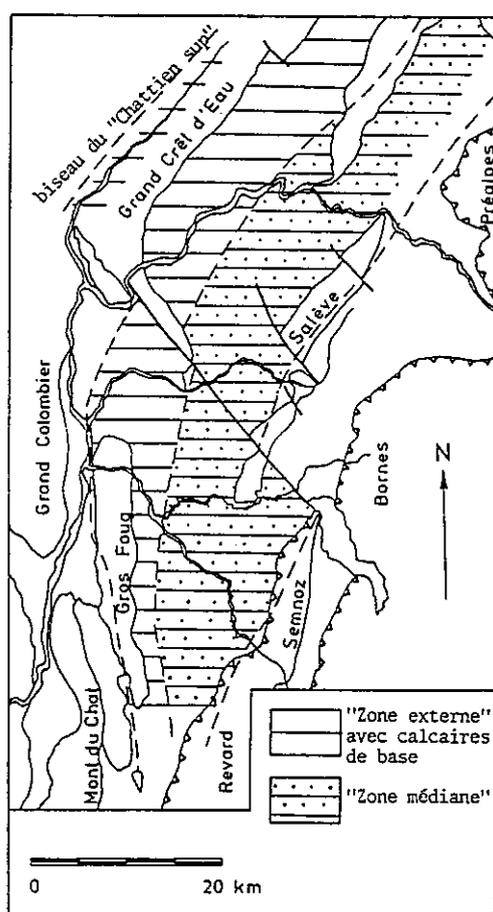


Fig. 1.9. Zones de faciès du "Chattien supérieur"

II.2.2.3.1. La "zone distale"

La base du "Chattien supérieur" est dominée par les calcaires lacustres ("Calcaires d'eau douce et dolomies").

L'épaisseur varie de 0 à 250 m environ (D. RIGASSI).

Quelques variations de détail marquent le "Chattien supérieur" de cette zone, ne serait-ce qu'entre les coupes du Fornant et de la Findreuse.

A la Findreuse (Fig.1.10.), à 7 km à l'WSW du Fornant, les petits bancs de calcaire limnique, au sein des "Marnes grises à gypse", sont plus nombreux. Parallèlement, une teinte rougeâtre, inusitée dans cette formation, apparaît par endroits. Si l'augmentation de la proportion des calcaires est explicable par le fait que nous sommes, à Findreuse, dans la partie distale du bassin, l'interprétation de la tendance rougeâtre est plus délicate.

Cette teinte pourrait provenir du lessivage de "Sidérolithique" jurassien. L'hypothèse est discutable, car le Sidérolithique de notre région est à dominante siliceuse ; de plus, les couches rougeâtres de Findreuse ne semblent pas particulièrement riches en clastiques jurassiens.

Plus vraisemblablement, il semble qu'à cette époque, la région du Fornant ait été immergée de manière quasi permanente. Les paléosols ont pu apparaître dans ces marécages à la faveur de relatifs assèchements. Cette tendance est encore plus marquée vers l'Est (Pont de Lorette sur les Usses, Fig.1.7.). A Findreuse, par contre, l'eau était sans doute plus oxygénée, et l'immersion moins constante. Cela expliquerait la formation, sur les berges ou sur des bancs émergés, de sols de teinte rougeâtre.

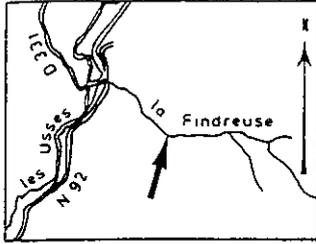
II.2.2.3.2. La "zone médiane"

Elle affleure malheureusement très mal, et ne nous est surtout connue que par forages : celui de Savigny (Suisse) et du Mont de Boisy (entre Genève et Thonon).

Cette zone se caractérise par la non-individualisation des "Calcaires d'eau douce et dolomies" de base, par des grès plus abondants et plus grossiers et, ce qui la différencie également de la "zone externe" subjurassienne, par un grand développement des niveaux à gypse. Ce dernier est d'ailleurs le plus souvent de l'anhydrite (sondages de Mont de Boisy, Savigny). L'épaisseur est de 150 à 200 m, voire plus.

Figure 1.10.

La Findreuse

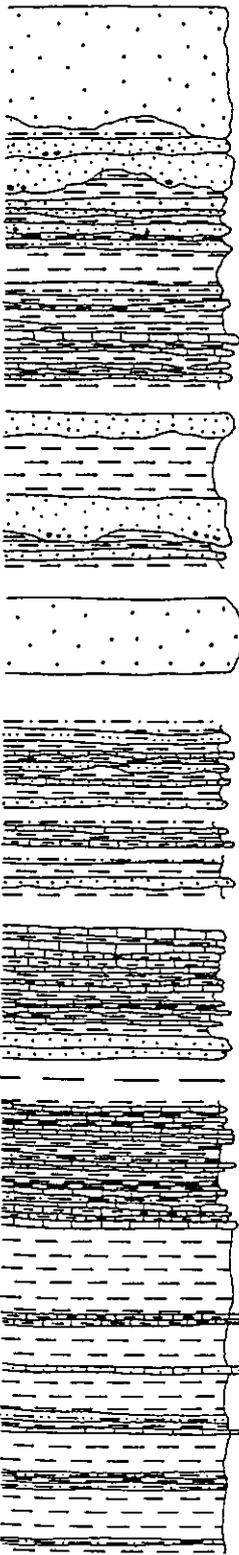


Burdigalien

"AQUITANIEN"

"CHATTIEN" SUPERIEUR

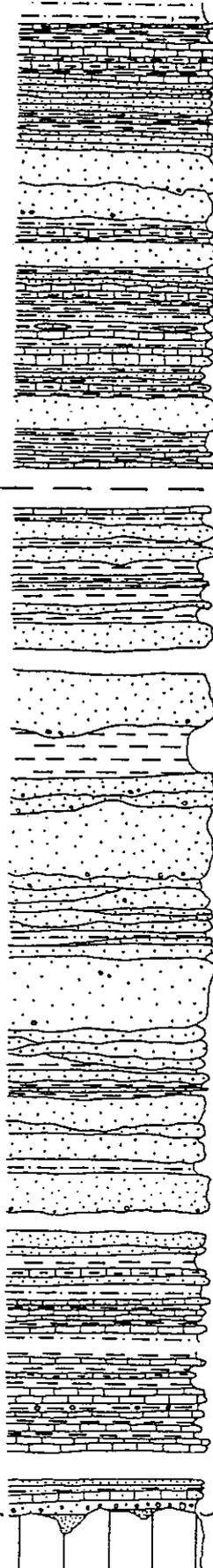
0 10 m



Grès moyens à grossiers, ravinants;
marnes à dominante rouge. Nombreux
bancs de calcaire beige.

"CHATTIEN" SUPERIEUR

"CHATTIEN" INFERIEUR



Marnes grises à filonnets de gypse;
grès fins à moyens, plaquetés,
fréquemment rougeâtres. Grande
proportion de calcaire limnique.

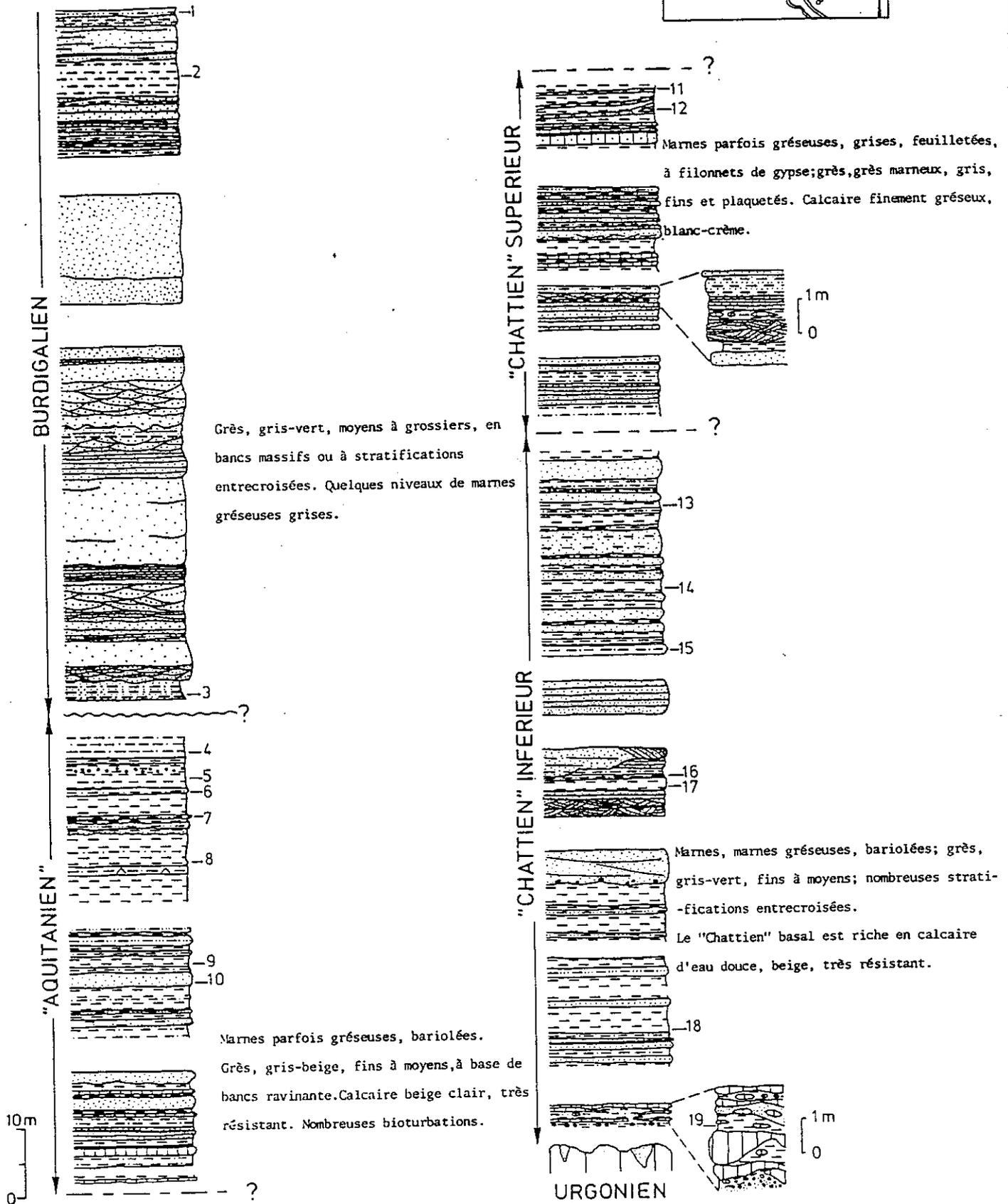
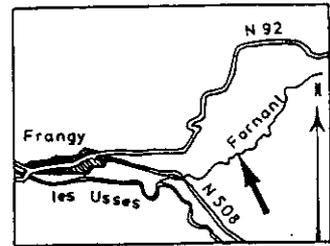
Grès moyens à grossiers, à base de
bancs ravinante; marnes rouges.

"CHATTIEN" BASAL

"Calcaire de Grilly"

URGONIEN

Figure 1.11.
Le Fornant



II.2.2.3.3. La "zone interne"

Au Nord du secteur faillé Anancy-Vuache, le "Chattien supérieur" de la zone interne (correspondant ici au Plateau d'Evires), est inexistant. Seule la "Molasse rouge" apparaît, les termes supérieurs ayant été érodés. Le bassin de Rumilly est le seul secteur de notre périmètre d'étude où l'on a pu trouver ce "Chattien supérieur interne". Il faut aller pour cela dans la vallée du Chéran, en aval du Pont de l'Abîme, pour observer le haut de cette série (D. RIGASSI, 1967), ainsi que dans celle du Fier, à Cran-Gevrier.

Cette "zone interne" se retrouve en Suisse, au Nord du lac Léman. A l'Est de Lausanne, dans la région de la Paudèze, son épaisseur est de l'ordre de 300 m. Ici, le "Chattien supérieur" prend le faciès "molasse à charbon" des géologues suisses. Ces niveaux charbonneux ainsi que des intercalations assez épaisses de grès sont relativement fréquents.

II.3. L'AQUITANIEN

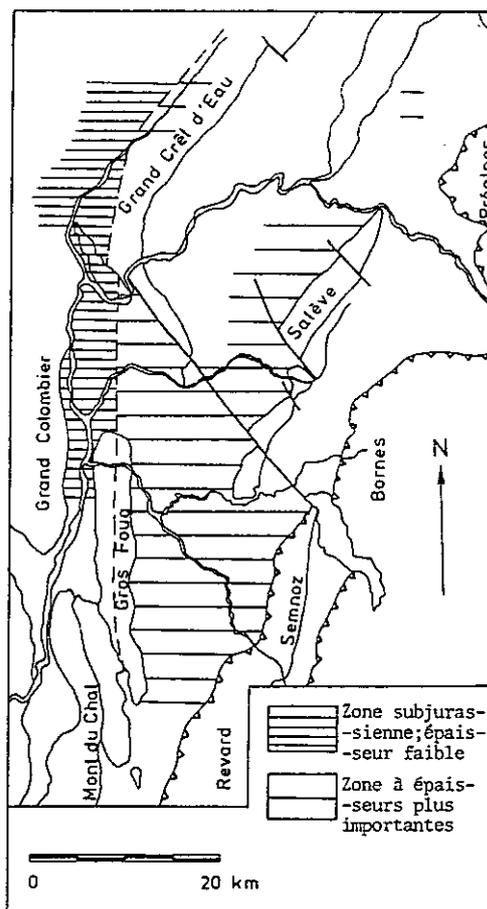
Terme sommital de la "Molasse d'eau douce inférieure", l'Aquitaniien constitue une unité lithostratigraphique bien définie.

Il tranche fortement avec le "Chattien supérieur", sa lithologie n'étant pas sans rappeler celle de la "Molasse rouge".

II.3.1. Localisation des dépôts (Fig.1.12)

D. RIGASSI (in rapport Harry Wassal and Ass., 1967) distingue deux zones dans l'Aquitaniien :

Fig.1.12.
Localisation des dépôts
de l'Aquitaniien



- une zone subjurassienne distale ou externe à l'intérieur de laquelle la série aquitanienne est extrêmement réduite (de 0 à 100 m environ) ;
- une zone située à l'Est d'un axe Gros Foug-Crêt d'Eau-Reculet, où les épaisseurs deviennent infiniment plus importantes.

Dans la zone que nous avons étudiée, l'Aquitaniien fait néanmoins défaut en deux secteurs :

- au niveau du Plateau d'Evires, entre le Salève et les Bornes, où il a été décapé par l'érosion (en admettant qu'il se soit réellement déposé) ;
- dans la partie occidentale du bassin genevois.

II.3.2. Lithologie et conditions de dépôt

Les sédiments aquitaniens, comme ceux du "Chattien inférieur", renferment des cyclothèmes grés-argileux. Toutefois, les apports détritiques alpins y étant plus importants qu'à l'époque de la "Molasse rouge", ces cyclothèmes sont plus épais.

C'est dans la série aquitanienne de la région lausannoise que BERSIER a mis en évidence la sédimentation cyclothématique caractérisant ce type de dépôts fluviatiles chenalissants et divagants. Ce caractère se rencontre également dans notre secteur d'étude ; et le bassin d'Aix-Rumilly-Fangy en montre de nombreux exemples. L'Aquitaniien s'y présente sous la forme d'une série grés-marneuse. Les niveaux gréseux, souvent assez épais, constitués d'un matériel fin à moyen, parfois grossier, de teinte beige-grise, brune ou rougeâtre, possèdent des surfaces basales très souvent ravinantes. Ces surfaces d'érosion, limitant les séquences, indiquent des courants de "wash out" de forte énergie.

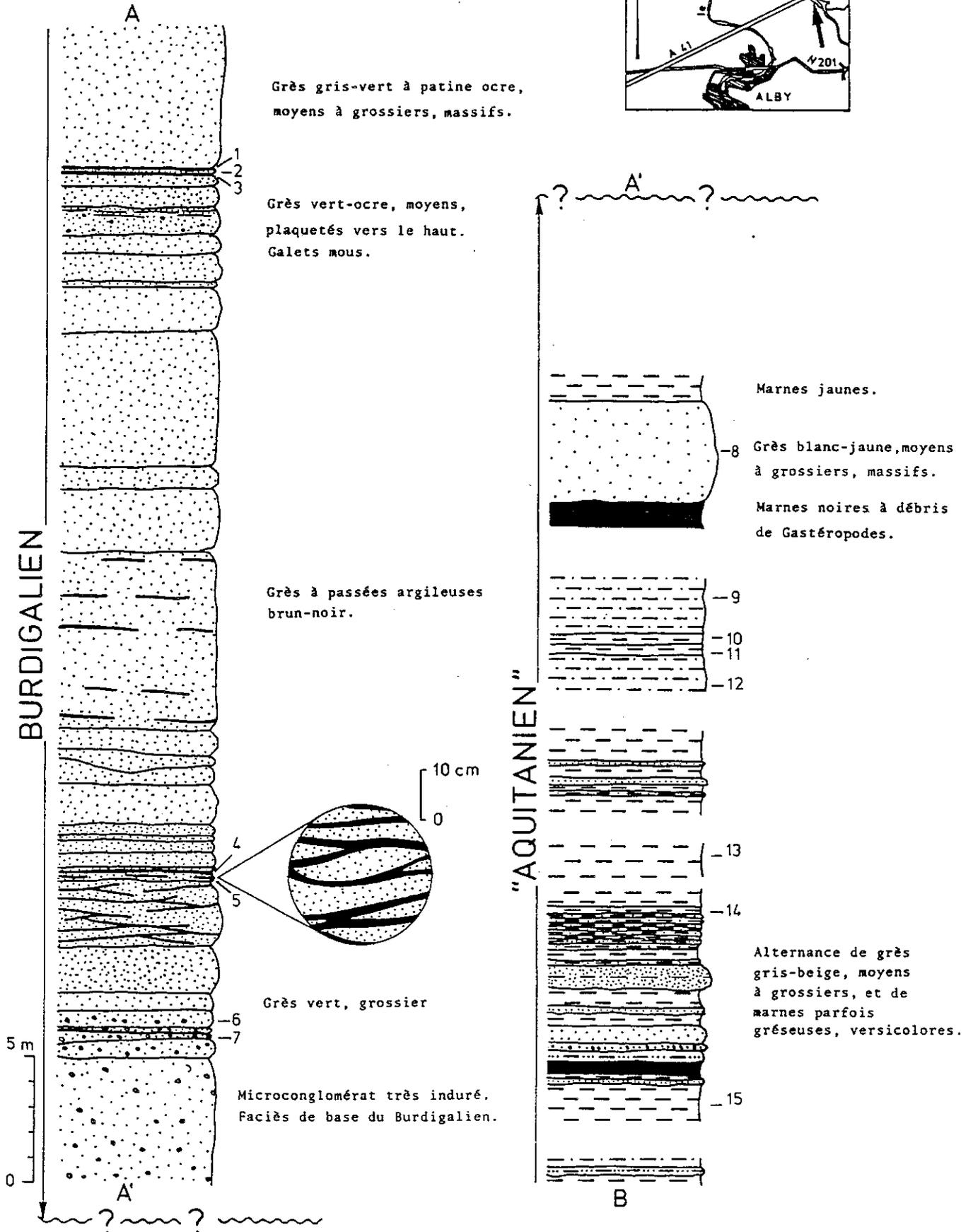
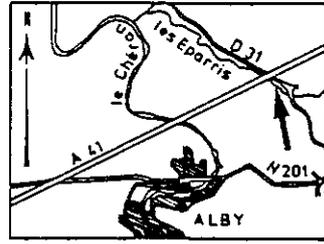
A la base des bancs de grès, des galets mous argileux (clay-pebbles) parfois très nombreux, indiquent qu'il y a eu remaniement d'une couche d'argile sous-jacente. Ces galets mous, sont, selon BERSIER, caractéristiques d'une sédimentation cyclothématique.

Outre les grès, les niveaux marneux peuvent être très développés (voir coupes du Fornant (Fig.1.11.), des Eparris (Fig.1.13.), ...). Ils sont très souvent versicolores (gris, beige, rouge, noir, etc.)

Nous obtenons ainsi des séquences positives complètes ou tronquées, de haute à basse énergie : grès grossier à fin, puis macigno (grèsfeldspathique argilo-calcaire), enfin marnes passant parfois à des calcaires marneux (Fornant, ...).

Les calcaires d'eau douce sont surtout fréquents dans la zone distale subjurassienne, conjointement à des arrivées de galets jurassiens.

Figure 1.13.
Les Eparris



III. LA MOLASSE MARINE SUPERIEURE (O.M.M.)

Cette dénomination (Obere Meeres Molasse chez les auteurs de langue allemande) regroupe en fait le Burdigalien et l'"Helvétien", la limite entre ces deux étages n'étant pas toujours très nette.

III.1. LOCALISATION DE L'O.M.M. (Fig.1.14.)

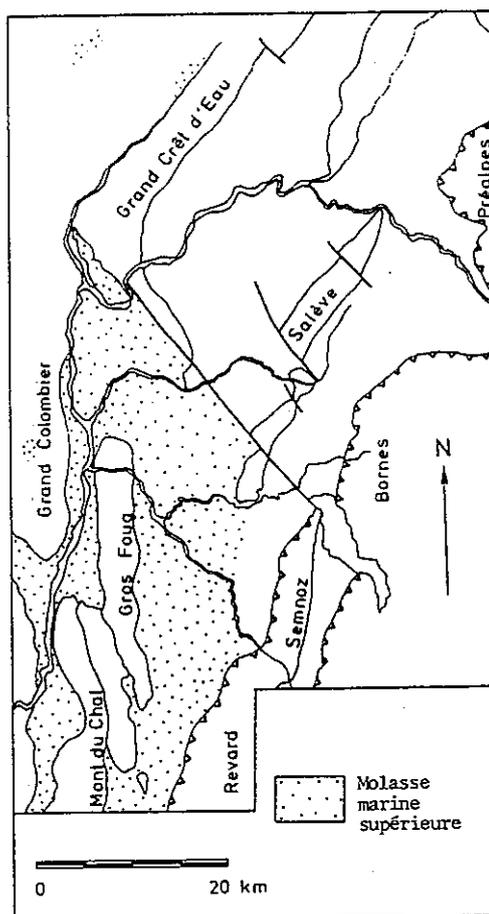


Fig.1.14. Localisation des dépôts de la Molasse marine supérieure

La zone faillée Ancey-Vuache joue, dans le cas de la "Molasse marine supérieure", un rôle capital (Fig.1.14.). Cet accident impose en effet une frontière brutale à l'extension actuelle du Miocène, qui bute contre le décrochement et ne se retrouve pas au Nord-Est de celui-ci, dans le Genevois ou le Plateau d'Evires. Il faut aller au Nord de Lausanne pour retrouver le Burdigalien, qui y montre d'ailleurs des faciès analogues à ceux de notre région.

III.2. LITHOSTRATIGRAPHIE

III.2.1. Le Burdigalien

La molasse marine supérieure, débutant par le Burdigalien, est toujours transgressive, que ce soit sur l'Aquitainien, ou sur le Mésozoïque plus ou moins rubéfié. C'est le cas à Tresserves (Sud d'Aix-Les-Bains), où elle repose directement sur l'Urgonien.

La base de cette transgression est toujours très nette et soulignée par un conglomérat ravinant les niveaux sous-jacents. L'épaisseur de ce conglomérat est variable : de quelques décimètres à plusieurs mètres (coupes des Eparris (Fig.1.13.), de Genissiat (Fig.1.17)). Il se caractérise par une induration souvent très marquée.

A la base, la matrice de grès grossier peut ne renfermer, dans certains cas, que des éléments de provenance locale (galets urgoniens ou jurassiens), souvent perforés par des Pholades. Mais très vite, le conglomérat devient polygénique, à éléments alpins de plus petite taille prédominants. Sa teneur en glauconie est souvent élevée.

Paléogéographiquement, ces sédiments ont été transportés dans des chenaux. Ils ont ensuite été déversés au niveau d'un rivage et accumulés au-delà d'une plage.

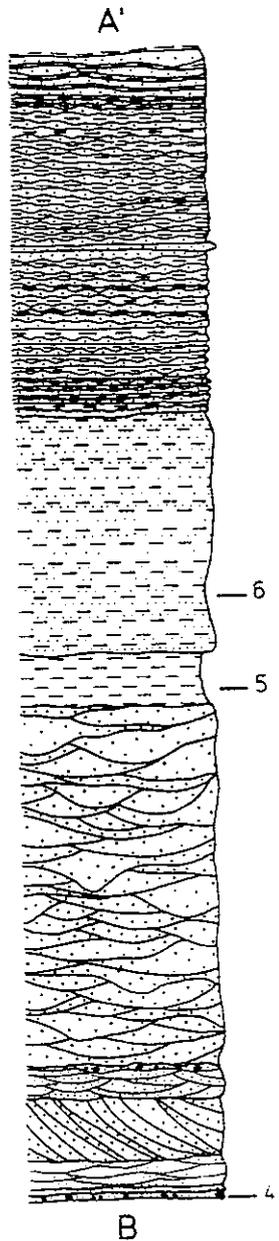
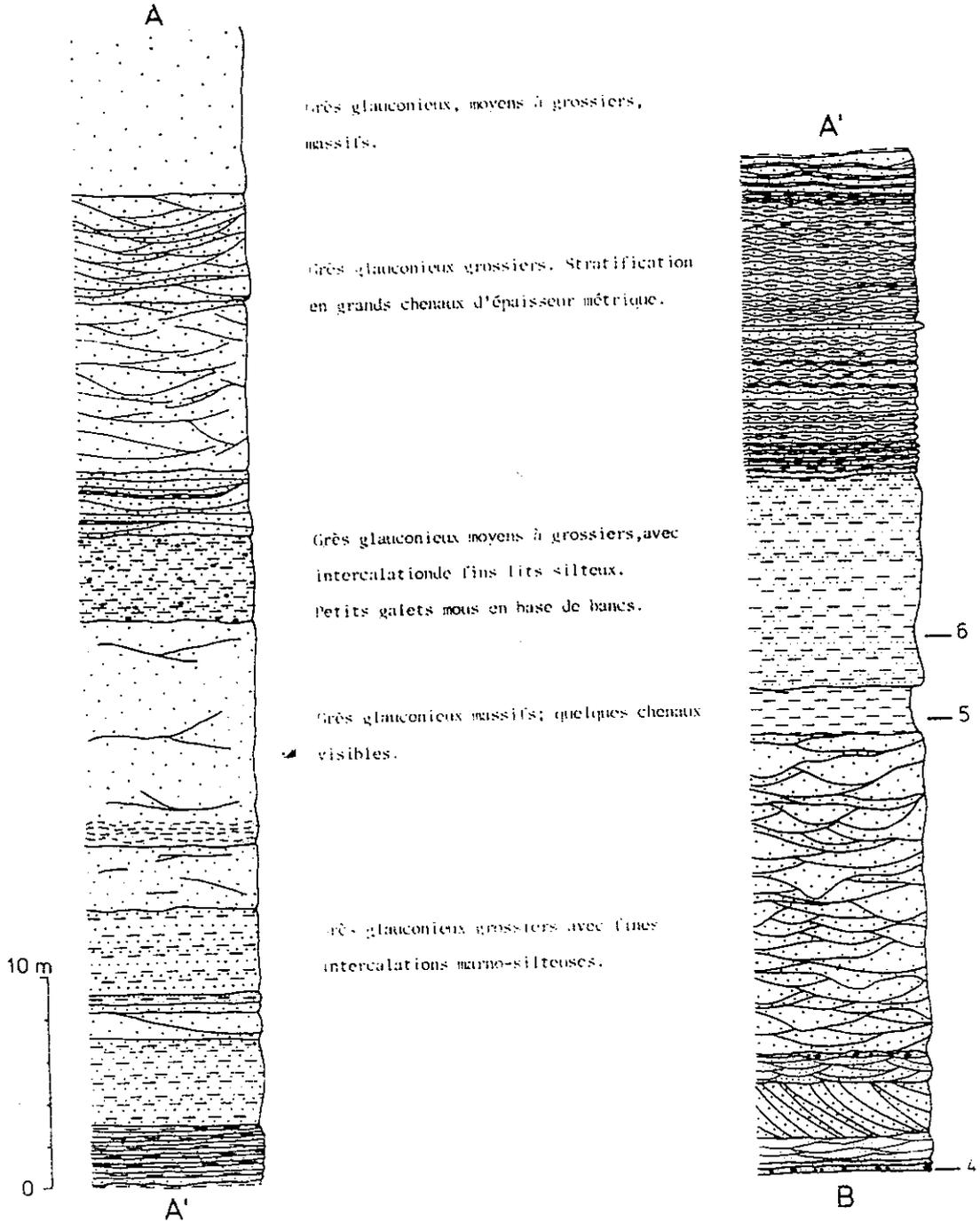
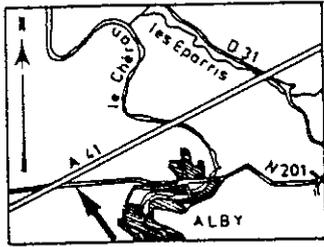
Au-dessus de ce conglomérat de base, le Burdigalien est principalement constitué de grès à ciment calcaire, fins à grossiers. Ceux-ci emplissent de grands chenaux peu ravinants, et se disposent en bancs à stratification oblique ou en niveaux massifs sans aucun litage visible.

Ces derniers peuvent atteindre une cinquantaine de mètres de puissance (coupe du Sierroz, Fig.1.16.).

Un granoclassement peut aussi se manifester, la taille des grains diminuant vers le haut des bancs.

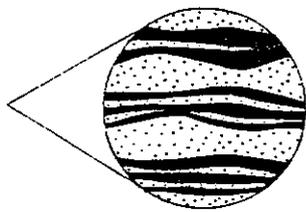
A l'intérieur de cette série gréseuse très monotone et puissante (680 m à la Nèphe, 770 m au Sierroz), apparaissent parfois de fins niveaux marneux gris, d'épaisseur centrimétrique.

Figure 1.15.
Alby-sur-Chéran



MOLASSE MARINE SUPERIEURE

BURDIGALIEN



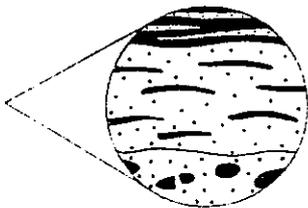
10 cm
0

Grès fins gris et marnes grises.
Ripple-marks (bancs de 2 à 10 cm d'épaisseur)

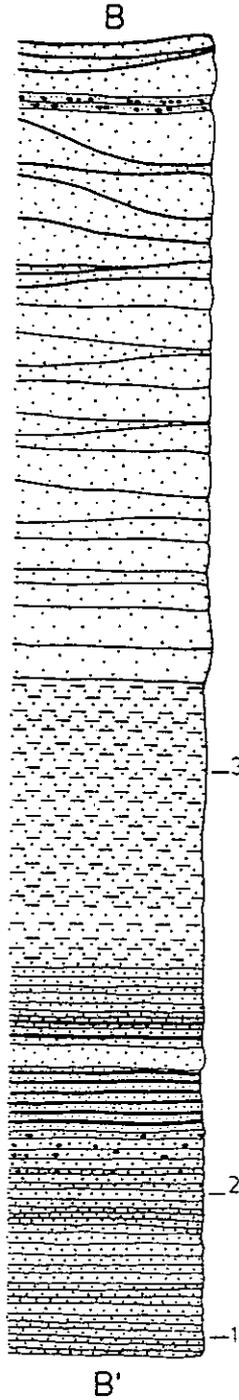
Grès fins gris (bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur), mêlés de fins niveaux silteux gris, feuilletés.

Marnes calcaires gris-noir.

Grès jaune-beige à patine grise, grossiers.
Stratification chevelante.



10 cm
0



Grès gris, grossiers, à fines intercalations silteuses.

Grès glauconieux à patine grise, grossiers.

3 Grès gris-vert, grossiers (bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur), avec intercalations de fins niveaux silteux.

2 Grès glauconieux, grossiers, à galets mous et bois flottés.

1 Grès beige à patine blanc, grossiers (bancs de 15 à 40 cm d'épaisseur)

III.2.2. Caractérisation de la limite Burdigalien-"Helvétien"

Cette limite est très incertaine. Elle a été fixée sur la base de critères lithologiques que nous allons définir. Vers le haut de la série, le Burdigalien devient plus lité, voire plaqueté.

Le sommet de cet étage est fixé conventionnellement à la fin d'un épisode gréseux important, appelé "grès de Saint-Sylvestre" (village situé au Nord d'Alby-sur-Chéran). Ce "grès de Saint-Sylvestre" est un grès grossier à ciment calcaire, de teinte gris-beige. Il est plaqueté, et présente une stratification entrecroisée. Son épaisseur n'est pas négligeable : 60 m à la Nèphe, 50 m au Sierroz (Fig.1.16.).

Morphologiquement, ce faciès ressort dans la topographie du bassin d'Aix-Rumilly en raison de sa dureté. Le "grès de Saint-Sylvestre" forme l'ossature d'une ligne de cuestas et de collines de direction Nord-Sud, de part et d'autre du synclinorium (colline de Saint-Sylvestre, ...).

III.2.3. L'"Helvétien"

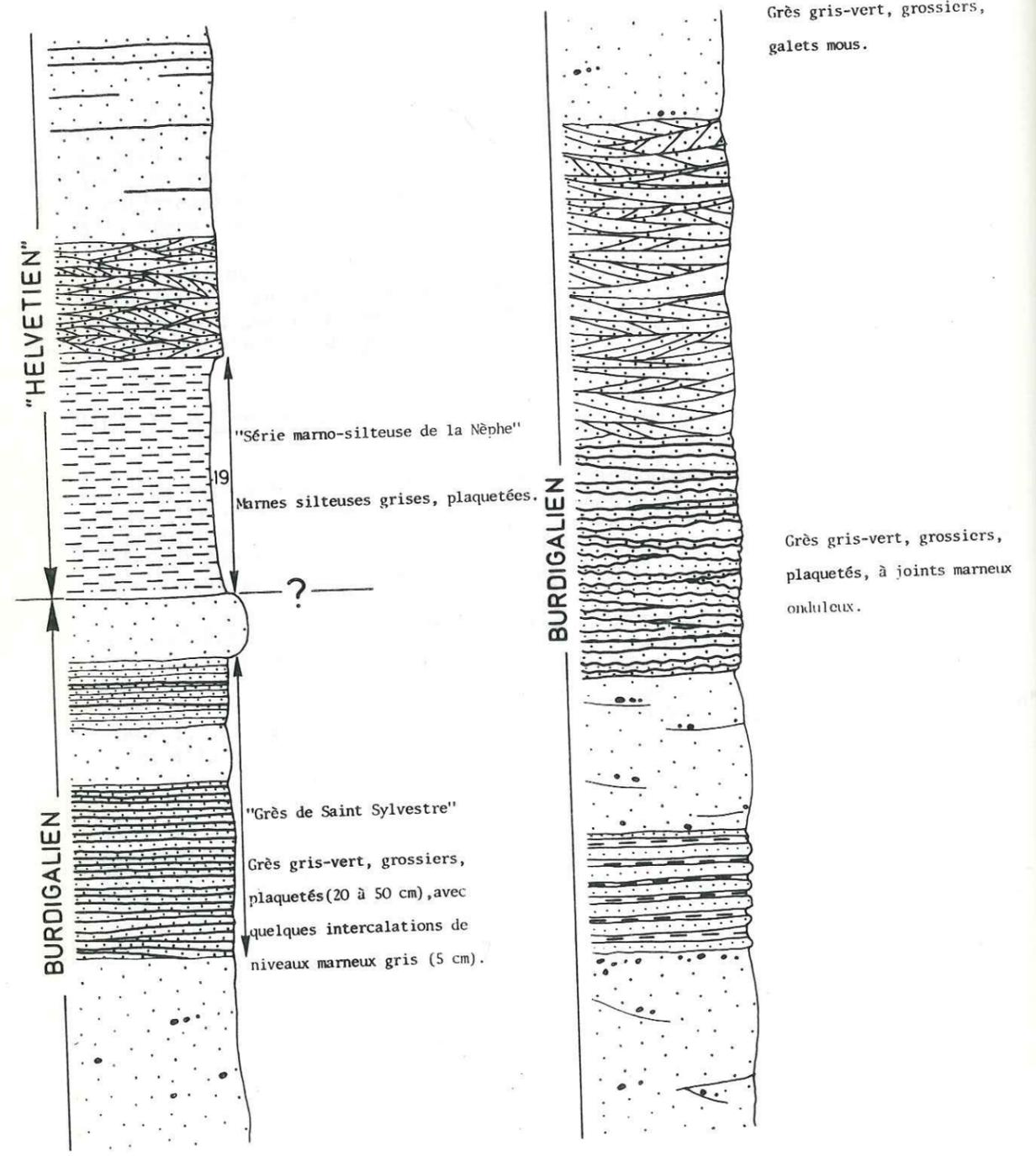
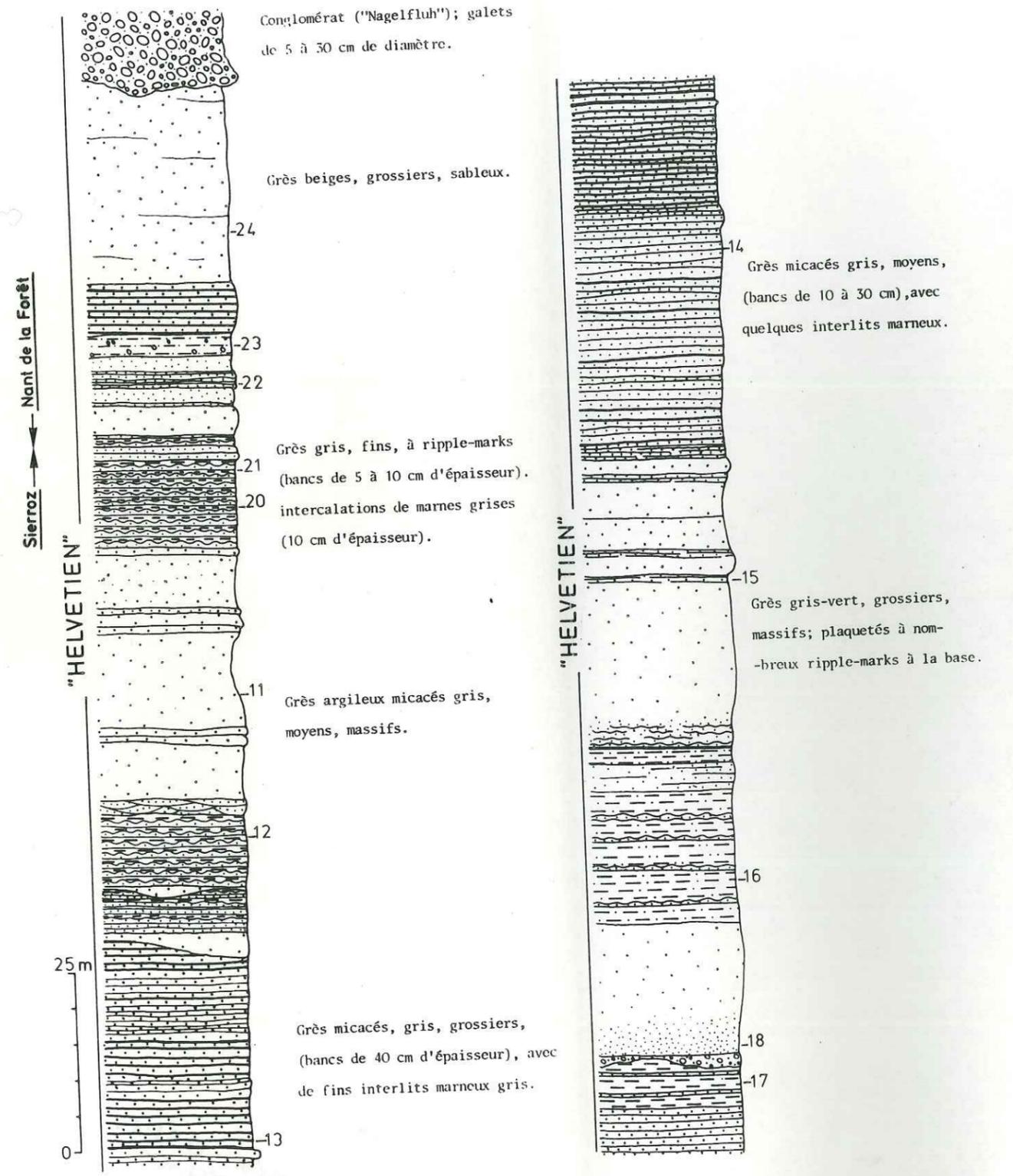
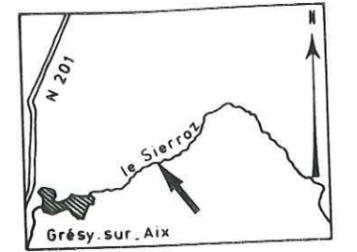
La base présumée de l'"Helvétien", immédiatement sus-jacente, prend la forme d'un niveau appelé "Série marno-silteuse de la Nèphe" (D. RIGASSI, in rapport Harry Wassal and Ass., 1967), du non de la rivière confluant avec le Chéran à Rumilly. Il s'agit de marnes silteuses grises, très feuilletées, de 80 m d'épaisseur à la Nèphe et 35 m au Sierroz.

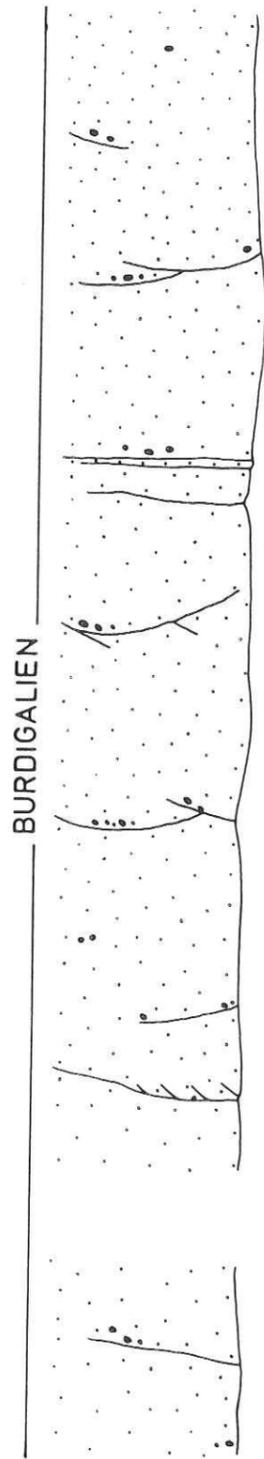
Cet épisode est d'autant plus intéressant comme repère pour la limite entre Burdigalien et "Helvétien", que c'est le premier niveau important à dominante marneuse de la "Molasse marine supérieure". Dans la morphologie, cela se traduit par un replat plus ou moins marqué, succédant, vers l'intérieur du synclinorium, à la cuesta du "grès de Saint-Sylvestre". L'"Helvétien" quant à lui, conservera cette tendance marneuse.

Aux grès grossiers à ciment calcaire, massifs, à stratification en auges ou entrecroisées, etc. qui prédominent au Burdigalien, vont donc succéder des grès à ciment plus souvent argileux (macignos), avec intercalations fréquentes de niveaux d'argiles gréseuses et de silts gris (voir coupe du Sierroz, Fig.1.16.). La sédimentation en chenaux et auges disparaissant, les couches peuvent ainsi se suivre sur des distances beaucoup plus importantes (par exemple, dans les gorges du Sierroz, Fig.1.16., vers la Verdasse), ce qui n'était pas le cas jusqu'alors. Une autre caractéristique de l'"Helvétien" est la grande abondance de ripple-marks, de petites lunules argileuses (flasers), et de très fines stratifications obliques et entrecroisées.

Figure 1.16.

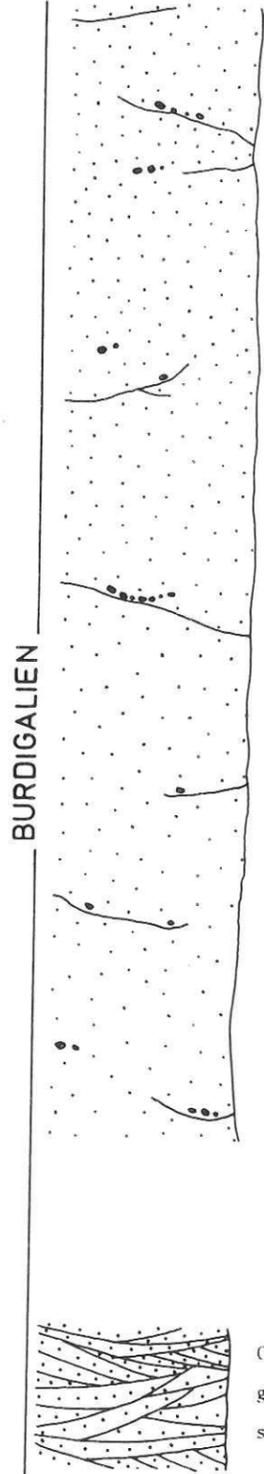
Le Sierroz - Nant de la Forêt





BURDIGALIEN

Grès gris-vert, grossiers, massifs; quelques amorces de stratification visibles. Nombreux galets mous.



BURDIGALIEN

Grès gris-vert, grossiers, grossièrement plaquetés; stratification entrecroisée.



BURDIGALIEN

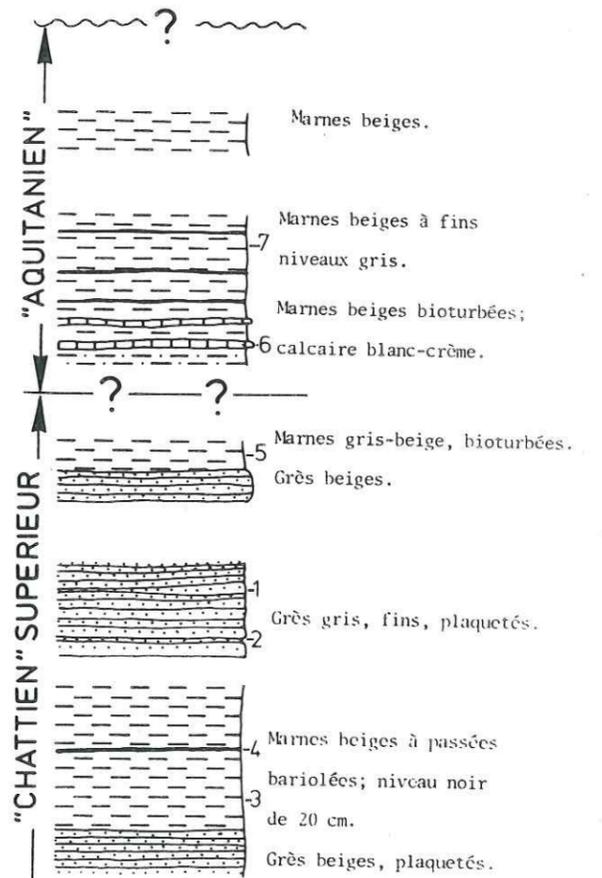
Grès gris-vert, grossiers, sableux. Galets mous.

Grès gris-vert, grossiers, à stratification entrecroisée; très sableux.

Grès beige-vert, grossiers, à nombreux galets mous; sableux.

Grès gris-vert, grossiers, à stratification entrecroisée; interlits marneux gris (2 à 3 cm).

Grès vert-beige, grossiers, à fine stratification entrecroisée.



"AQUITANIEN"

"CHATTIEN" SUPERIEUR

Marnes beiges.

Marnes beiges à fins niveaux gris.

Marnes beiges bioturbées; calcaire blanc-crème.

Marnes gris-beige, bioturbées. Grès beiges.

Grès gris, fins, plaquetés.

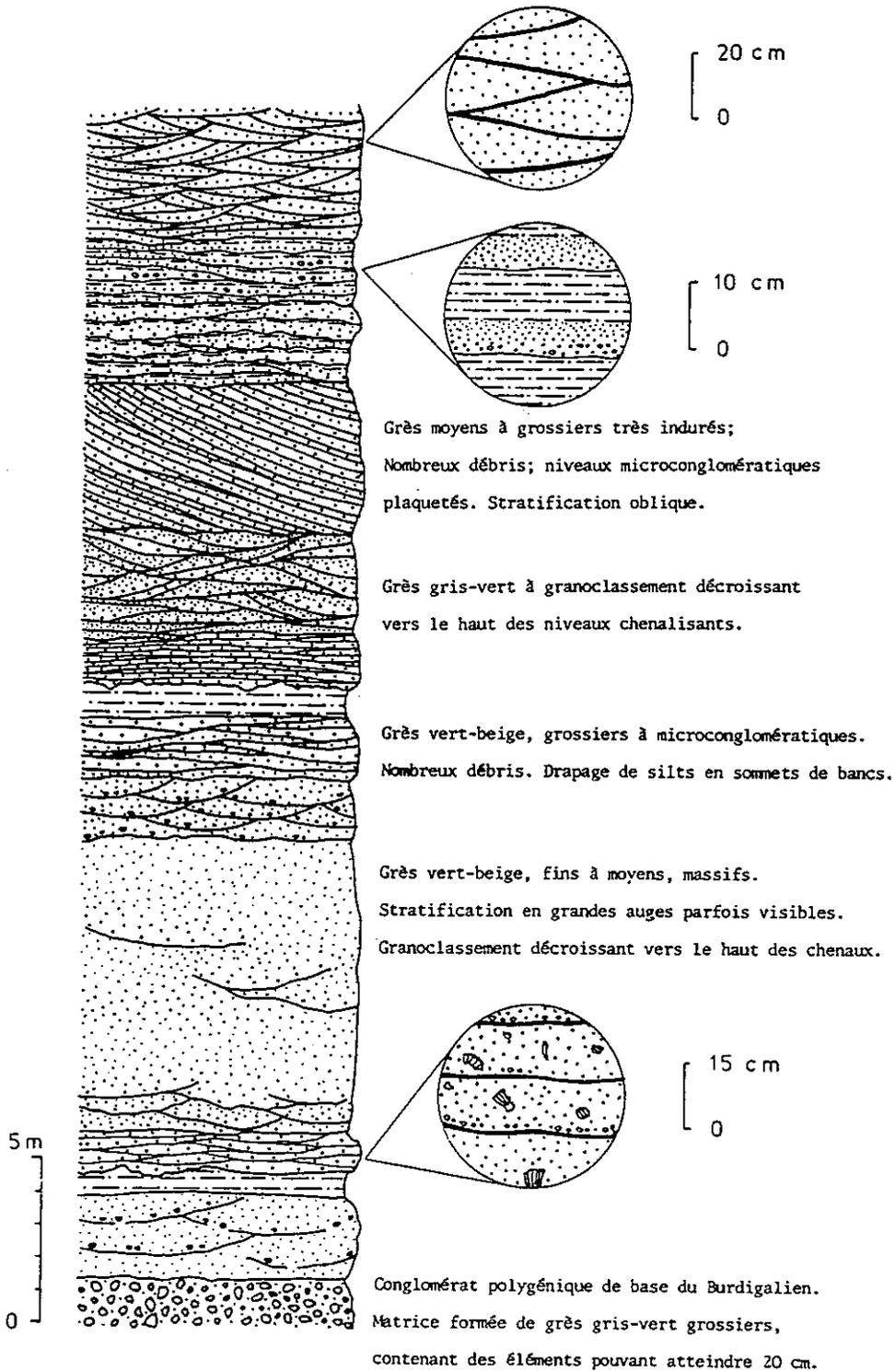
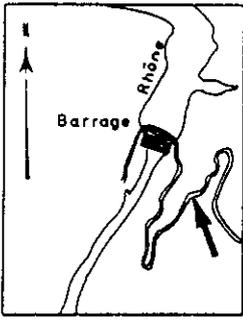
Marnes beiges à passées bariolées; niveau noir de 20 cm.

Grès beiges, plaquetés.

MOLASSE MARINE SUPERIEURE

BURDIGALIEN

Génissiat



Le sommet de la série helvétique, telle qu'elle affleure dans notre région, est caractérisé par l'apparition de conglomérats polygéniques ("Nagelfluh") à ciment gréseux grossier. La base de ces conglomérats ravine fortement les grès sous-jacents (coupe de Sierroz, Fig.1.16.).

Si la localisation géographique de l'"Helvétien" est le coeur du synclorium d'Aix-Rumilly, celle des conglomérats sommitaux est encore plus réduite. Ces derniers coiffent uniquement les collines de Saint-Ours, Saint-Girod, et Saint-Offenge.

III.3. ORIGINE DE CERTAINES STRUCTURES SEDIMENTAIRES DE L'O.M.M.

Des études sont actuellement en cours afin de définir le type de conditions sédimentologiques ayant donné naissance à certains faciès molassiques.

A l'intérieur de la molasse burdigalienne, deux types de stratifications apparaissent souvent, méritant ici une parenthèse : les stratifications en auge (ou chenaux) et les stratifications obliques. D'intéressantes hypothèses quant à leur mode de formation ont été proposées (HOMEWOOD, 1981 ; HOMEWOOD et ALLEN, 1981).

III.3.1: Les stratifications en auge

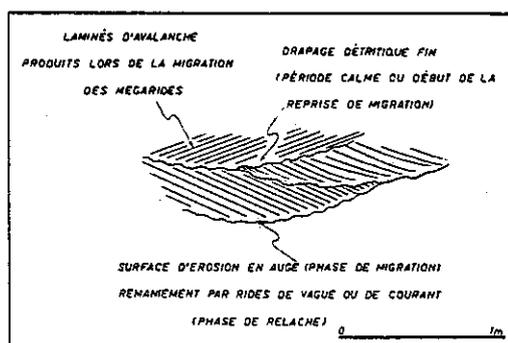


Fig.1.18. Schéma de la stratification en auge des bancs sableux (d'après P. HOMEWOOD, 1981)

Ces auge seraient creusées lors de l'avancée de mégarides (ALLEN, 1968). Leur surface montre un remaniement par rides de vagues (ripple-marks) ou de courant. Ces rides sont ensuite gainées d'éléments fins (sable, silt, plus rarement argile), avant que les lamines d'avalanche produites lors de la migration des mégarides ("foresets") de sable plus grossier n'envoient le total. Ces grès à stratification entrecroisée sont, à l'instar de plusieurs autres faciès molassiques, le résultat de variations périodiques du niveau de l'énergie (cycles de marées, saisons, etc.) (HOMEWOOD, 1981).

III.3.2. Les stratifications obliques

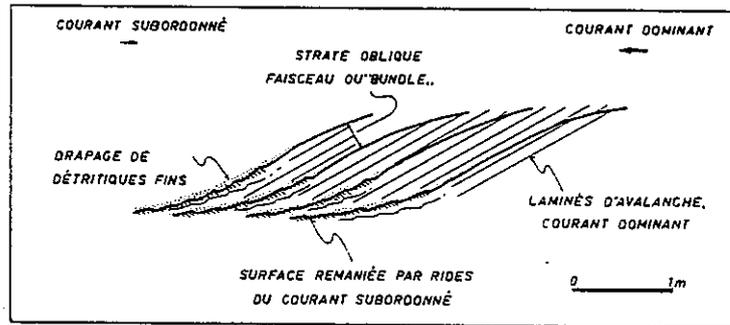


Fig. 1.19. Schéma de la stratification oblique tabulaire des barres de marée (d'après P. HOMEWOOD, 1981)

Les strates obliques, décimétriques, sont groupées en faisceaux que limite un joint discordant par rapport à leur stratification interne. Ces joints sont soulignés par un léger enduit de matériel fin (silt, argile) déposé sur la face oblique remodelée par des rides de courant.

Selon P. HOMEWOOD, ces niveaux à stratification oblique tabulaire seraient caractéristiques des dépôts de barres de marée.

IV. SYNTHESE MINERALOGIQUE

IV.1. MINERALOGIE APPLIQUEE A L'ETABLISSEMENT DE CORRELATIONS

Des études minéralogiques assez nombreuses ont été effectuées par divers auteurs, en Suisse surtout, où la molasse a depuis longtemps été l'objet d'investigations détaillées. Nous citerons pour mémoire : A. BERSIER et al. (1964) dans la Chandelar (région lausannoise), J.P. VERNET (1964) vers Yverdon (canton de Vaud), A. WAGNER (1970), etc. ; cette énumération n'étant pas, loin s'en faut, exhaustive.

Le bassin savoyard, auquel se limite cette étude, n'a néanmoins pas été oublié. A. WAGNER a montré qu'il existe une excellente identité minéralogique entre les séries des bassins savoyard et lémanique.

L'utilisation de la méthode des minéraux lourds a donné de bons résultats en vue de corrélations locales. Ces corrélations sont basées sur le fait qu'à l'intérieur d'un même bassin, le spectre des minéraux lourds varie lorsqu'on passe d'une série molassique à une autre (Figure 1.20). On tente alors de vérifier si la variation constatée se répète dans d'autres bassins

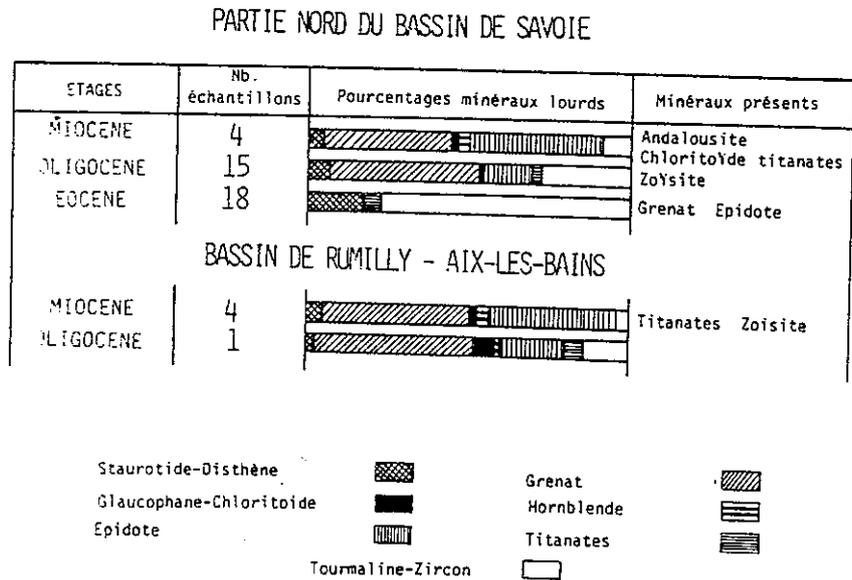


Fig.1.20. Pourcentages de minéraux lourds dans le bassin molassique savoyard (d'après VATAN et al., 1957)

Dans l'Est du bassin de Bellegarde-Seysssel, des corrélations à courte distance (3 km) entre les coupes du Fornant et du Jamaloup (WAGNER et WELLHAUSER, 1966) sont ainsi mises en évidence dans le "Chattien inférieur" et le "Chattien supérieur". (Figure 1.21.)

De bonnes relations entre granulométrie et minéraux lourds apparaissent également (WAGNER).

IV.2. ORIGINE DES ELEMENTS DE LA MOLASSE

La provenance et la nature des éléments molassiques varient fortement dans le temps. En effet, bien que l'origine de la grande majorité de ces éléments soit alpine, elle reste locale au voisinage des reliefs jurassiens, eux aussi émergés et en proie à l'érosion. Le tableau suivant donne une excellente idée de l'origine de ces divers matériaux (WAGNER).

	Granit Aplite	Mésozoïque Simme	Flysch Simme	Trias Préalpin	Roches Vertes	Flysch ultrahelv.
"HELVETIEN" RUMILLY.....	0%	5%	0%	6%	2%	41%
"HELVETIEN" W DE CHAMBERY..	10%	10%	0%	12%	2,5%	32%
BURDIGALIEN RUMILLY.....	20%	10%	0%	12%	1,7%	20%
AQUITANIEN LAUSANNE°.....	35%	25%	25%	5%	2%	5%
(pas de conglomérats dans le "CHATTIEN" supérieur)						
PELERIN SOMMET°°.....	2%	45%	40%	5%	2%	5%
	"CHATTIEN" inf.					
PELERIN BASE°°.....	0%	30%	25%	7%	0%	5%

°RIGASSI (1957)

°°TRUMPY & BERSIER (1964)

Tableau 1.4. *Origine des éléments molassiques*
(in rapport H. WASSAL & ASS-INC. Rapport ESSO-Rep, 1967)

Dans ce tableau, "les pourcentages sont établis sans tenir compte des éléments strictement locaux (20 % dans l'"Helvétien" de Rumilly), ni des éléments de nature et de provenance indéterminée".

DEUXIEME PARTIE

INTRODUCTION

- CHAPITRE I CHOIX ET CARACTÉRISATION DES LITHOFACIÈS
- CHAPITRE II COMPORTEMENT DE QUELQUES FACIÈS MOLASSIQUES VIS-A-VIS DE L'EAU
- CHAPITRE III ETUDE DE LA DURABILITÉ DE QUELQUES FACIÈS MOLASSIQUES SOUMIS A DES CYCLES DE GEL-DEGEL
- CHAPITRE IV POROSIMÉTRIE AU MERCURE
- CHAPITRE V MESURE DE LA VITESSE DE PROPAGATION DES ONDES LONGITUDINALES
- CHAPITRE VI ESSAIS DE COMPRESSION MONOAXIALE ET ESSAIS BRÉSILIENS DE TRACTION
- CHAPITRE VII LES MINÉRAUX PHYLLITEUX DU BASSIN MOLASSIQUE SAVOYARD
- CHAPITRE VIII CONCLUSION ET RÉSUMÉ : CRITÈRES DE CARACTÉRISATION GÉOTECHNIQUE DES MOLASSES

I N T R O D U C T I O N

Au cours de cette deuxième partie, nous nous efforcerons de caractériser physiquement quelques faciès molassiques par des essais réalisés sur échantillons. Nous limitant strictement à l'optique du génie civil, notre but sera double :

1. Recueillir des indications qualitatives ou quantitatives établissant leur signalement, c'est-à-dire mesure de leur durabilité lorsque ces matériaux sont soumis à l'eau et/ou au gel ; analyse de la vitesse de propagation des ondes longitudinales, de résistance à la compression simple ou à la traction (essai brésilien) enfin définition des paragenèses argileuses présentes dans les niveaux marneux, les smectites étant susceptibles de créer des problèmes.

Tout ceci sera réalisé en utilisant des essais simples, mais reproductibles : ces considérations ont été notre souci premier. Les limites de cette étude ont d'autre part été imposées par le relativement faible nombre d'échantillons, ainsi que par leur hétérogénéité (présence de faciès divers et d'éprouvettes prélevées soit parallèlement, soit perpendiculairement à la stratification.

2. Dégager, s'il se peut, en comparant les résultats obtenus lors des divers essais, quelques critères significatifs, susceptibles de caractériser et permettant de prévoir le comportement individuel de ces faciès.

Evidemment, il ne s'agit encore ici que d'une tentative : la gamme des techniques utilisées est trop brève et les échantillons essayés trop peu nombreux. En particulier, les quelques corrélations apparues ne sont pas encore appuyées sur un nombre suffisant de cas, et il reste beaucoup à faire soit en complétant les recherches par d'autres méthodes, soit en affinant les critères déjà dégagés pour ne retenir que les plus efficaces.

CHAPITRE I

CHOIX ET CARACTERISATION DES LITHOFACIES

Le mode de dépôt de la molasse et les particularités sédimentologiques qui en sont la conséquence entraînent de rapides variations de faciès, horizontales et verticales. Cependant, dans certains cas, la variation est progressive, d'où l'existence de types intermédiaires.

Devant une telle multitude de faciès, il est impossible de vouloir les caractériser tous. Le choix d'une gamme, représentative en dépit de ses obligatoires lacunes, constitue de ce fait un problème délicat.

Déjà, en 1936, A. BERSIER avait défini un classement où "les types ont été rangés dans l'ordre d'accroissement des dimensions des éléments essentiels, c'est-à-dire le quartz et les feldspaths".

Dans la terminologie qu'il utilise, il introduit le terme de Macigno, dans le sens de grès feldspathique calcaréo-argileux, faciès très fréquent dans le bassin molassique.

Cette dénomination avait déjà été employée auparavant par H. SCHARDT et A. FAVRE, mais pour caractériser les grès du Flysch. Quant à ce qu'il qualifie de Molasse, il s'agit de grès feldspathique à ciment calcaire, selon la définition de L. CAYEUX.

BERSIER a ainsi décrit quatorze types différents :

1. Calcaire argileux;	CaCO ₃ = 98 %
2. Vase argilo-calcaire bigarrée (marne);	CaCO ₃ = 24 %
3. Argile noire;	CaCO ₃ = 18 %
4. Argile rouge;	CaCO ₃ = 3 %
5. Calcaire argilo-gréseux bigarré;	CaCO ₃ = 51 %
6. Grès (Macigno) très fin argilo-calcaire bigarré;	CaCO ₃ = 18 %
7. Grès (Macigno) fin calcaréo-argileux bigarré;	CaCO ₃ = 25 %
8. Grès lignitifère;	CaCO ₃ = 37 %
9. Grès ("Molasse grise") aquitanien à gros éléments;	CaCO ₃ = 22 %
10. Grès (Molasse) burdigalien à éléments classés;	CaCO ₃ = 52 %
11. Grès (Molasse) burdigalien à éléments non-classés;	CaCO ₃ = 53 %
12. Grès chloriteux à éléments remaniés;	CaCO ₃ = 19 %
13. Grès calcaire coquillier grossier;	CaCO ₃ = 71 %
14. Calcaire coquillier gréseux (lumachelle).	CaCO ₃ = 86 %

Cette classification, bien que basée sur des observations précises, ne convenait pas pour le travail entrepris ici. Outre le fait qu'il aurait fallu réaménager la terminologie en fonction des faciès rencontrés dans notre région, des critères plus rigoureux et moins influencés par le jugement subjectif semblaient souhaitables.

Nous avons, de ce fait, adopté la classification utilisée par D. KISSLING (1974) pour les molasses oligocènes de la zone subjurassienne (Fig.2.1.).

Nous aboutissons ainsi à douze lithofaciès différents, caractérisés par leurs pourcentages respectifs en calcaire, sable et argiles plus silts.

Il est évident que ce choix peut appeler des critiques : comme toute classification, celle-ci peut sembler rigide, et d'autre part elle ne tient pas compte de critères importants tels que la granulométrie, l'induration, etc. Mais, avantage appréciable, elle permet de situer les uns par rapport aux autres les échantillons utilisés lors d'essais de caractérisation physique.

Nous avons reporté les échantillons de molasse testés par nos soins, sur un diagramme triangulaire de ce type (Fig.2.2.).

- Méthode de détermination des différents constituants

Comme nous l'avons indiqué précédemment, le mode opératoire est celui qui a été employé par D. KISSLING (1974).

- Sable

On effectue un prélèvement d'au moins 30 g de sédiment, que l'on concasse en fragments d'environ 5 mm de diamètre. Ils sont ensuite mis à l'étuve à 90°C pendant 12 heures. Dès la sortie de l'étuve, 5 g sont prélevés pour la calcimétrie. Le reste est pesé sur une balance assurant une précision de 1 cg, puis attaqué à HCl 1/5 N environ, à froid d'abord puis à chaud, lorsque la réaction diminue d'intensité. Après plusieurs rinçages à l'eau chaude, afin d'éliminer toute trace d'acide, on lave sur tamis de 0,04 mm.

C'est en effet cette dimension qui a été choisie comme limite entre sable et fractions fines (silts et argiles).

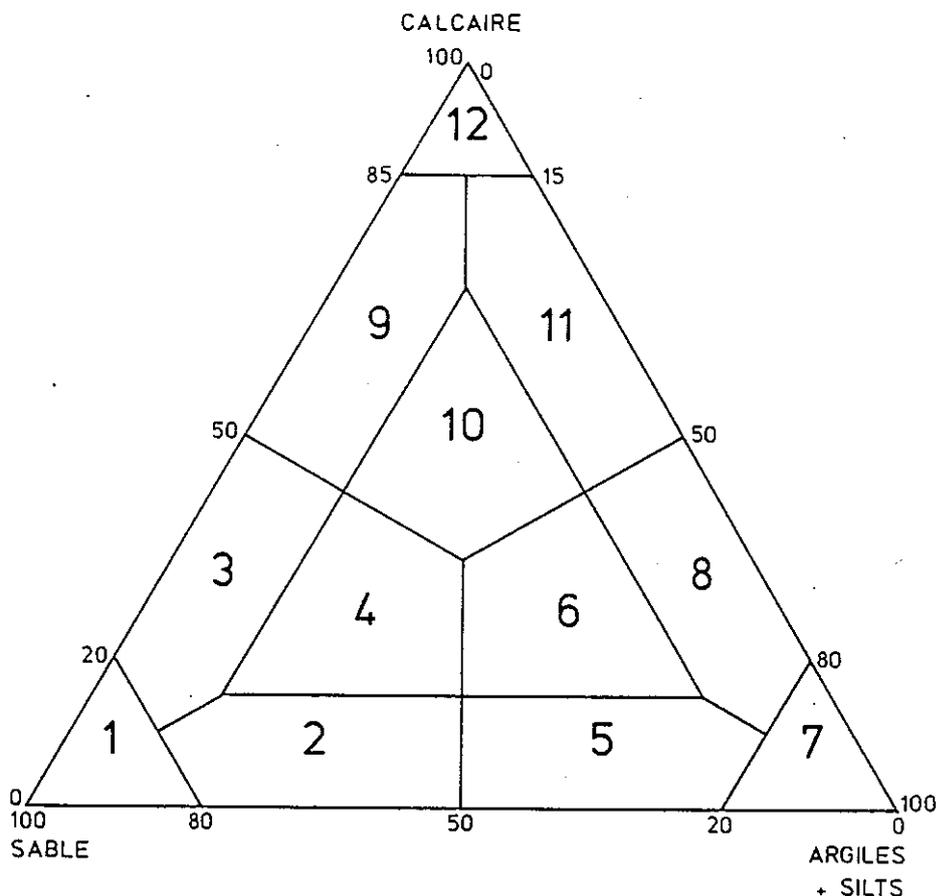
KISSLING, quant à lui, l'avait fixée à 0,05 mm. Après totale disparition de la fraction argileuse, le résidu sableux est mis à l'étuve à 110°C pendant 8 heures. Le poids de cette fraction sèche représente le pourcentage de sable.

- Calcaire

Après broyage de 5 g prélevés au début, on en pèse 1 g qui est introduit dans un manocalcimètre BERNARD. Dans la teneur en carbonates, on englobe aussi bien la calcite que la dolomite éventuellement présente. KISSLING, dans le cas, peu fréquent au demeurant, de grès à éléments détritiques calcaires nombreux, a procédé différemment. Le pourcentage de cette fraction détritique calcaire a été déterminé par comptage sur lame mince, puis soustrait de la valeur obtenue par calcimétrie et au contraire décompté, au titre des éléments détritiques, avec le sable.

- Argiles et silts

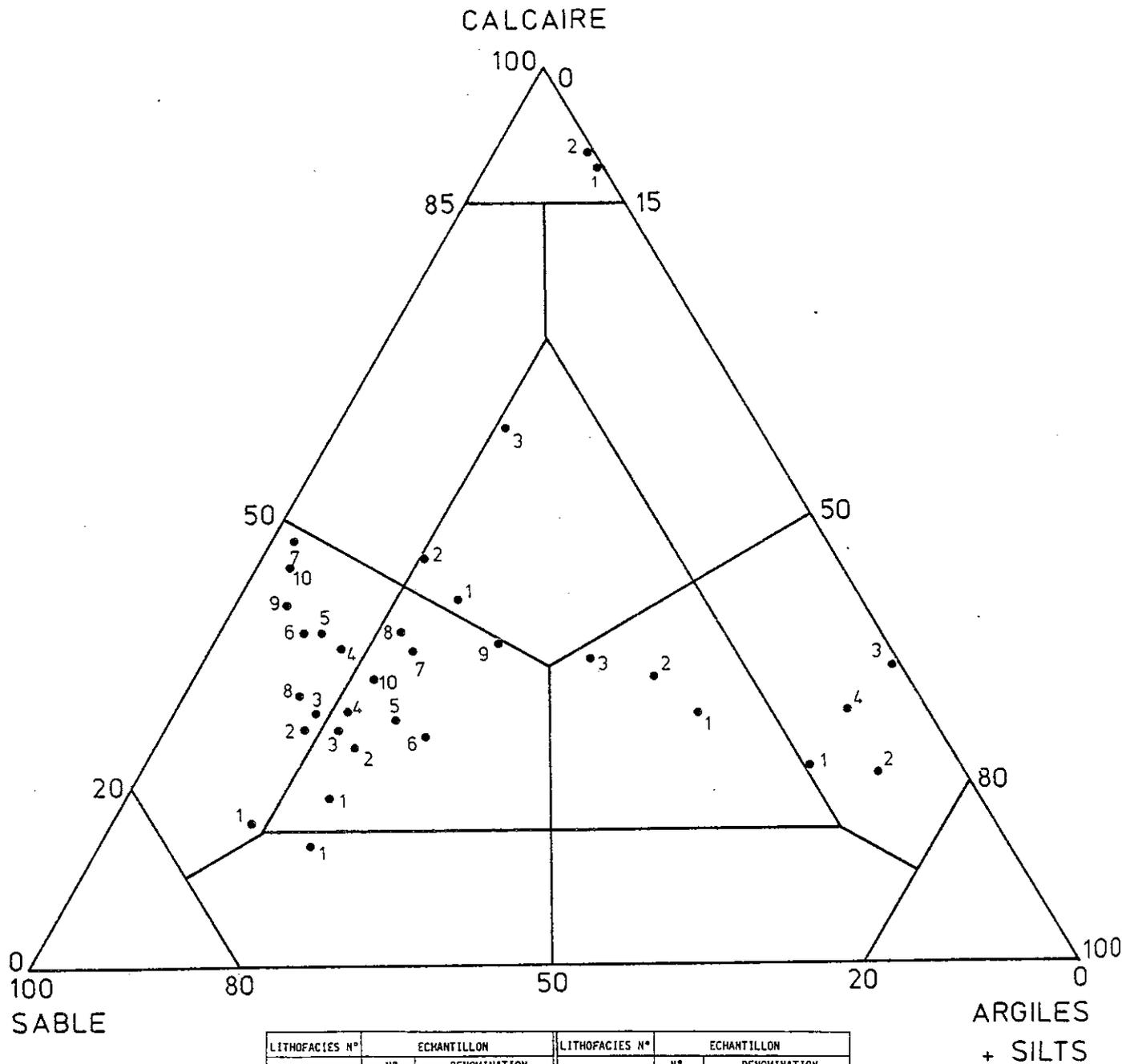
Ces deux classes sont regroupées dans la fraction granulométrique inférieure à 0,04 mm. Le pourcentage en est déterminé par différence, en soustrayant de 100 les pourcentages de sable et de calcaire déjà obtenus. Dans la présentation des résultats d'analyse, argiles et silts sont réunis sous la dénomination d'Argiles.



- | | | |
|-----------------|----------------------------|----------------------------|
| 1 Grès | 5 Argile gréseuse | 9 Calcaire gréseux |
| 2 Grès argileux | 6 Argile calcaréo-gréseuse | 10 Calcaire argilo-gréseux |
| 3 Grès calcaire | 7 Argile | 11 Calcaire marneux |
| 4 Grès marneux | 8 Marne argileuse | 12 Calcaire |

Fig. 2.1 : Nomenclature des lithofaciès (d'après D. KISSLING, 1974)

Fig. 2.2 : Lithofaciès des échantillons étudiés



LITHOFACIES N°	ECHANTILLON		LITHOFACIES N°	ECHANTILLON	
	N°	DENOMINATION		N°	DENOMINATION
2	1	Charre 7	4	1	Annecy
	2	Villy OTA 381		2	Eparris 2
3	2	Evires 9		3	Alby/Chéran 3
	3	Alby/Chéran 4		4	Alby/Chéran 7
	4	Alby/Chéran 6		5	Pringy 2
	5	Jouvenons MRG 1		6	Evires 10
	6	Sierroz 14		7	Nant de la Forêt 5
	7	Crempigny 6		8	Eparris 8
	8	Vovray MRG 13		9	Sierroz 1
	9	Ollières MRG 5		10	Crempigny 1
6	10	Jouvenons MRG 2	8	1	Néphe H 7
	1	Evires 4		2	Charre 3
	2	Eparris 9		3	Eparris 13
3	Eparris 12	4		Vernier 13-2	
10	1	Jamaloup JA CS 1	12	1	Mons 5
	2	Sierroz 4		2	Jamaloup JA CS 5
	3	Lorette 1			

CHAPITRE II

COMPORTEMENT DE QUELQUES FACIES MOLASSIQUES VIS-A-VIS DE L'EAU

I. COMPORTEMENT GENERAL DES MOLASSES EN PRESENCE D'EAU

Une des principales caractéristiques des molasses est leur lithologie très hétérogène. Les différents faciès (grès, marnes, etc.), souvent présents simultanément, vont donc réagir différemment au contact de l'eau.

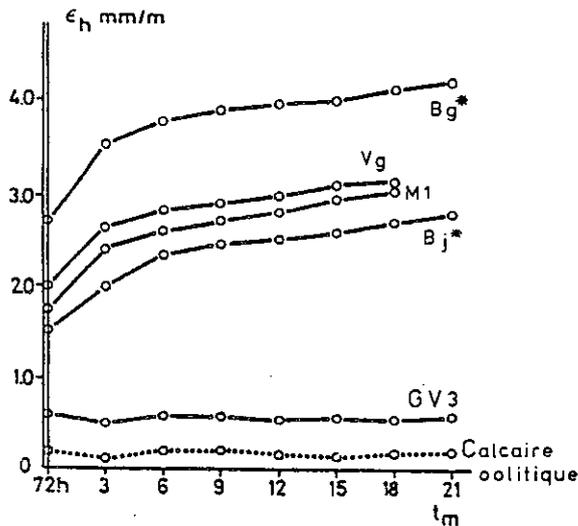
Si nous considérons les marnes et argiles molassiques, ce comportement est constant : même surconsolidées, ce qui est le cas la plupart du temps, elles s'altèrent rapidement, que ce soit en présence d'eau liquide ou atmosphérique. Les phénomènes de foisonnement, de gonflement, etc. qui s'ensuivent entraînent une perte totale de leur résistance mécanique.

Leur comportement est donc irrémédiablement mauvais, et les niveaux à dominante argileuse sont toujours source d'ennuis pour les travaux de génie civil.

Quant aux autres faciès (grès, calcaire, etc.), bien qu'a priori moins inquiétants, nous verrons qu'ils réagissent parfois de manière tout à fait inattendue.

Un exemple représentatif est fourni par les résultats d'essais menés à bien au laboratoire de conservation de la pierre de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (E.P.F.L.). Des essais de gonflement linéaire de longue durée ont été effectués sur des grès de diverses origines (FELIX, 1983) (Fig.2.3.).

Si certains faciès sont insensibles à l'eau (GV3, calcaire dolitique), il n'en va pas de même pour d'autres. En effet, ces échantillons conservés dans de l'eau à $20^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$, mesurés et pesés régulièrement, montrent que même après 18 ou 21 mois d'essais, ils gonflent toujours.



Bg : grès gris de Beauregard (Fribourg)
 Vg : grès gris de Villarlod
 M1 : grès du Main
 Bj : grès jaune de Beauregard (Fribourg)
 GV3 : grès des Vosges.

Fig. 2.3 : Gonflements linéaires de longue durée des grès de diverses origines

Le calcaire oolitique permet une comparaison avec les grès (les échantillons marqués d'une astérisque (*) ont été saturés sous vide).

Les faciès gréseux étudiés possèdent une porosité totale moyenne d'environ 20 %, et un coefficient de saturation de 60-70 %. Quant au calcaire, sa porosité totale est de 35 % et son coefficient de saturation de 50 %.

Il apparaît qu'à la fin des essais, le gonflement linéaire peut être de 50 à 80 % plus important qu'après 72 heures.

Certes, ceci n'est qu'un exemple, mais il laisse présager des problèmes résultant de la présence d'eau auxquels on peut être amené à faire face durant l'exécution de travaux en terrains molassiques.

II. ESSAIS DE CARACTERISATION DE FACIES MOLASSIQUES VIS-A-VIS DE L'EAU

Afin de voir comment se comportaient, en présence d'eau, divers faciès de molasse du bassin savoyard, nous avons d'abord déterminé certaines de leurs caractéristiques hydriques.

Nous avons retenu les suivantes :

- porosité à l'eau,
- coefficient de Hirschwald (ou coefficient de saturation),
- coefficient de capillarité,
- dilatation hydraulique.

Nous donnons les résultats obtenus sur des échantillons ayant ultérieurement servi à des essais de durabilité (gel, etc.), mais aussi sur des éprouvettes non utilisées par la suite, afin de fournir les caractéristiques hydriques relatives à d'autres faciès. Tous les essais ont été effectués sur des échantillons cylindriques de diamètre 40 mm et d'élancement 2.

Avant la description des caractéristiques hydriques des molasses, nous tenons à introduire la notion de porosimétrie.

La définition générale de la porosité est le rapport du volume des vides sur le volume apparent de l'échantillon.

Précisons que les vides considérés sont les vides interstitiels, communicants, de forme et calibre variables, découpés par toute section, donc débouchant en surface. C'est ce que l'on nomme porosité ouverte. Ceci exclut donc les vides clos (bulles, vacuoles, comme dans les ponces ou scories) qui interviennent dans la densité du matériau, mais ne sauraient jouer aucun rôle dans la circulation interstitielle des fluides.

Les mesures effectuées consistent toujours, partant d'un échantillon sec, à déterminer quelle quantité de fluide il est susceptible d'absorber. La facilité plus ou moins grande de cette pénétration dépend de trois catégories de facteurs :

- le fluide utilisé (densité, viscosité) ;
- les dimensions des vides, toujours capillaires, mais parfois extrêmement petits,
- le gradient de pression.

Parmi les nombreux types d'essais existants, nous en avons retenu trois :

- une imprégnation passive, par simple trempage (A) ;
- une imprégnation plus poussée, sous vide (P_0) ;
- une pénétration forcée de mercure sous pression, jusqu'à 200 MPa.

II.1. POROSITE A L'EAU

II.1.1. Modes opératoires

Deux types de mesures de porosité ont été réalisées : une mesure de la porosité par immersion à la pression atmosphérique (A), et une mesure de la porosité par absorption d'eau sous vide (Po).

II.1.1.1. Mesure de la porosité par immersion dans l'eau à la pression atmosphérique (A)

Quelle que soit la méthode de mesure employée, les échantillons doivent au préalable être mis à sécher à l'étuve à 60°C, jusqu'à poids constant. Divers protocoles existent pour réaliser cet essai. Il est souvent procédé selon les recommandations de la Norme AFNOR B 10-504, mais pour notre part nous avons utilisé un mode opératoire très voisin.

L'immersion est progressive, par paliers de 2 h, et concerne d'abord 1/4 du volume de l'échantillon, puis la moitié, puis les 3/4. Enfin, au bout de 6 h, il est totalement immergé et laissé dans l'eau pendant 48 h.

Il est ensuite sorti et essuyé rapidement à l'aide d'un chiffon ou d'une peau de chamois humide, puis pesé.

La porosité par immersion dans l'eau à la pression atmosphérique (A) est déterminée par la relation

$$A (\%) = \frac{\text{Poids humide} - \text{Poids sec}}{\text{Volume}} \times 100$$

II.1.1.2. Mesure de la porosité par absorption d'eau sous vide (Po)

Les éprouvettes sont initialement mises à sécher à l'étuve à 60°C jusqu'à poids constant.

Pour la méthode à utiliser, nous avons procédé selon la norme française. Les éprouvettes, une fois sèches et pesées, sont placées dans une enceinte où l'on fait le vide (cloche à vide, système de trompe à eau) ; la pression est réduite progressivement jusqu'à 20 mm de mercure et maintenue à ce niveau pendant 24 heures de façon à éliminer l'air contenu dans les vides des échantillons.

Ensuite, on fait pénétrer lentement de l'eau, à la température de 15 à 20°C (assez lentement pour que les éprouvettes ne soient pas totalement immergées avant 15 minutes). Le vide est maintenu pendant l'admission de l'eau et ensuite, pendant 24 heures. Les éprouvettes sont alors maintenues immergées pendant 24 heures à la pression atmosphérique. On effectue une pesée dans l'eau pour obtenir le volume. L'éprouvette est ensuite rapidement essuyée à l'aide d'un chiffon ou d'une peau de chamois humide, et pesée afin de déterminer sa masse à saturation.

Que ce soit pour P_0 ou A , l'expression des résultats est la suivante :

$$P_0 (\%) = \frac{P_1 - P_2}{P_1 - P_3} \times 100$$

- P_1 = poids de l'échantillon saturé par pesée à l'air
 P_2 = poids sec de l'échantillon
 P_3 = poids de l'échantillon par pesée hydrostatique.

La saturation en eau sous vide n'apporte pas de gains substantiels en eau par rapport à l'immersion dans le cas de blocs de 1 kg et plus (LAUTRIDOU et OZOUF, 1981). Par contre, dans le cas d'échantillons plus petits, et ce fut le cas des nôtres, les résultats sont comparables à ceux obtenus avec le porosimètre à mercure : avec P_0 , nous obtenons donc la porosité totale accessible à l'eau.

II.1.2. Résultats obtenus

D'après ce qui précède, il est normal que les valeurs fournies par P_0 soient plus élevées que par l'immersion à la pression atmosphérique (A) (Fig.2.4.).

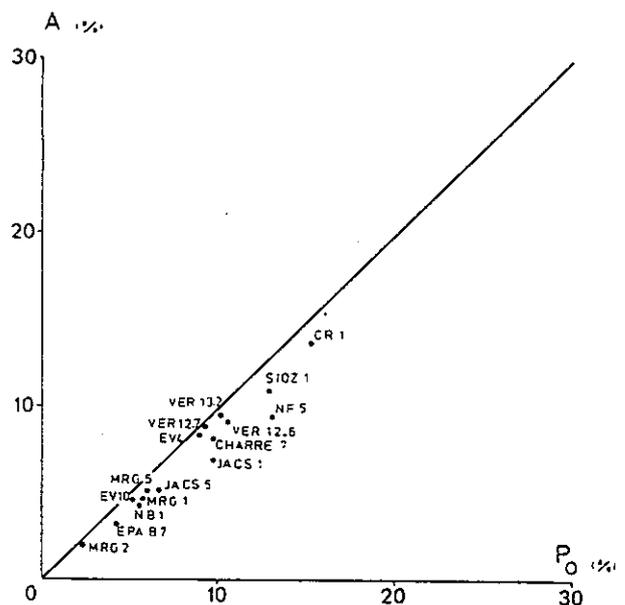


Fig. 2.4 : Relation entre absorptions d'eau à pression atmosphérique (A) et sous vide (P_0)

Le tableau 2.1. donne les valeurs des porosités obtenues par immersion à la pression atmosphérique (A) et par saturation sous vide (Po), pour les échantillons testés ultérieurement lors des cycles gel-dégel.

ECHANTILLON	MRG 2	EPA 87	NEPHE 81	EV 10	JA.CS 5	MRG 1	MRG 5	CHARRE 7	JA.CS 1	EV 4	VER 12.7	ANN	VER 12.6	NF 5	VER 13.2	SIOZ 1	CR.B 1
A (%)	1,7	3,1	4	4,5	5,1	5,4	6,3	7,4	7,9	8,2	8,5	9	9,1	9,3	9,4	10,9	12,5
Po (%)	2	4,1	5,4	4,8	6,5	5,6	7,3	7,5	9,5	8,8	8,6	9,8	10,5	12,8	11,1	12,7	12,9

Tableau 2.1

Le tableau 2.2. représente les valeurs de A et de Po relatives à d'autres échantillons lesquels, pour leur part, n'ont pas été testés au gel.

Echantillon	A (%)	Po (%)	Lithologie	Etage
CR.6	2,9	3,2	Grès grossier très consolidé	Base du Burdigalien
CRUSEILLES 1	6,4	7,3	Grès moyen calcaire très induré	Base du "Chattien" inf.
VILLY OTA 381	8,2	9	Grès calcaréo-argileux	"Chattien" inf.
VER 9 (54,4m)	9	10,3	Grès fin argileux	"Chattien" inf.
MRG7	9,3	10,6	Grès fin calcaire très induré	"Chattien" inf.
MRG13	9,7	10,9	Grès grossier calcaire	"Chattien" inf.
VER 10-1 (55,7m)	10,9	12,4	Grès fin argileux	"Chattien" inf.
EPARRIS 8	12,9	13,9	Grès moyen argileux	Aquitaniien

Tableau 2.2

Quant aux calcaires, quatre échantillons seulement ont été testés (Tableau 2.3.).

Echantillon	A (%)	Po (%)	Lithologie	Etage
JA.CS.5	5,1	6,5	Calcaire argilo-gréseux	"Chattien" supérieur
Lorette 1	5,6	5,9	Calcaire argilo-gréseux	
JA.CS.1	7,9	9,5	Calcaire argilo-gréseux	
MONS 5	12,9	13,3	Calcaire	"Chattien" moyen

Tableau 2.3

Parmi tous les échantillons dont nous avons mesuré la porosité, aucun n'a dépassé la valeur de 14,3 % pour Po.

On remarquera dans les tableaux 2.1. et 2.2., une série d'échantillons possédant de très faibles porosités. Ils correspondent ici principalement à des grès à ciment calcaire, très indurés, du "Chattien" inférieur du plateau d'Evires (échantillons MRG2, EV10, MRG1, MRG5, CRUS. 1).

En ce qui concerne les échantillons CR B6, EPA B7 et NÉPHE B1, ils proviennent tous de différents niveaux du Burdigalien, respectivement la base de la série (Crempigny), le microconglomérat de base (ruisseau des Eparris), et le grès de Saint-Sylvestre (la Nèphe). Tous ces faciès sont caractéristiques par leur cohésion qui les fait apparaître en relief dans la topographie.

Le premier grès à ciment argileux (CHARRE 7) a une valeur de Po = 7,5 %. Le choix des échantillons étudiés pêche par l'absence de faciès molassiques faiblement indurés et en particulier de faciès marneux et argileux difficilement échantillonnables.

Néanmoins, cette lacune peut être partiellement comblée grâce aux études géologiques et géotechniques entreprises en vue de la construction du LEP, pour le CERN, au Nord-Ouest de Genève. Cet accélérateur de particules, au niveau du bassin genevois, est creusé dans la molasse du "Chattien" inférieur.

Parmi les données figurant sur les fiches techniques relatives aux principaux faciès rencontrés, celle de l'indice de vides (e) nous a permis de tirer les valeurs de porosité suivantes (Tableau 2.4.).

Localisation stratigraphique	"CHATTIEN" BASAL ("Gompholite")		"CHATTIEN" INFÉRIEUR			
	Conglomérats	Marnes	Grès fins compacts	Grès grossiers tendres	Marnes gréseuses	Marnes
porosité (%)	7	14	11,2	21	16	21,8

Tableau 2.4 (d'après CERN : rapport du bureau DERIAZ)

Nous constatons que les marnes gréseuses ou non, et les grès grossiers "tendres" possèdent de fortes valeurs de porosité.

Quant à celle des grès fins compacts, elle corrobore assez bien celles que nous possédons sur les faciès semblables de divers sondages de Vernier (Ouest de Genève, au Sud de l'anneau du CERN).

Pour ces échantillons (VER 9, VER 10-1, VER 12-6, VER 12-7, VER 13-2) nous obtenons en moyenne $P_o = 10,6 \%$.

Nous avons rassemblé ces résultats en fonction du faciès et de sa situation dans la série molassique (Tableau 2.5.).

ETAGE	LITHOFACIES		A (%)	P _o (%)
BURDIGALIEN	Grès de Saint-Sylvestre		4	5,4
	Microconglomérat et grès grossiers de base très indurés		3	3,6
AQUITANIEN	Grès marno-calcaires		13	14
"CHATTIEN" SUPERIEUR	Calcaire grésio-marneux		6,2	7,3
	Grès marneux		10,9	12,7
"CHATTIEN" MOY.	Calcaire		12,9	14,3
"CHATTIEN" INFÉRIEUR	Bassin de Genève	Grès fins argileux	9,1	10,9
		Grès grossiers	--	21
		Marnes gréseuses	--	16
		Marnes	--	21,8
	Plateau d'Evires	Grès calcaréo-argileux moyens à grossiers	8	10,7
		Grès à ciment calcaire fortement indurés	6	6,5
"CHATTIEN" BASAL	Bassin de Genève	Conglomérats	--	7
		Marnes	--	14

Tableau 2.5

II.2. COEFFICIENT DE HIRSCHWALD

II.2.1. Introduction

Egalement appelé coefficient de saturation (ou coefficient d'absorption) d'eau, il exprime le rapport entre la teneur en eau et la porosité totale d'un matériau.

II.2.2. Mode opératoire

Nous avons utilisé, pour calculer le coefficient de Hirschwald, les résultats obtenus lors des mesures de porosité par immersion à pression atmosphérique, et sous vide. Nous nous reporterons donc aux deux modes opératoires décrits précédemment.

II.2.3. Résultats obtenus

Le coefficient de Hirschwald est défini par le rapport entre le volume poreux accessible à l'eau à la pression atmosphérique (A), et le volume poreux total accessible à l'eau sous vide (Po).

Il est exprimé par la relation :

$$I. = \frac{\text{Volume des vides saturés}}{\text{Volume total des vides}} \times 100 = \frac{A}{P_o} \times 100$$

Les trois tableaux suivants représentent, comme lors des mesures de porosités, les valeurs du coefficient de Hirschwald relatives aux échantillons testés ultérieurement au gel (Tableau 2.6.), à huit autres échantillons dont la durabilité n'a pas été étudiée (Tableau 2.7.) et enfin à quatre faciès calcaires (Tableau 2.8.).

Echantillon	NF 5	NEPHE B1	EPA B7	JA.CS 5	JA.CS 1	VER 13-2	MRG 2	SIOZ 1	MR5	VER 12-6	ANN	EV4	EV10	MRG 1	CR.B 1	CHA 7	VER 12-7
I (%)	72,7	74,1	75,6	78,5	82,2	84,7	85	85,8	86,3	86,7	91,8	93,2	93,8	96,4	96,9	98,7	98,8

Tableau 2.6 : Coefficient de Hirschwald des faciès testés ultérieurement au gel

Echantillon	JA.CS 5	JA.CS 1	MONS 5	Lorette 1
I (%)	78,5	83,2	90,2	94,9

Tableau 2.8 : Coefficient de Hirschwald de faciès calcaires

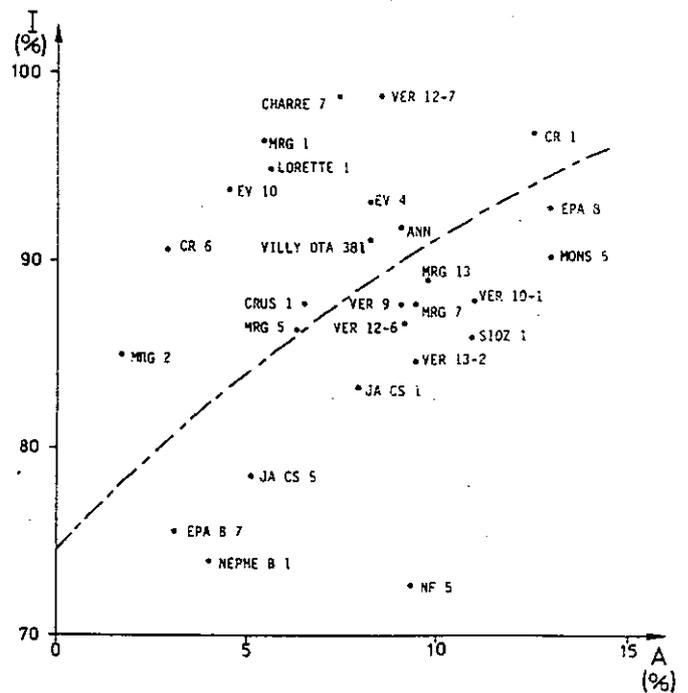
Echantillon	VER 9	CRUS 1	MRG 7	VER 10	MRG 13	CR6	VILLY OTA 381	EPA 8
I (%)	87,4	87,7	87,7	87,9	89	90,6	91,1	92,8

Tableau 2.7 : Coefficient de Hirschwald de faciès non étudiés au gel

L'ensemble des échantillons étudiés montre un coefficient de Hirschwald (I) variant entre 72,7 % et 98,8 %. On estime qu'en théorie, un coefficient de Hirschwald supérieur à 85 % devrait représenter une roche possédant une résistance au gel fort médiocre. En effet, nous sommes alors en présence d'un matériau dont, par saturation à la pression atmosphérique, la majorité des pores est remplie d'eau. De ce fait, la glace n'a plus guère de possibilités d'expansion, et une rupture relativement rapide devrait en découler. Les faciès molassiques étudiés ici sont donc susceptibles, pour la plupart, d'être gélifs. Mais il faut également intégrer la notion de porosité : la tendance générale (et ce n'est qu'une tendance, non une règle) est que la gélivité augmente avec P_0 ; parallèlement, dans notre cas, il semble qu'une roche à très faible porosité peut ne pas être pénalisée par un coefficient de Hirschwald élevé.

Ces 2 critères de porosité et de coefficient de saturation doivent donc être à considérer conjointement. On a reporté sur la Figure 2.5., I en fonction de A. Aucune relation flagrante n'apparaît, mais on voit que globalement, I a tendance à augmenter parallèlement à l'accroissement de A. Cette tendance générale se retrouve chez d'autres auteurs, pour d'autres faciès gréseux (FELIX, 1981). Parmi nos échantillons, ceux qui possèdent la meilleure durabilité sont ceux qui ont de faibles valeurs de A et de I : mais il faut se garder de généraliser abusivement.

Fig. 2.5 : Relation de I en fonction de A



La structure des molasses doit aussi intervenir, mais dans quelle proportion ?

II.3. COEFFICIENT DE CAPILLARITE

II.3.1. Méthode de calcul

Le coefficient de capillarité est donné par la relation suivante :

$$C = \frac{\Delta P}{S \times \sqrt{t}}$$

ΔP = variation de poids de l'éprouvette (mg)
 S = surface de la base de l'éprouvette (cm²)
 t = temps au bout duquel est faite la mesure (mn)

II.3.2. Résultats obtenus

Le tableau 2.9. donne les valeurs du coefficient de capillarité des échantillons testés au gel ultérieurement.

Echantillon	MRG 2	EV10	NEPHE 81	JA.CS 5	EPA B7	EV4	CHA. 7	MRG 1	VER 12.7	MRG 5	VER 12.6	VER 13.2	JA.CS 1	NF5	SIOZ 1	CR1	ANN
C	2	3	3	4	5	5	8	8,3	9	11	11	12	15	37	39	50,5	61,2

Tableau 2.9

Il faut préciser que certaines valeurs de C se rapportent à des mesures effectuées parallèlement au litage, alors que d'autres le sont perpendiculairement à ce dernier. Le fait qu'elles soient voisines ou non dépend du degré d'anisotropie qui n'a pas été testé. Deux grandes familles apparaissent néanmoins sur le tableau 2.9., en fonction des valeurs du coefficient de capillarité (C).

- une dont C varie de 2 à 15,
- l'autre dont C varie de 37 à 61,2.

La Figure 2.6. représente C en fonction de Po.

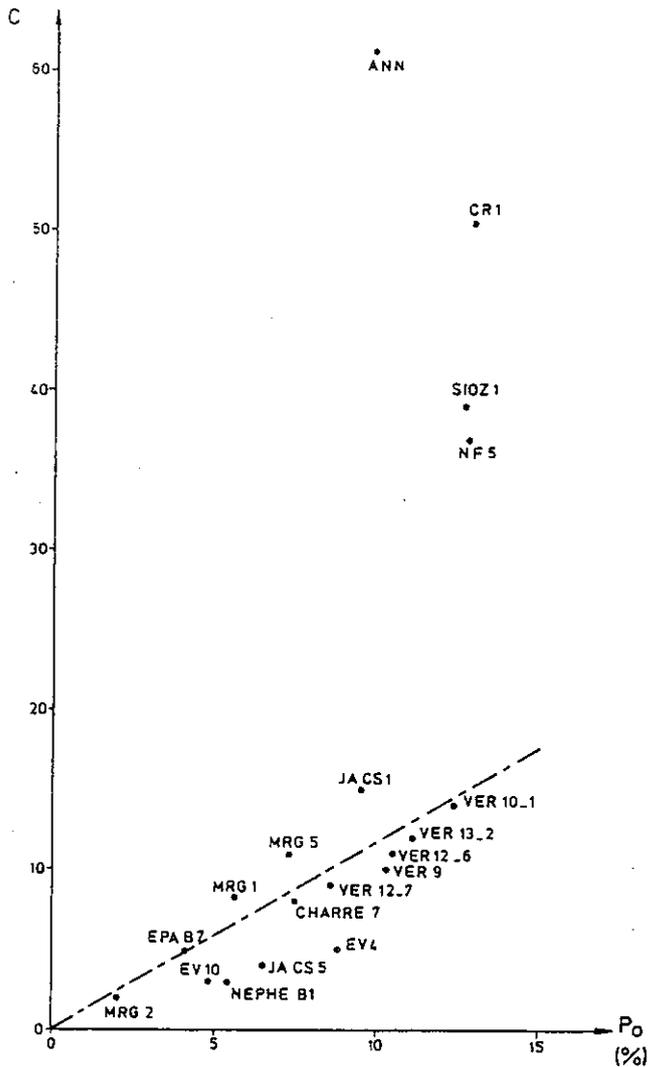


Fig. 2.6 : Relation de C en fonction de Po

Une assez bonne corrélation semble exister entre C et Po pour la famille des plus basses valeurs de C. Une augmentation de la porosité entraînerait ainsi, dans le cas présent, une augmentation du coefficient de capillarité.

La Figure 2.8. représente les coefficients de capillarité, tracés à partir de la variation de poids des échantillons en fonction de la racine carrée du temps. Nous avons en fait représenté la zone linéaire correspondant à l'absorption avant que les échantillons n'arrivent à saturation. (Fig. 2.7.).

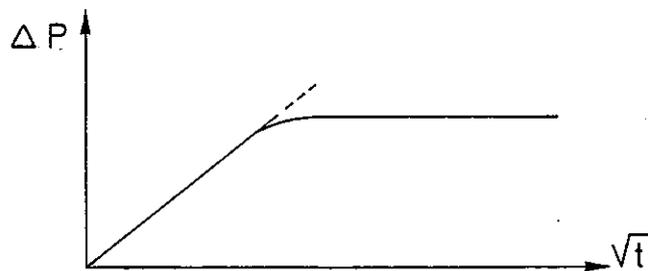


Fig. 2.7 : Allure de la courbe d'absorption d'eau en fonction du temps

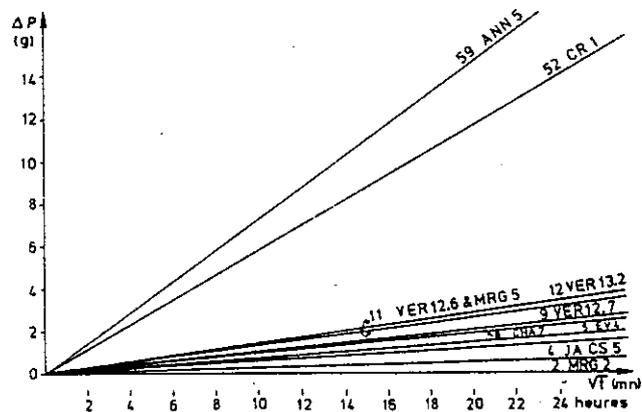


Fig. 2.8.1 : Echantillons perpendiculaires à la stratification

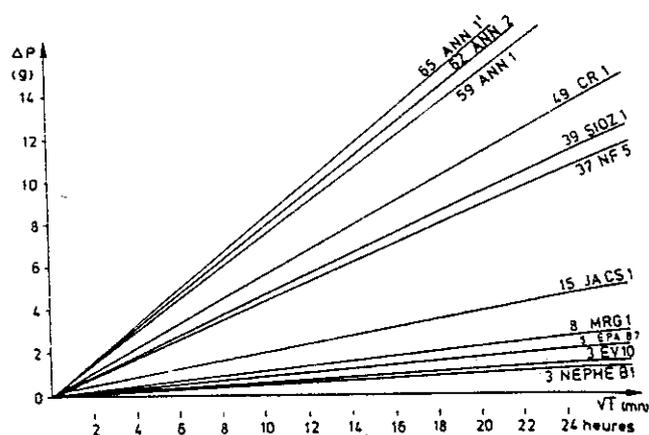


Fig. 2.8.2 : Echantillons parallèles à la stratification

Fig. 2.8 : Coefficients de capillarité des échantillons étudiés

L'analyse des figures 2.4. et 2.6. met en évidence quatre échantillons (NF 5, SIOZ 1, CR B1, ANN 1), qui possèdent des porosités totales élevées (de l'ordre de 15 à 16 %) ainsi que de très forts coefficients de capillarité (entre 37 et 65).

Les roches ayant de faibles coefficients de capillarité sont supposées posséder un meilleur comportement en présence d'eau, et même en cas de gel.

Ce sont principalement des faciès de grès à ciment calcaire très indurés, que l'on trouve dans la zone à faibles valeurs de C et de Po. C'est donc théoriquement parmi ces faciès qu'il faut chercher, et que l'on a le plus de chance de trouver une molasse susceptible de résister aux effets de l'eau, quels qu'il puissent être.

II.4. DILATATION HYDRAULIQUE

II.4.1. Mode opératoire

Il s'agit en fait d'une mesure de la dilatation isotherme due à l'absorption d'eau. Cette absorption d'eau s'effectue à la pression atmosphérique (cf. II.1.1.1.). Nous mesurons ici la dilatation hydraulique des échantillons après 72 heures d'absorption d'eau ($\lambda_{hy} 72$). Nous tenons à bien préciser que les conditions d'absorption, de même que la mesure à 72 heures, ont été choisies arbitrairement.

II.4.2. Résultats obtenus

La dilatation hydraulique varie de 0,2 à 0,8 mm/m pour une partie des échantillons, alors que pour l'autre, elle se tient entre 2 et 6 mm/m, soit environ de décuple.

La dilatation hydraulique permet de différencier les échantillons molassiques testés selon leur sensibilité à l'eau seule, ce qui est déjà un résultat non négligeable ; elle se produit à la faveur de deux mécanismes : action sur les minéraux gonflants d'une part et forces capillaires développées d'autre part.

Les tableaux 2.10. et 2.11. donnent les valeurs de la dilatation hydraulique initiale ($\lambda_{hy} 72h$) de la porosité (A) et du coefficient de capillarité (C). Les valeurs de C les plus faibles se trouvent parmi celles reportées dans le premier tableau, les plus fortes parmi celles du second tableau.

Echantillon	NEPHE 81	EPA 87	EY 10	NF5	MRG 1	MRG 5	JA.CS 1	JA.CS 5	EV4	MRG2 (Po)
Nature pétrographique	Grès calcaire grossier	micro- congl.	Grès marneux	Grès marneux	Grès à ciment calcaire	Grès à ciment calcaire	Calcaire argilo- gréseux	Calcaire argilo- gréseux	Argile calcaréo- gréseuse	Grès à ciment calcaire
$\lambda_{hy} 72h$ (%)	0,2	0,2	0,36	0,37	0,39	0,47	0,48	0,51	0,6	0,69
A (%)	4	3,1	4,5	9,3	5,4	6,3	7,9	5,1	8,2	1,7
C	3	5	3	37	8,3	11	15	4	5	2

Tableau 2.10

Echantillon	CR.1 //	CR.1 └	SIOZ 1	CHARRE 7	ANN 1//	ANN 5└	VER. 13.2	VER. 12.6	ANN 1//(Po)	VER. 12.7(Po)
Nature pétrographique	Grès à ciment calcaire	Grès à ciment calcaire	Grès marneux fin	Grès marneux moyen	Grès marneux grossier	Grès marneux grossier	Grès argileux fin	Grès argileux fin	Grès marneux grossier	Grès argileux fin
$\lambda_{hy} 72h$ (%)	1,32	1,69	2	3,24	3,24	3,5	3,61	3,67	3,71	5,64
A (%)	12,5	13,4	10,9	7,4	8,3	8,5	9,4	9,1	8,8	8,5
C	49	52	39	8	59	59	12	11	65	9

Tableau 2.11

Les échantillons CHARRE 7, ANNECY et VERNIER possèdent de très importantes dilatations hydrauliques : de 3,24 à 5,64.

Cette dernière valeur appartient à l'échantillon VER 12.7, saturé sous vide (Po). Mais si le type de saturation (A ou Po) influence le gel, il intervient très peu pour la dilatation hydraulique à 72 heures.

Afin d'avoir une idée quant aux facteurs responsables dans nos essais, de la dilatation hydraulique, nous avons effectué une diffraction X sur les échantillons CHARRE 7, ANNECY et VER 13-2, afin de voir si des minéraux gonflants existaient dans le ciment, ainsi que leur nature.

Il apparaît que pour les échantillons ANNECY et VER 13-2, la montmorillonite et les interstratifiés dominant ; puis viennent respectivement l'illite, la chlorite, et un peu de kaolinite.

Pour CHARRE 7, les interstratifiés sont absents mais la montmorillonite est toujours prédominante.

Ces trois grès à ciment marneux semblent donc posséder une forte dilatation hydraulique, de par la présence de minéraux phylliteux gonflants.

D'autres caractéristiques liées à la texture propre de la roche peuvent intervenir mais nous ne les avons pas identifiées.

Il apparaît, pour conclure, que les tableaux 2.10. et 2.11. montrent déjà, surtout selon la valeur de $\lambda_{hy} 72$, quels sont les faciès respectivement peu sensibles ou sensibles à l'eau.

Nous remarquons de plus que les échantillons du tableau 2.10. à faible dilatation hydraulique à 72 heures possèdent également de faibles porosités (A) et, sauf exception de faibles coefficients de capillarité (C). Contrairement, ceux à fortes valeurs de $\lambda_{hy} 72$ (Tableau 2.11.) ont d'importantes valeurs de A et généralement de fortes valeurs de C. Mais il ne faut surtout pas dégager de cela une règle générale, le hasard pouvant parfaitement en être responsable sur un si faible échantillonnage. Une étude sur une population plus importante semble nécessaire pour voir si cette relation est constante.

III. CONCLUSION A L'ETUDE DES CARACTERISTIQUES HYDRIQUES

Les faciès molassiques étudiés sont relativement variés, et de ce fait les résultats obtenus le sont aussi.

Nous trouvons néanmoins des éprouvettes (tableau 2.10.) possédant toutes les caractéristiques requises pour être de bons matériaux vis-à-vis de l'eau, c'est-à-dire :

- un faible coefficient de Hirschwald ;
- un faible coefficient de capillarité ;
- une dilatation hydraulique faible.

En ce qui concerne la porosité, il s'agit d'un critère sur lequel il est plus délicat de se prononcer bien qu'elle semble être de bon augure lorsqu'elle est faible.

Quatre échantillons ont de faibles valeurs de λ_{hy} 72, C, et parallèlement de I (tableau 2.6.).

- Nêphe B1 : grès grossier à ciment calcaire (Burdigalien sommital : grès de Saint-Sylvestre) ;
- EPA B 7 : microconglomérat à matrice de grès grossier, très induré (Burdigalien basal) ;
- JA CS 5 : calcaire grés-argileux, très induré ("Chattien" supérieur : bassin de Frangy) ;
- MRG 2 : grès fin à ciment calcaire, très induré ("Chattien" inférieur : plateau d'Evires).

Ces quatre échantillons présentent tous la particularité d'être fortement indurés ; de là découle également leur faible porosité.

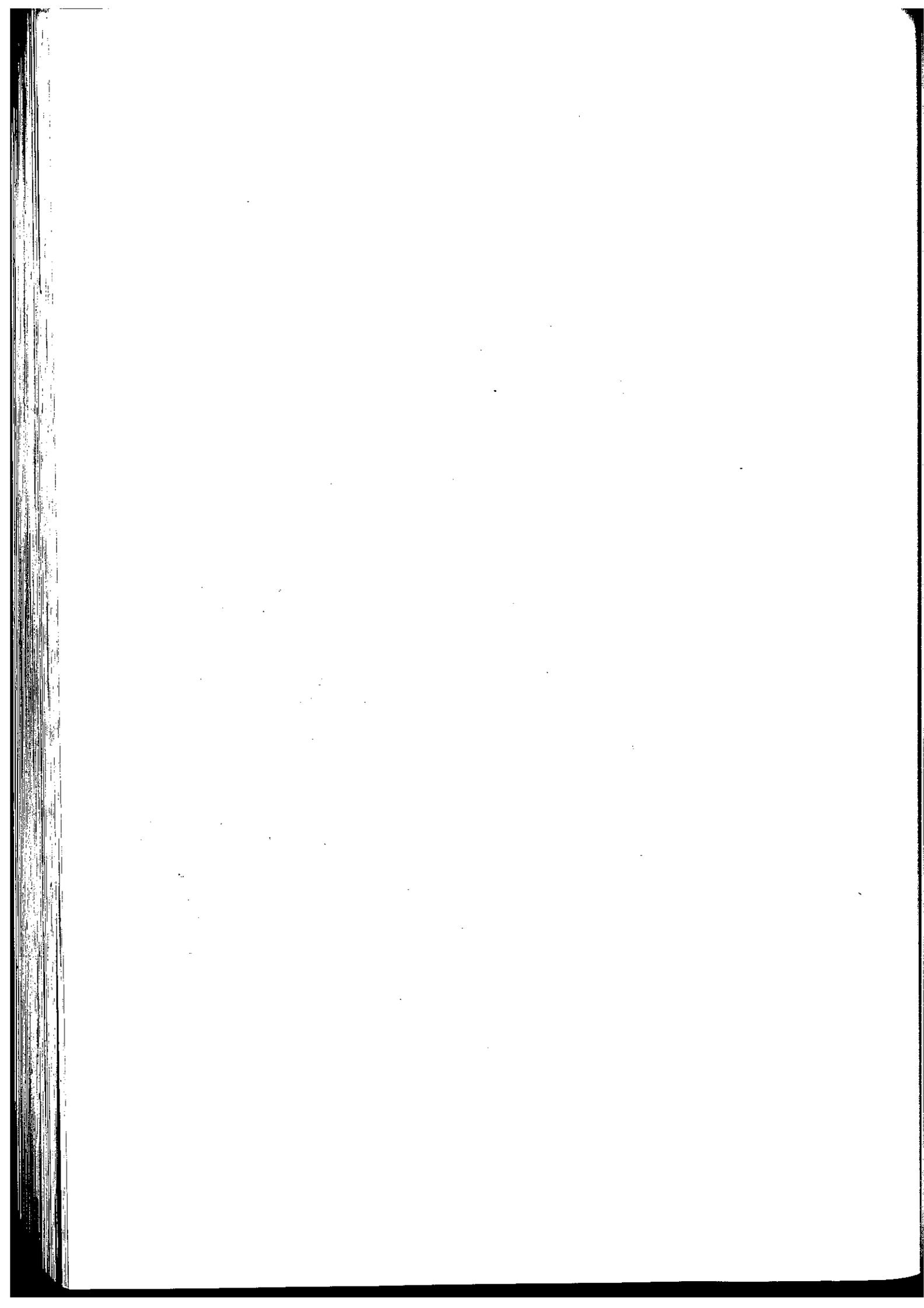
Mais si les trois paramètres (λ_{hy} 72, C, I) convergent favorablement dans le cas de ces échantillons, il faut noter que dans d'autres cas, un fort coefficient de Hirschwald peut ne pas pénaliser le comportement d'un matériau, s'il est associé à de faibles coefficients de capillarité et de dilatation hydraulique initiale à 72 heures.

C'est la classe dans laquelle entrent les échantillons EV 4, EV 10, MRG 1 et MRG 5.

Nous avons enfin deux exemples où, si C est élevé, I est faible, et où le comportement est également favorable (NF 5 et JA CS 1).

Il est à retenir de ce chapitre qu'au même titre que les coefficients de Hirschwald et de capillarité, et sans doute même davantage, la dilatation hydraulique permet de mesurer aisément une caractéristique significative d'un faciès molassique en présence d'eau.

Le prochain chapitre permettra de voir si ces mêmes facteurs sont également déterminants dans le domaine de la résistance au gel.



CHAPITRE III

ETUDE DE LA DURABILITE DE QUELQUES FACIES MOLASSIQUES

SOU MIS A DES CYCLES DE GEL - DEGEL

I. BUT DE L'ETUDE

La durabilité d'une roche est un critère très important, qu'elle soit mise à jour à l'occasion d'un terrassement ou utilisée en matériau de construction.

Un des reproches majeurs exprimés à l'encontre des terrains molassiques est justement leur altérabilité, pouvant être très grande dans certaines conditions. Ce reproche est fondé la plupart du temps ; il suffit pour s'en convaincre d'observer un talus de route ou une tranchée entaillés dans la molasse : les faciès gréseux subissent une desquamation superficielle en "pelure d'oignon" aboutissant à leur désagrégation sous forme de sable. Quant aux faciès marneux et argileux, ils s'altèrent encore plus facilement ; le résultat étant une accumulation de petites esquilles. A cela s'ajoutent les gonflements que redoutent, à tort ou à raison, la plupart des techniciens ayant à utiliser cette formation.

De nombreux travaux de génie civil ont été réalisés dans le Tertiaire du bassin savoyard ; bien que le Quaternaire soit souvent présent et parfois très épais, la molasse est souvent atteinte. Il a semblé utile de voir comment des faciès, appartenant à la molasse, se comportaient au cours d'essais dont le but est de déterminer leur durabilité.

Le laboratoire des matériaux pierreux de l'E.P.F.L., où ont été effectués les essais, est particulièrement attaché aux problèmes posés par la molasse utilisée comme pierre de construction (ce qui est le cas de nombreux édifices en Suisse). Nous tenons à rappeler que ce laboratoire a mis à notre disposition tout l'appareillage nécessaire à la réalisation des mesures et effectué le suivi des échantillons.

II. APERCU DES PROTOCOLES DE GEL EMPLOYES ACTUELLEMENT

II.1. PROTOCOLE DE GEL EMPLOYE A L'E.P.F.L. DANS LE CADRE DE NOS ESSAIS

Pour le déroulement de nos essais, nous avons choisi le protocole de gel suivant (Tableau 2.12.) :

- Avant toute chose, l'échantillon est saturé par immersion dans l'eau, à la pression atmosphérique (A) ; pour quelques échantillons, dans un souci de comparaison, la saturation a été faite sous vide (Po).
- La base des éprouvettes baigne dans environ 5 mm d'eau afin de permettre une recharge par capillarité.
- Parallèlement, les échantillons sont placés sous cloche de verre, dans le but de conserver un degré hygrométrique égal à 100 %.
- On applique un gel de 3 heures dans une chambre froide à - 30°C.
- A la sortie de la chambre, on effectue un dégel à + 20°C.
- Quand le dégel est total, en fin de chaque cycle, une mesure de dilatation est réalisée.
- Tous les cinq cycles, pour vérifier s'il y a perte de matière et mesurer les éventuelles variations de volume, l'échantillon subit une pesée hydrostatique et une pesée normale.

II.2. AUTRES PROTOCOLES DE GEL

De nombreux protocoles de gels sont testés ou employés habituellement dans les laboratoires étudiant les phénomènes de gélifraction artificielle.

Le tableau 1.12. permet la comparaison entre le protocole que nous avons employé et sept autres protocoles.

Cette énumération n'est en aucun cas exhaustive.

P. BOUSQUIE (1979) a comparé sur des roches calcaires les résultats obtenus par l'application de quatre protocoles de gel.

La norme française homologuée NF B 10-513 (Avril 1975) a trait aux produits de carrière et plus spécialement aux roches calcaires.

PROTOCOLE DE GEL	E.P.F.L. PROTOCOLE EMPLOYE	BOUSQUIE (1979) 1 ^{er} PROTOCOLE	BOUSQUIE (1979) 2 ^e PROTOCOLE	BOUSQUIE (1979) 3 ^e PROTOCOLE	BOUSQUIE (1979) 4 ^e PROTOCOLE	NORME NF 9 10 .. 513 (avr 11 1975)	LAURITIDOU 070UF (C.N.R.S.)	LAURITIDOU 070UF (C.N.R.S.)
FORME ET DIMENSIONS DES EPROUVETTES	Cylindre $\phi=40\text{mm}; L=80\text{mm}$	Cylindre $\phi=40\text{mm}; L=50\text{mm}$	Cylindre $\phi=40\text{mm}; L=50\text{mm}$	Cylindre $\phi=40\text{mm}; L=50\text{mm}$	Cylindre $\phi=40\text{mm}; L=50\text{mm}$	Cylindre: $\phi=40\text{mm}; L=40\text{mm}$ ou précision: 7 28cm	Blocs 9x9x9 cm	Blocs 9x9x9 cm
SATURATION INITIALE DES EPROUVETTES	Immersion à pression atm. ou sous vide	sous vide	sous vide	Immersion à press. atm. pendant 48 h N. AFNOR B 10 504	Immersion à pression atm. pendant 48 h	Immersion à pression atm.	Immersion à pression atm. ou sous vide	Immersion à pression atm. ou sous vide
CONDITIONS DE L'EPROUVETTE AU COURS DU GEL	Tranche d'eau de 5mm à la base	Hors de l'eau	Tranche d'eau de 5mm à la base	Tranche d'eau de 5mm à la base	Hors de l'eau	Hors de l'eau	Tranche d'eau de 1-2cm à la base	Tranche d'eau de 1-2cm à la base
TEMPS DE DESCENTE A LA TEMPERATURE DE GEL	Instantané	3 h.	6 h.	6 h.	6 h.	2h pour atteindre 0 °C au coeur de l'éprouvette.	6 h.	18 h.
TEMPERATURE DE GEL	- 30 °C	- 15 °C	- 8 °C	- 8 °C	- 8 °C	- 15 °C \pm 2 °C	- 8 °C	- 25 °C
DUREE DU GEL	3 h.	4 h.	6 h.	6 h.	6 h.	6 h.	12 h.	12 h.
TEMPS DE REMONTEE A LA TEMPERATURE DE DEGEL	Instantané	1 h.	4 h.	4 h.	4 h.	1/2 h.	4 h.	12 h.
TEMPERATURE DE DEGEL	+ 20 °C	+ 5 °C	+ 10 °C	+ 10 °C	+ 10 °C	+ 5 °C \pm 2 °C	+ 15 °C	+ 18 °C
DUREE DU DEGEL	Jusqu'à dégel total	16 h.	8 h.	8 h.	8 h.	6 h. \pm 10 mn	12 h.	12 h.
CONDITIONS DE L'EPROUVETTE AU COURS DU DEGEL	Tranche d'eau de 5mm à la base	Immergée	Tranche d'eau de 5mm à la base	Tranche d'eau de 5mm à la base	Immergée	Immergée	Tranche d'eau de 1-2cm à la base	Tranche d'eau de 1-2cm à la base
DUREE TOTALE DU CYCLE GEL - DEGEL	24 h.	24 h.	24 h.	24 h.	24 h.	12 h.	24 h.	48 h.

Tableau 1.12 : Comparaisons entre divers protocoles de gel

Quant à J.-P. LAUTRIDOU et J.-C. OZOUF, du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, ils ont également appliqué les protocoles de gel qu'ils ont élaborés, à l'étude de la gélivité de roches calcaires. Il apparaît donc que rien n'a été spécifiquement mis au point pour le genre de faciès, à dominante gréseuse qui nous occupe. Nous ne possédons donc aucun point de comparaison vraiment sûr avec d'autres essais ayant été réalisés.

Un regard au tableau 2.12. montre que le protocole de gel que nous avons adopté est vraisemblablement le plus sévère de ceux que nous décrivons. Faute d'avoir une chambre froide automatisée disponible le moment voulu, nous pratiquons, en plus du gel, un choc thermique sur les éprouvettes.

II.2.1. Essai de gel JPD

Ce dernier protocole de gel, même s'il n'est pratiqué qu'au laboratoire des matériaux pierreux de l'E.P.F.L., mérite néanmoins d'être décrit.

Baptisé du nom de son concepteur (le professeur J.-P. DAXELHOFER, ancien directeur du laboratoire des matériaux pierreux), cet essai va nous permettre de mieux appréhender certains résultats obtenus lors de nos mesures de gélivité.

II.2.1.1. Mode opératoire

L'échantillon, dont les faces latérales sont isolées, est en contact par sa face supérieure avec une tête froide à -20°C et sa base est plongée dans de l'eau dont la température oscille au cours du temps entre deux limites fixées au péalable (en général 16 et 24°C) (Fig.2.9.).

La température à l'intérieur de l'échantillon varie cycliquement et l'isotherme de gel-dégel (à environ 0°C) se situe à l'intérieur d'une zone étroitement délimitée (-----).

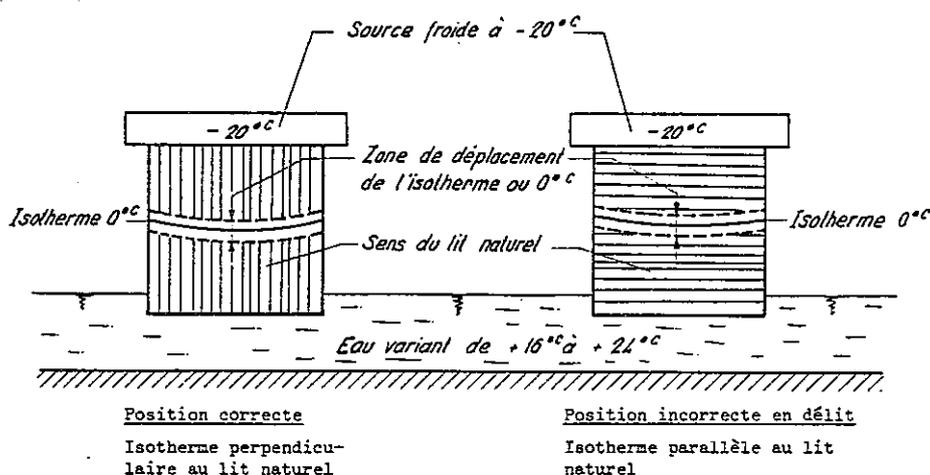


Fig. 2.9 : Principe de l'essai de gel accéléré JPD (d'après J.P. DAXELHOFER, 1969)

Cette zone est donc gelée et dégelée à chaque cycle.

L'eau qui monte par capillarité vers cette zone, s'y accumule en agrandissant les pores et en formant des fissures.

L'apparition de la fissuration est détectée par mesure périodique de la hauteur de l'éprouvette. Celle-ci, qui était restée sensiblement constante depuis le début de l'essai, croît ensuite rapidement jusqu'à la rupture, qui intervient après un certain nombre de cycles.

II.2.1.2. Interprétation des résultats de l'essai de gel JPD (Fig.2.10.)

La résistance au gel par l'essai JPD se détermine en mesurant l'allongement des éprouvettes en fonction du nombre de cycles.

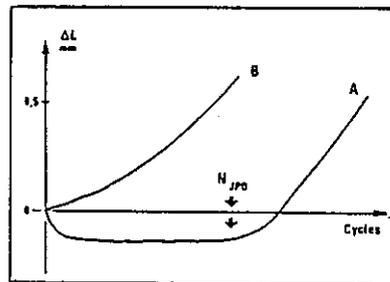


Fig. 2.10 : Augmentation de hauteur d'un échantillon soumis à l'essai JPD

Courbe A : Matériau ayant une résistance à l'essai JPD de N_{jpd} cycles.

Courbe B : Matériau de résistance nulle à l'essai JPD (d'après J.P. DAXELHOFER, 1969)

On a remarqué sur des molasses et bétons, deux types de courbes (A et B), correspondant aux variations de longueur des échantillons au cours des cycles.

Un matériau "normal", donc de résistance au gel variable (courbe A), passe théoriquement par trois phases distinctes lors d'un essai :

- contraction,
- stabilisation ou faible dilatation,
- forte dilatation conduisant à la destruction.

Dans le cas de la courbe B, caractérisant un matériau de résistance nulle au gel, nous sommes directement dans la troisième phase (rupture quasi immédiate).

Deux remarques s'imposent ici : il n'est absolument pas question de comparer l'essai JPD à celui que nous avons utilisé, mais seulement de comparer des allures de courbes de variation de longueur ; cela se fait indépendamment de l'allongement mesuré par saturation à l'eau (dilatation hydraulique initiale à 72 heures).

D'autre part, dans le cas des essais de gel, l'influence du litage est considérable ; l'hétérogénéité ainsi induite au sein de la population d'échantillons commande d'éviter des comparaisons trop hasardeuses.

III. ETUDE DU COMPORTEMENT DES MOLASSES AU COURS DE CYCLES DE GEL-DEGEL

Nous avons étudié la variation de divers paramètres en fonction du nombre de cycles de gel-dégel.

Les paramètres retenus sont les suivants :

- la variation de la longueur de l'échantillon (III.1),
- la variation du volume de l'échantillon (III.2),
- la variation du coefficient de Hirschwald (III.3),

III.1. MESURE DE LA VARIATION DE LONGUEUR EN FONCTION DU NOMBRE DE CYCLES

III.1.1. Mode opératoire

L'échantillon est saturé à la pression atmosphérique. Puis on mesure à l'aide d'un comparateur la variation de la longueur après chaque cycle. Il faut attendre le dégel complet pour extraire l'échantillon de la glace. La cloche de verre doit théoriquement garantir une hygrométrie de 100 %.

III.1.2. Représentation des résultats

Nous avons tracé les courbes représentant les variations de longueur des éprouvettes ($\Delta l/l$) en mm/m (‰) en fonction du nombre de cycles.

Au cycle 0, la valeur de l'allongement est celle mesurée après 72 heures d'immersion à pression atmosphérique ($\lambda_{hy} 72$), qui correspond à la dilatation hydraulique de l'éprouvette. Mais il ne faut pas oublier qu'il s'agit en fait de la valeur 0 pour l'essai de gel.

Si la saturation a été effectuée sous vide, la notation (P_0) est ajoutée à l'identification de la roche. Seuls les échantillons MRG 2 \perp , VER 12.7 \perp et ANN 1'// ont été saturés selon ce procédé. Le nombre de cycles pendant lesquels ont été réalisés les mesures est variable, et dépend avant tout de la résistance au gel de l'échantillon, mais aussi de la solidité du collage des pastilles de mesure aux extrémités de l'éprouvette.

III.1.3. Variations de longueur

Comme nous l'avons vu lors de la description de l'essai de gel JPD (II.2.1.), la hauteur d'un échantillon soumis à la gélifraction passe par trois phases, si tant est qu'il possède une certaine résistance au gel.

C'est donc à l'allure générale des courbes qu'il faudra s'attacher pour comprendre le type de comportement des différents faciès. Au niveau de l'essai de gel, la valeur de $\lambda_{hy} 72$ n'intervient plus. Par contre, le comportement de l'eau devient primordial.

Si la longueur (ou le volume) diminue (contraction), c'est que l'effet thermique l'emporte sur l'effet de l'eau.

Si la longueur (ou le volume) augmente, c'est l'inverse : l'augmentation de volume due au passage eau-glace compense et au-delà, la contraction thermique.

Considérons d'abord les figures 2.11., 2.12., 2.13. et 2.14..

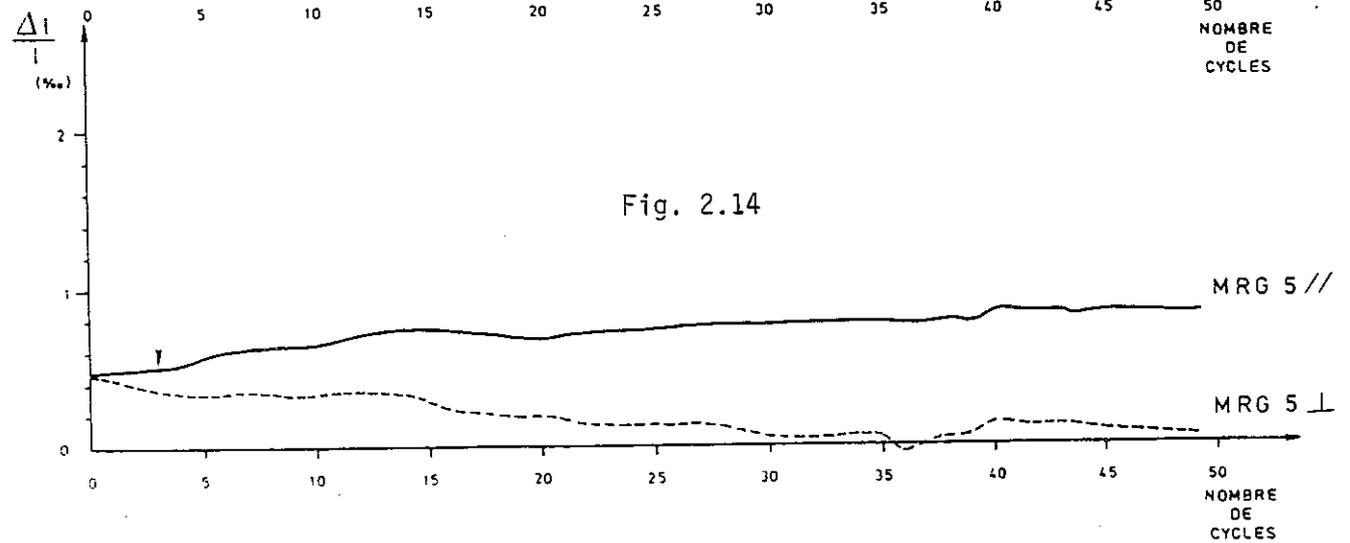
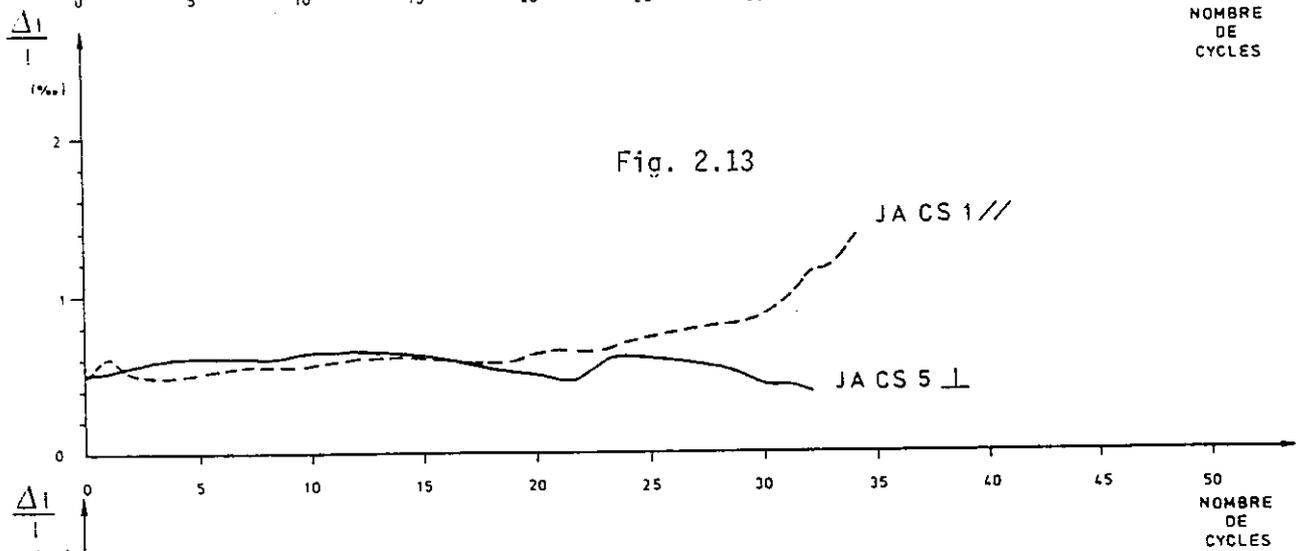
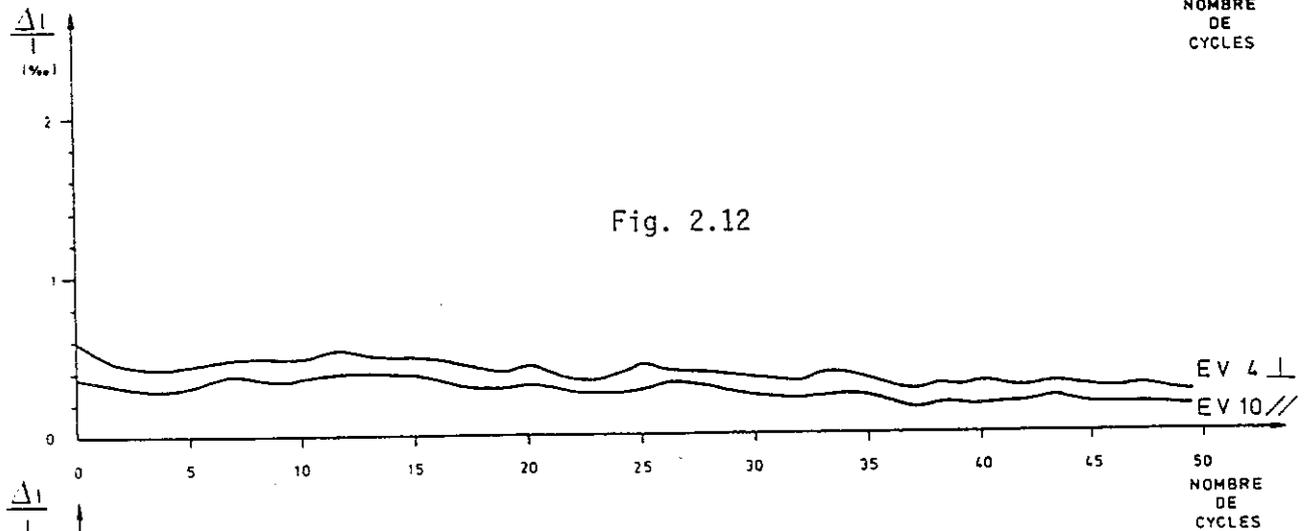
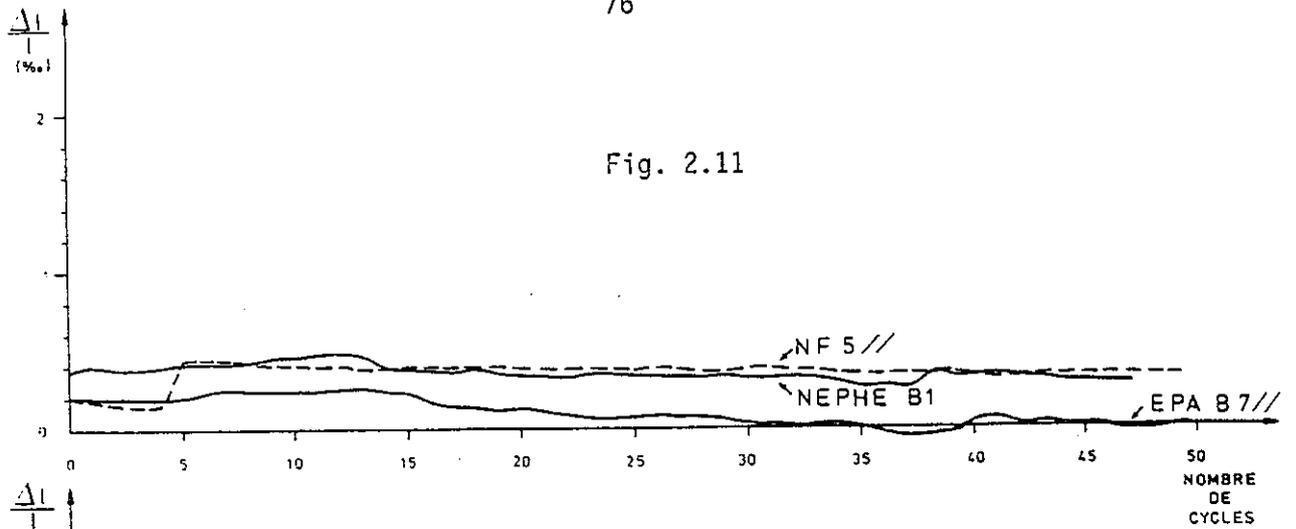
Les courbes d'allongement que l'on y rencontre sont de divers types :

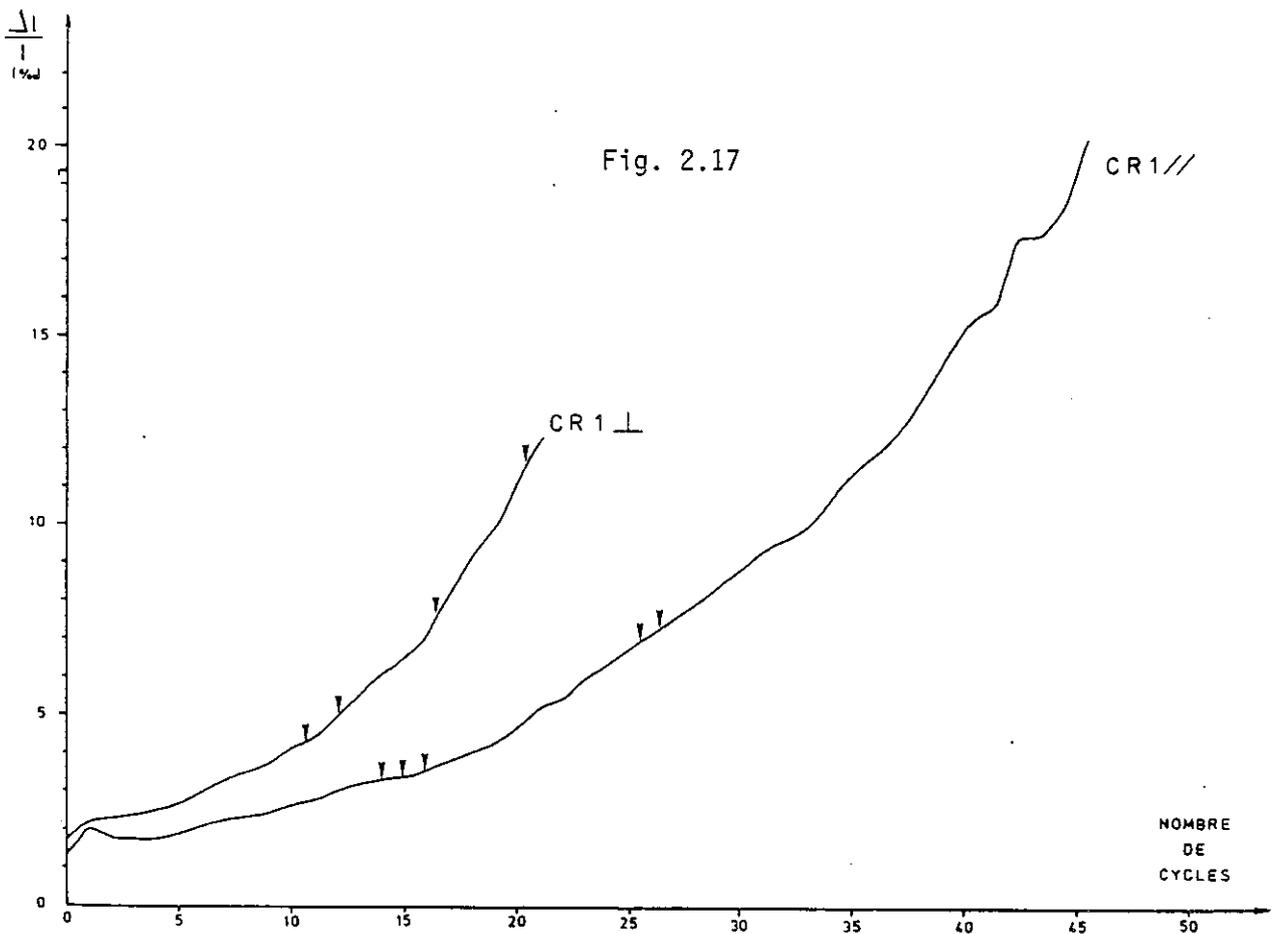
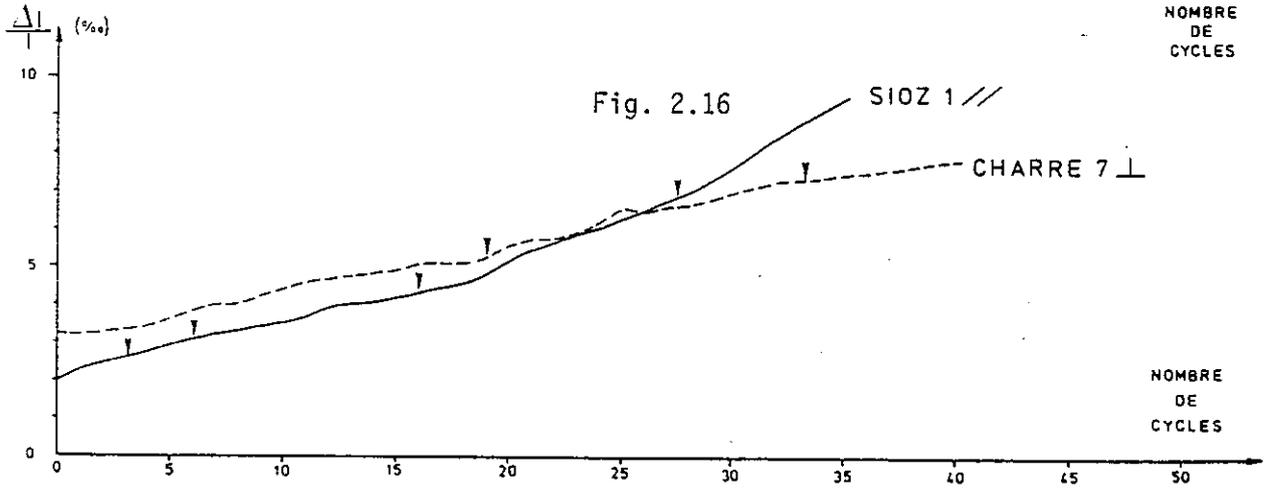
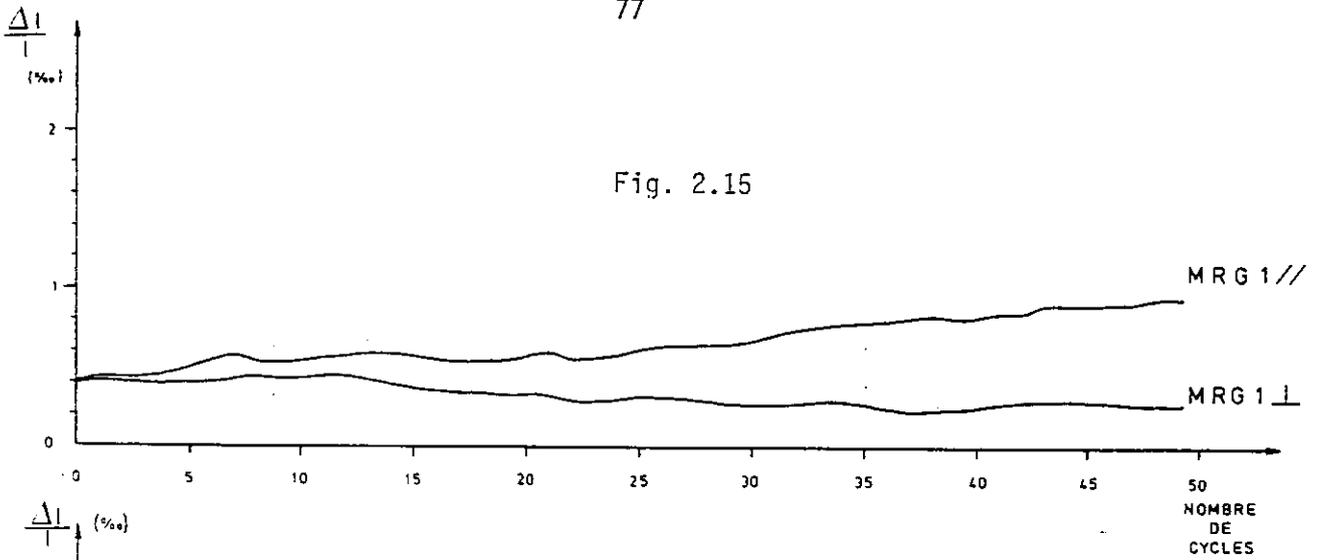
- horizontales : ce cas n'est pas représenté dans les essais JPD.
- légèrement descendantes : courbes de type A (début de l'évolution) dans l'essai JPD.
- légèrement montantes : courbes plutôt de type B.

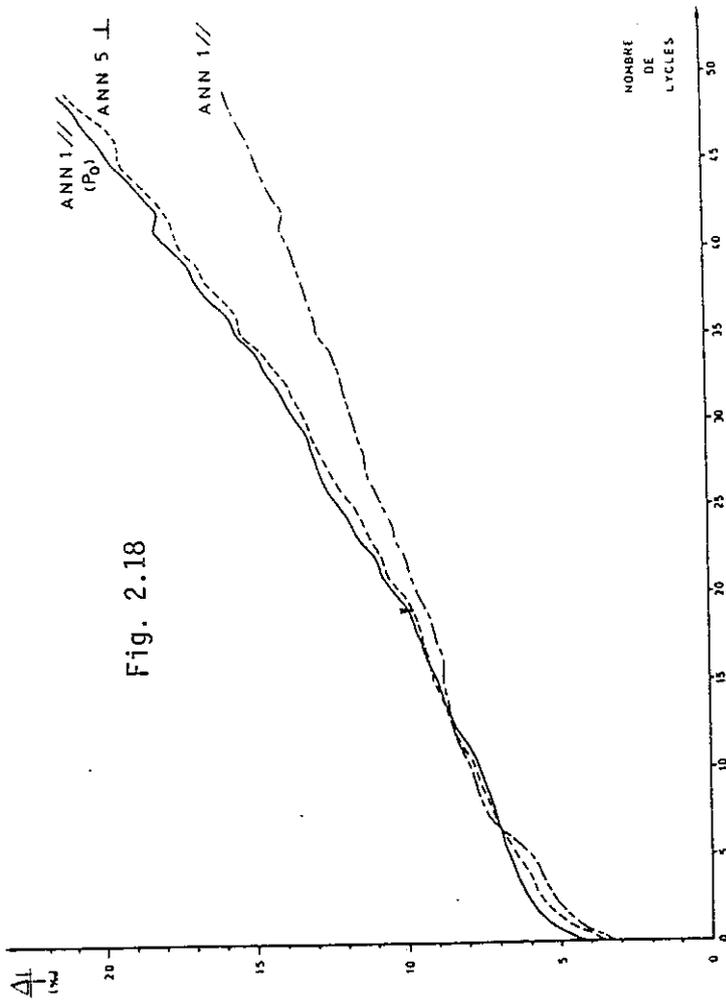
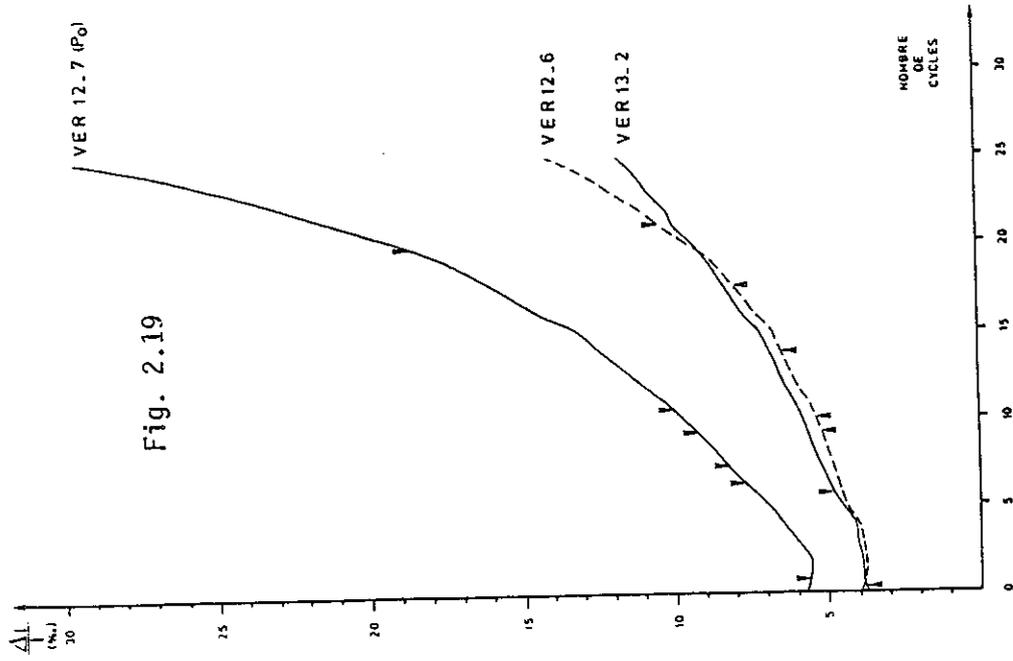
Mais il faut constater qu'il ya trop peu de cycles pour avoir des allures de courbes complètes d'essai JPD.

Pour la figure 2.15., les comportements sont variables.

Enfin, les figures 2.16. à 2.19. montrent des courbes qui sont franchement du type B : la tenue au gel, dans ces conditions, peut être qualifiée de pratiquement nulle.







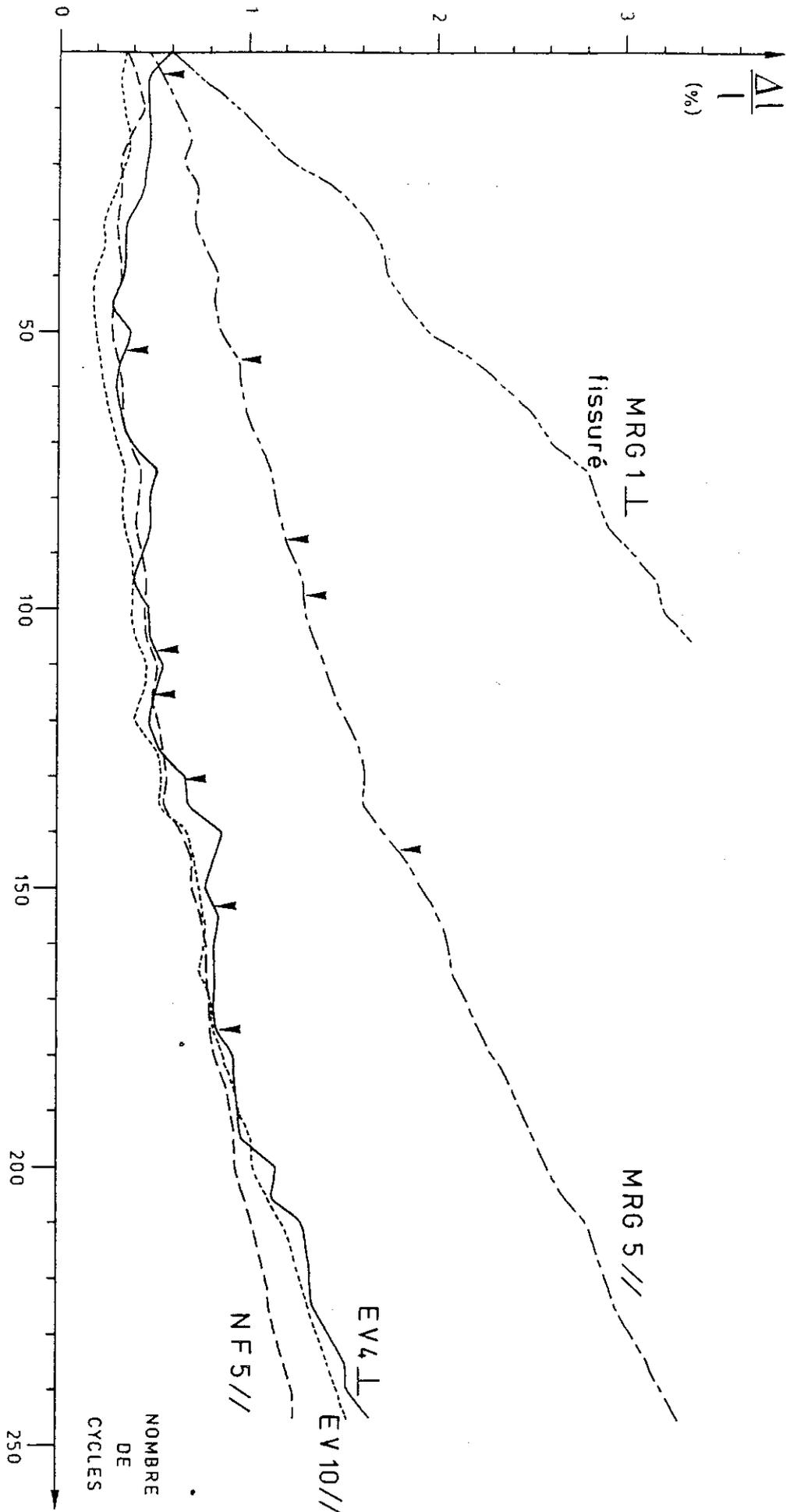


Fig. 2.20

On doit borner ici les comparaisons avec l'essai JPD, que nous n'avons pas pratiqué.

Avant d'aller plus loin, nous tenons à rappeler deux points qui ne doivent jamais être perdus de vue dans le cas des essais réalisés :

- la disposition du litage dans l'éprouvette est primordiale ;
- ces essais ont un caractère incomplet. Sauf peut-être pour ceux de la figure 2.20., le nombre de cycles est insuffisant pour aboutir à des courbes de type A : on ne voit que la phase de contraction et non ce qui se passe par la suite.

III.1.3.1. Analyse des courbes du type A

La contraction lors des premiers cycles de gel-dégel est visible sur quelques échantillons : EPA B 7// (Fig.2.11.), EV 4 ⊥ et EV 10 // (Fig.1.12.).

Après 50 cycles de gel-dégel (seulement 32 pour JA CS 1 // et JA CS 5 ⊥ Fig: 2.13.), nous constatons deux types de comportements.

Certains échantillons sont toujours en contraction (NF 5 //, Nèphe B1 //, EPA B7 // : Fig. 2.11. ; EV 4 ⊥, EV 10 // : Fig.2.12. ; JA CS 5 ⊥: Fig.2.13. ; MRG 1 ⊥: Fig.2.15.), alors que d'autres se dilatent, mais toujours par paliers.

Dans le cas des éprouvettes MRG 1 et MRG 5 l'anisotropie induite par le litage, bien que peu visible dans ces faciès de grès très compacts à ciment calcaire joue néanmoins. Taillé parallèlement au litage, il se dilate, alors que prélevé perpendiculairement au litage, il se contracte (Fig.2.14. et 2.15.).

Le cas de l'échantillon "MRG 1 ⊥ fissuré" est différent : nous testons ici les réactions d'une fissure colmatée par des cristaux de calcite, qui affecte initialement l'éprouvette. La dilatation est de fait très importante (Fig.2.20.) : en 105 cycles, la variation de longueur a plus que quintuplé sans que la rupture ait été atteinte. De plus, la pente de la courbe laisse présumer une très forte variation de longueur encore possible.

Comme nous l'avons fait remarquer précédemment, 50 cycles de gel-dégel sont insuffisants, de manière générale, pour les molasses du type A. La figure 2.20. montre que la troisième phase de dilatation plus intense ne commence qu'après le cinquantième cycle pour les échantillons NF 5 //, EV 10 // et EV 4 ⊥.

Après 245 cycles, leurs allongements respectifs sont de 1,25, 1,54 et 1,66 mm/m. L'éprouvette MRG 5//, pour sa part, atteint 3,3 mm/m après la même durée, ce qui n'a rien d'excessif pour un grès molassique ayant subi un tel traitement.

III.1.3.2. Analyse des courbes du type B

Tous les échantillons de ce type répondent au premier cycle de gel-dégel par une forte dilatation. Seuls les échantillons CHARRE 7 (Fig.2.16.), VER 12.6 ⊥, VER 12.7 ⊥ et VER 13.2 ⊥ (Fig.2.19.) subissent au début une légère contraction ou une stabilisation.

Dans tous les cas, les courbes de variation de longueur en fonction du nombre de cycles ont des pentes très fortes. Lorsqu'enfin, ces courbes tendent vers une asymptote verticale (CR 1 // : Fig.2.17., échantillons VERNIER : Fig.2.19.), l'essai est irrémédiablement terminé.

La dilatation hydraulique est importante puisqu'elle équivaut au minimum à l'allongement atteint par les échantillons NF 5 //, EV 10 // et EV 4 ⊥ après 245 cycles de gel-dégel (CR 1 // : 1,32 mm/m). Elle va même jusqu'à 3,67 mm/m pour l'échantillon VER 12.6 ⊥. Quant aux deux valeurs les plus élevées de λ_{hy} 72 h (ANN 1'// et VER 12.7 ⊥) elles sont obtenues par saturation sous vide.

Après un petit nombre de cycles (20 à 50), les allongements peuvent atteindre 20 à 30 mm/m; ce qui est réellement énorme. C'est le cas pour le grès grossier argileux d'Annecy (Fig.2.18.) et le grès fin argileux de Vernier (Fig.2.19.).

III.1.3.3. Apparition des fissures

La théorie veut qu'un essai de gel s'achève lorsque la première fissure apparaît. Sur les courbes d'allongement en fonction du nombre de cycles de gel-dégel, l'apparition des fissures visibles à l'oeil nu est indiqué par le signe (V).

Dans notre cas, nous avons poursuivi les mesures d'allongement tant que cela a été possible, c'est-à-dire tant que les pastilles de mesures sont restées en place, et que l'état de l'éprouvette l'a permis.

- Echantillons de type A : Rares sont les fissures qui se dessinent durant les premiers cycles de gel-dégel. Bien qu'une fissure apparaisse dès le troisième cycle sur la partie sommitale de l'éprouvette MRG 5// (Fig.2.14.), sa présence est accidentelle et liée à celle d'une mince lentille argileuse, située au sein d'un grès très compact par ailleurs.

Après les 50 premiers cycles (Fig.2.20.), d'autres fissures naissent sur les échantillons MRG 5// et EV 4 ⊥. La molasse NF 5// présente une première fracture perpendiculaire à la base au cycle 53 puis une seconde de même orientation au cycle 115. L'échantillon EV 10 //, particulièrement résistant, ne se voit affecté qu'au cycle 175 d'une légère fissure sur sa face supérieure.

Lorsqu'une fissure apparaît, les dilatations ultérieures ont généralement lieu à son niveau, ce qui limite la création de nouvelles discontinuités.

- Echantillons de type B : Dans ce cas, les fissures apparaissent dès les premiers cycles de gel-dégel ; elles évoluent très vite et, à l'inverse du type A, se multiplient facilement. Seuls les échantillons d'Annecy (ANN 1' // (Po), ANN 5' ⊥ et ANN 1 // : Fig. 2.18.) présentent de très fortes dilatations sans pour autant que des fissures n'apparaissent. Les seuls désordres nettement visibles sont des effritements de la surface et des arêtes, dus au grain grossier du grès.

III.1.4. Conclusion

Par référence aux types de courbes obtenus lors des essais JPD, il paraît probable que nos échantillons se partagent entre les deux catégories, gélives et non gélives.

D'autre part, cette comparaison peut suggérer d'autres conclusions, mais plus incertaines, faute d'un nombre suffisant de cycles.

En ce qui concerne les faciès molassiques du type B, dont la tenue au gel est nulle, leur emploi comme pierre de construction exposée à l'eau et au gel doit être proscrite, de même que toute autre utilisation en génie civil.

Lorsque la molasse réagit selon le type A, il est bon de pousser l'essai le plus longtemps possible, afin de localiser le début de la phase finale de gonflement. Un faciès molassique affichant une contraction prolongée peut être déclaré excellent : il est d'autre part généralement caractérisé par un faible coefficient de capillarité.

Si l'on se reporte aux caractéristiques hydriques des molasses, des faciès à forte dilatation hydraulique, donc réagissant mal à l'eau, vont de ce fait tenir mal, voire très mal, durant des cycles de gel-dégel.

Enfin, pour ce qui est de la fissuration des éprouvettes durant des cycles gel-dégel, il faut garder en mémoire que lorsqu'une fracture est visible, c'est qu'elle existait à l'état potentiel. C'est donc au cours de cet essai qu'une mesure de vitesse sonique entre chaque cycle de gel a son intérêt : une fissure peut ainsi être mise en évidence dès son apparition au niveau de la texture de la roche. La décision de poursuivre ou de stopper l'essai en est la première conséquence.

Mais sur de petits échantillons, cela requiert l'utilisation de capteurs très fins dont l'efficacité peut être perturbée par l'altération de surface des éprouvettes, ou par d'autres causes.

III.2. MESURE DE LA VARIATION DE VOLUME

III.2.1. Mode opératoire

Le volume de l'éprouvette est mesuré tous les cinq cycles par l'intermédiaire d'une pesée hydrostatique ; cette dernière est réalisée à dégel total.

III.2.2. Représentation des résultats

Nous avons tracé les courbes représentant la variation de volume $\Delta V/V$ en % en fonction du nombre de cycles. Le volume initial est mesuré après saturation par immersion à pression atmosphérique (A) ou sous vide (P_0), selon le type d'essai choisi.

III.2.3. Analyse des résultats

Comme lors de la mesure de l'allongement, deux types de comportements apparaissent. D'une part les molasses ayant une très faible variation de volume (inférieure à 0,5 %) et d'autre part les molasses possédant au contraire une importante variation de volume (pouvant atteindre 5 %).

Ces deux classes sont en fait les mêmes que celles définies lors du chapitre précédent : nous garderons donc la dénomination de molasses de type A par opposition à celles du type B.

Il faut remarquer que l'on n'a mesuré les Δl que dans le sens de la longueur (III.1.). Mais on peut raisonnablement penser que plus Δl sera important, plus V augmentera ; de même si Δl diminue, ΔV variera dans le même sens. S'il apparaît que ce n'est pas le cas de certains échantillons, il faut rechercher si cela dépend d'une raison particulière.

III.2.3.1. Courbes caractéristiques des molasses de type A

Outre la très faible variation de volume enregistrée par les échantillons de cette famille, nombre d'entre eux subissent même une diminution de leur volume au cours des premiers cycles de gel-dégel.

L'éprouvette EV 10 // (Fig.2.22.), elle, se maintient à son volume initial durant les 10 premiers cycles ; quant aux autres (JA CS 5 L : Fig.2.21. ; NF 5 // : Fig.2.25.) elles gonflent légèrement dès le premier cycle.

III.2.3.2. Courbes caractéristiques des molasses de type B

Les échantillons de ce type témoignent de très forts gonflement (Fig.2.26. à 2.29.). Là aussi, un important gonflement ne laisse rien présager de bon quant aux caractéristiques du matériau, qui doit être rejeté d'office dans le cas d'une utilisation extérieure. Il faut remarquer que l'échantillon VER 12.7_⊥, saturé sous vide (Po), gonfle dès le premier cycle (Fig.2.27.).

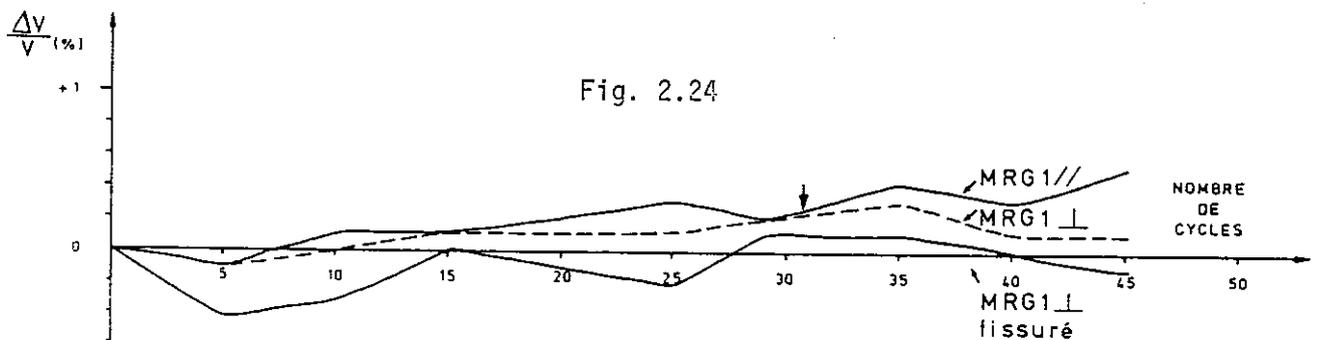
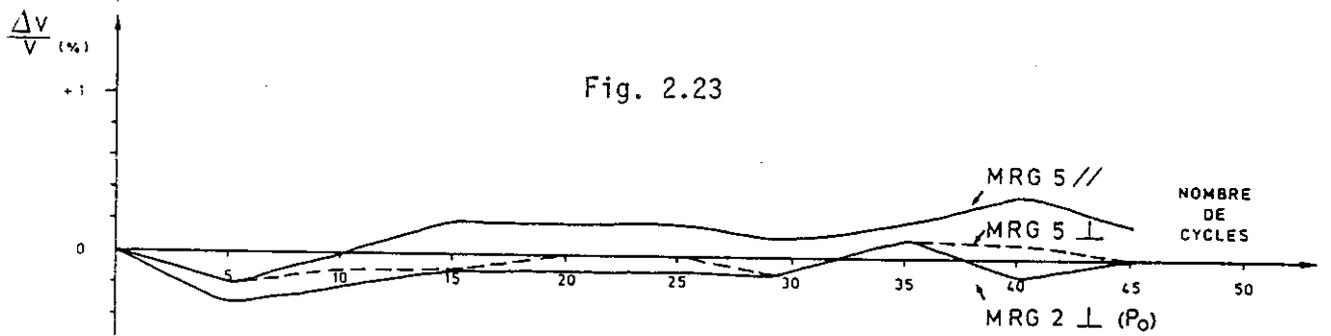
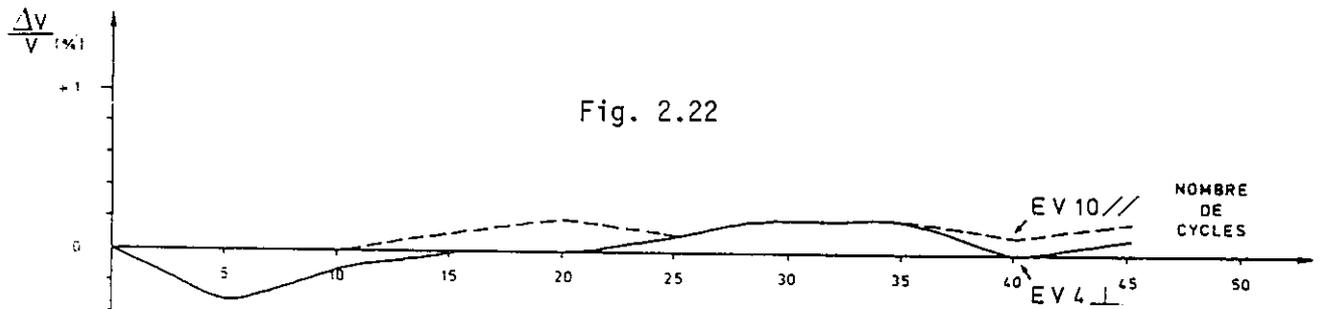
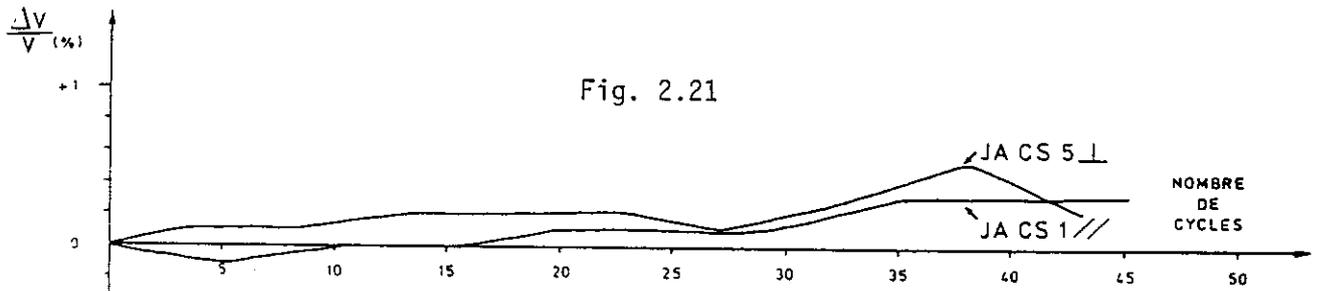
III.2.3.3. Pertes de matière au cours des essais

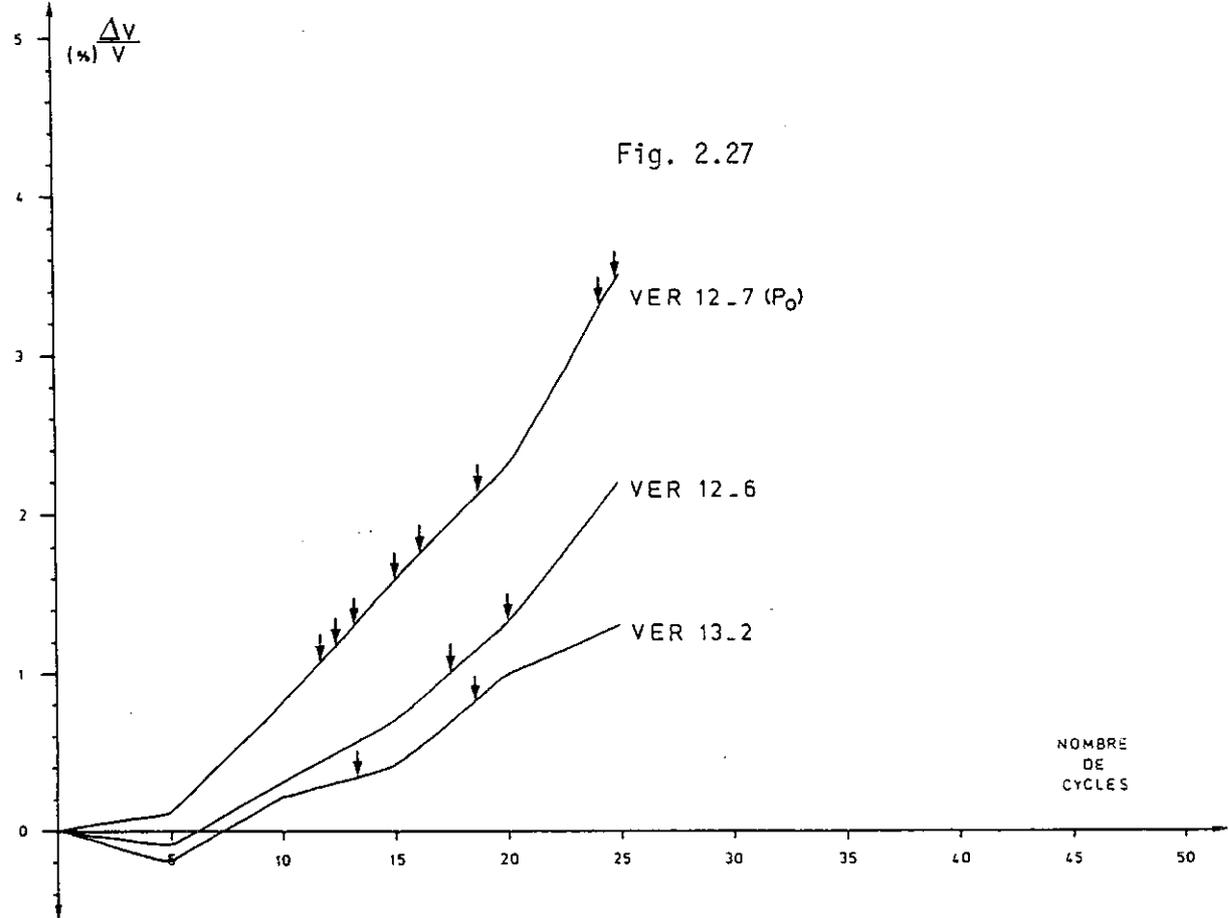
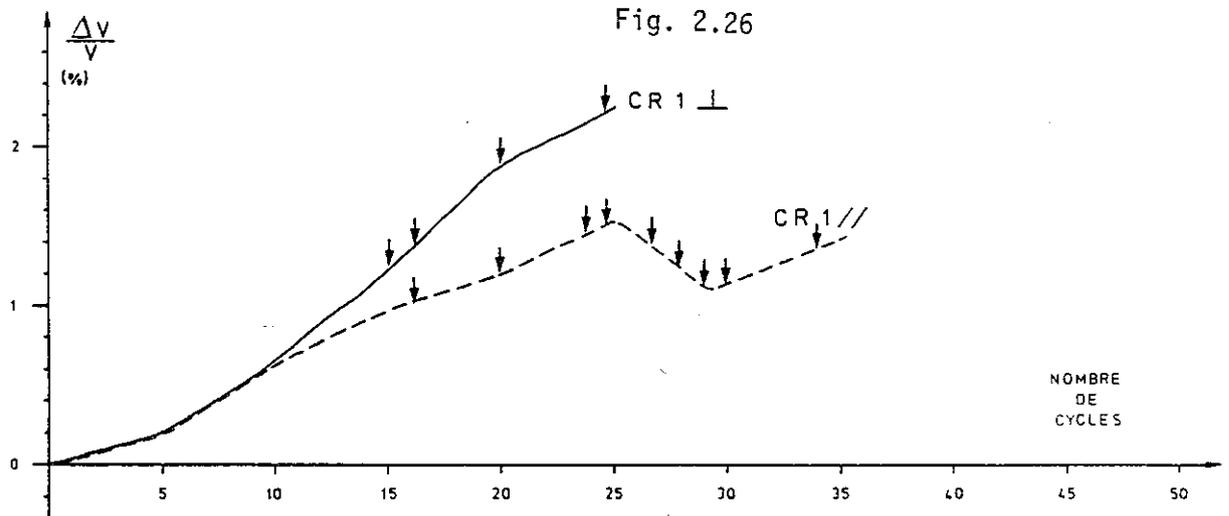
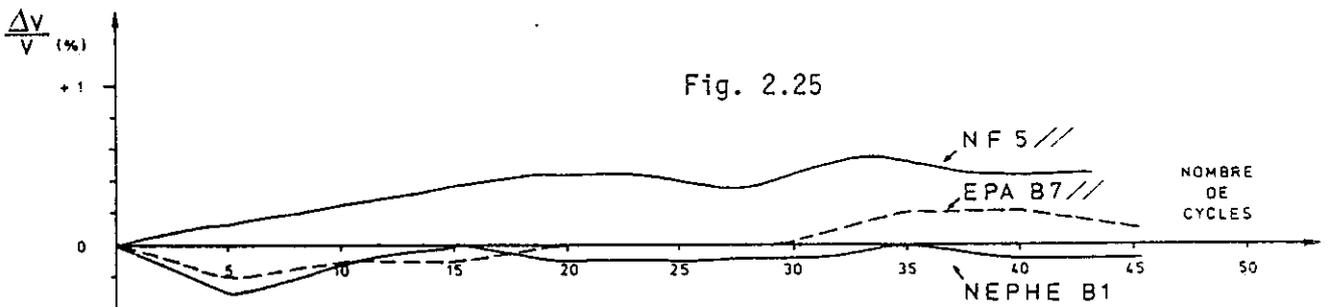
Les pertes de matière sont surtout sensibles au niveau des arêtes des éprouvettes et des lèvres des fissures. Elles sont notées (↓) sur les courbes.

- Molasses de type A : Sur 50 cycles de gel-dégel, les échantillons ne subissent aucune perte de matière. Le résultat est assez analogue sur 245 cycles (Fig.2.30.) Quelques commentaires peuvent être faits sur cette figure. L'éprouvette EV 4_⊥ est celle qui subit le plus de pertes de matière, mais seulement à partir du cycle 122. Sa nature pétrographique (50 % d'argiles et silts ; mais indurée) et les rudes conditions de l'essai font que cette tenue peut malgré tout être qualifiée de bonne.

L'éprouvette EV 10 // n'est affectée d'aucune perte de matière, ni d'aucune fissure. De plus, dès le cycle 190, elle se stabilise après un très faible gonflement de 0,44 %. C'est donc un excellent faciès, utilisable dans de difficiles conditions d'hygrométrie et de température. Il en va de même pour NF 5 // (Fig.2.31.) qui, bien que gonflant dès le début, se stabilise très vite. La variation de son volume se tient d'abord autour de + 0,5 % entre les cycles 17 et 135, puis de + 0,7 % entre les cycles 135 et 245. Ce résultat, allié à un allongement faible et stable au cours des cycles, ainsi qu'à l'absence de fissure et de perte de matière, permet de dire que ce grès fin calcaire, très induré, est un excellent matériau.

L'échantillon MRG 5 // possède un comportement particulier : alors que son allongement croît régulièrement (Fig.2.20.), son volume décroît à partir du cycle 75 (-0,37 % par 100 cycles). Au cycle 245, la variation de son volume était de -0,3 %. Cet étirement longitudinal pourrait traduire un comportement élastique. On doit noter que l'éprouvette est taillée parallèlement à la stratification, ce qui influe fortement sur les réactions.





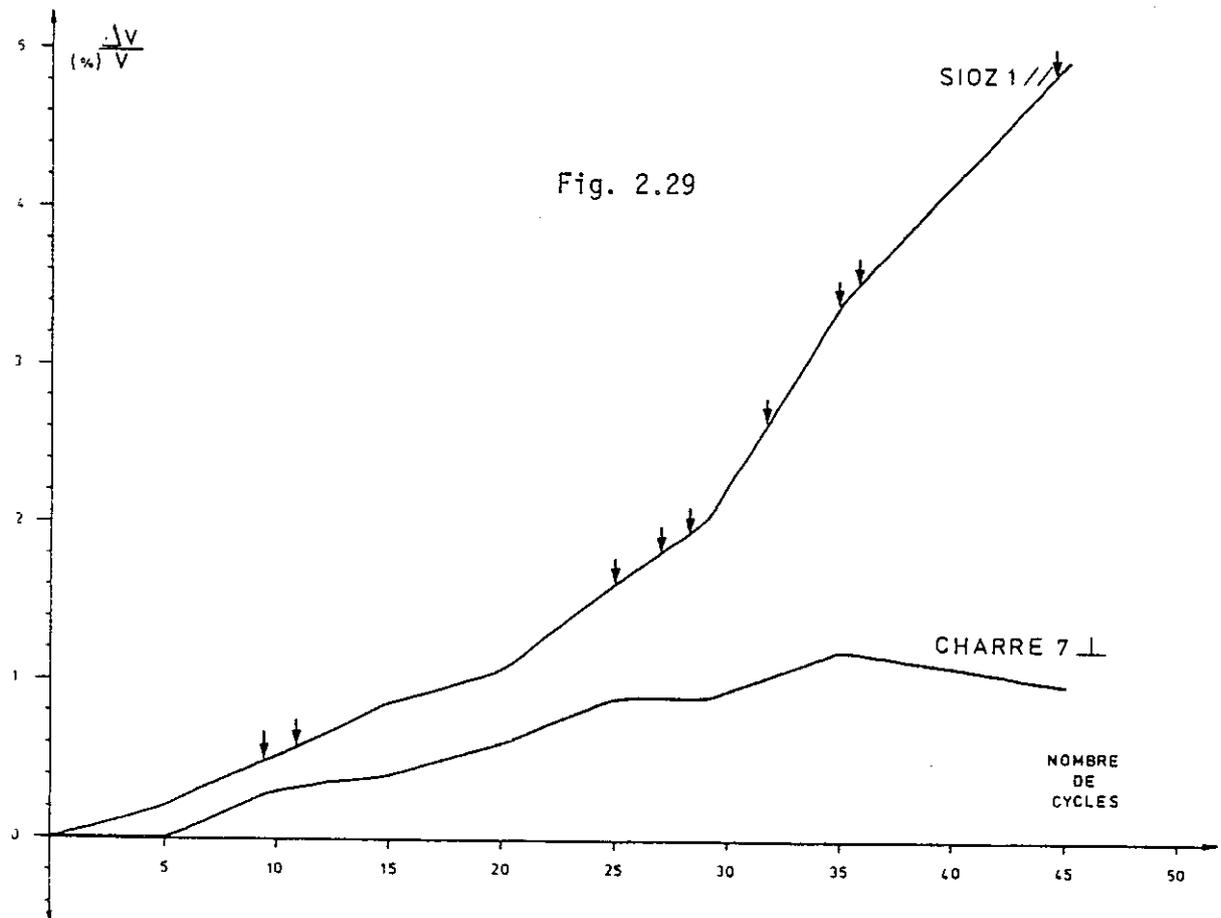
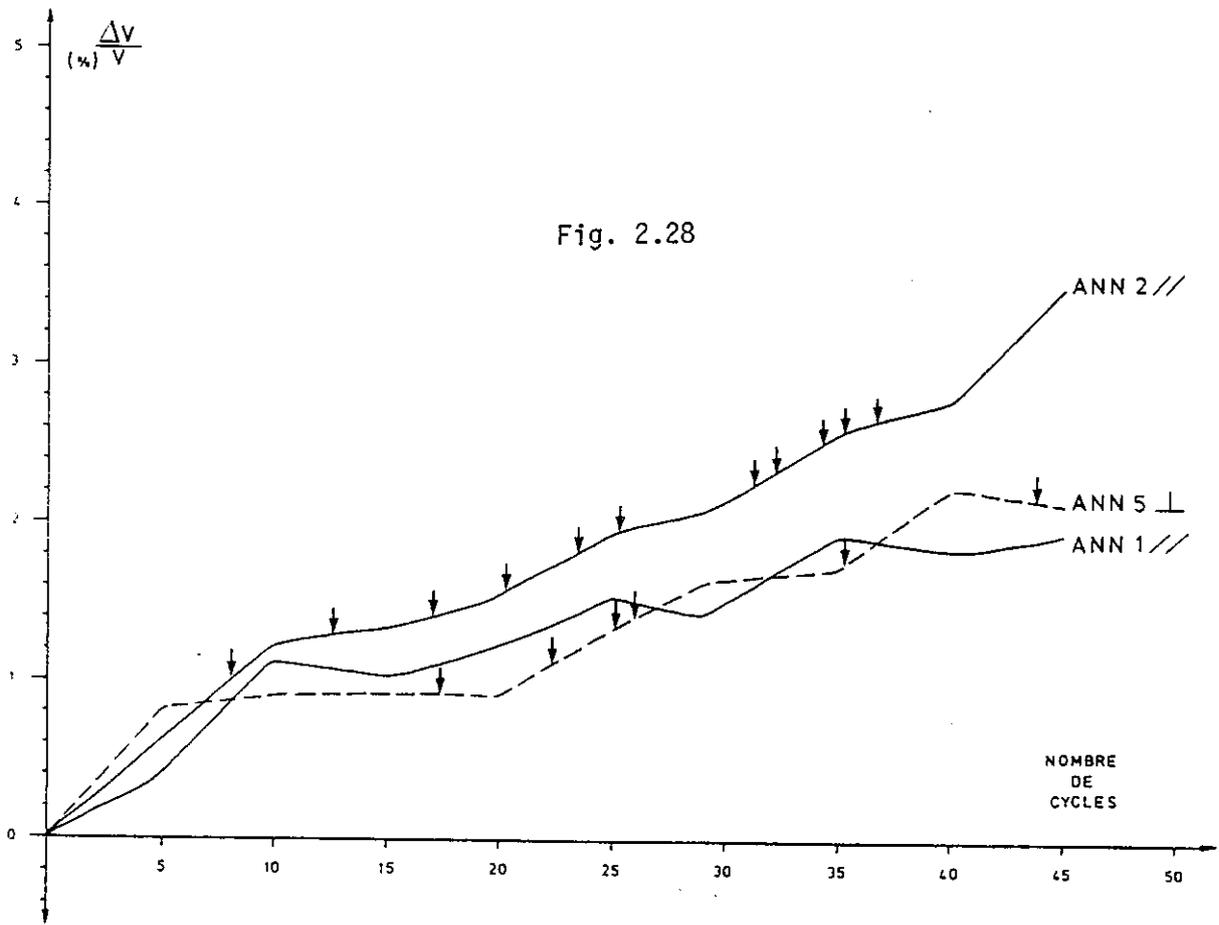


Fig. 2.30

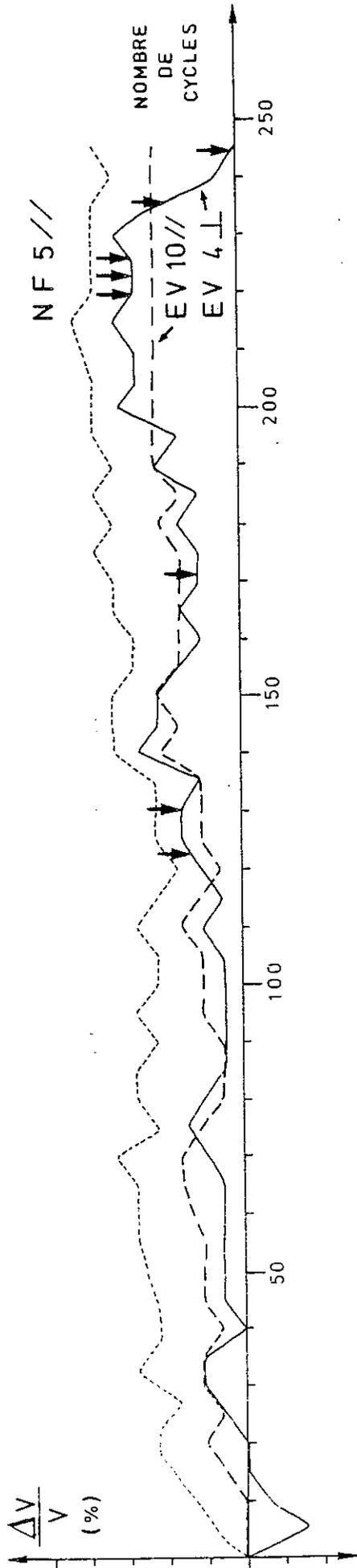
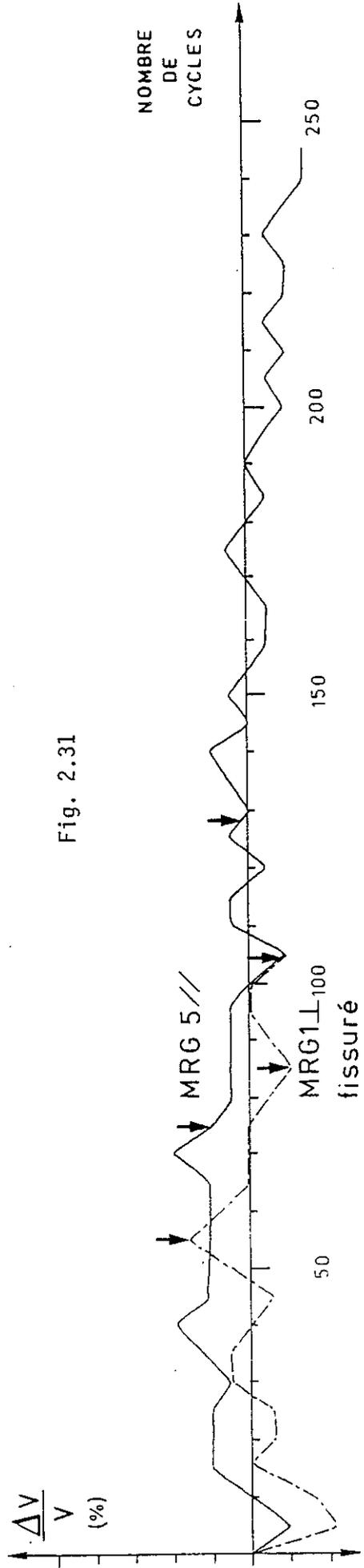


Fig. 2.31



Relation entre allongement et variation de volume

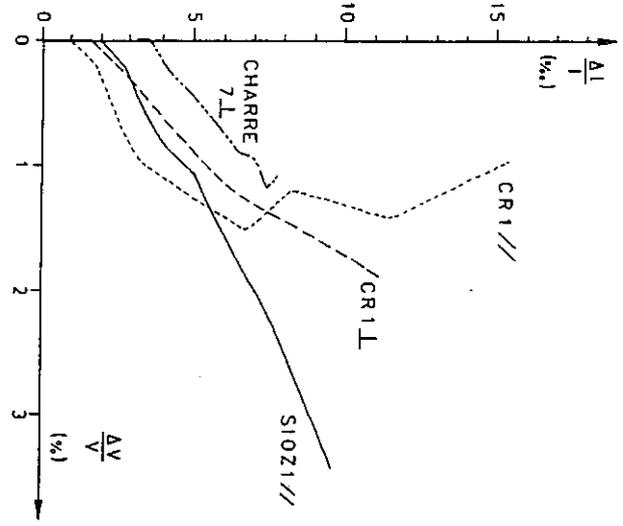


Fig. 2.32

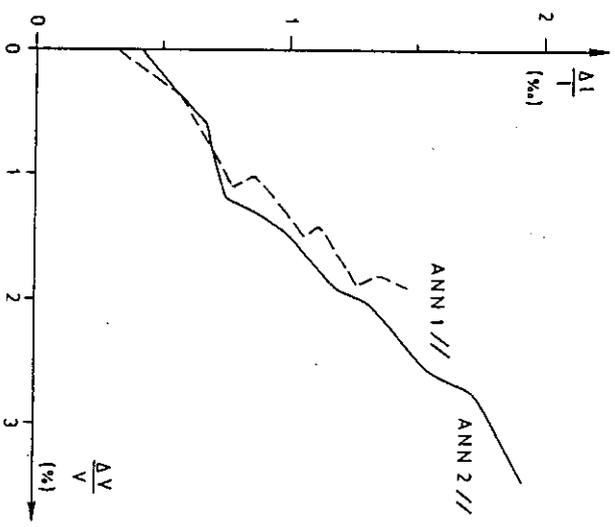


Fig. 2.33

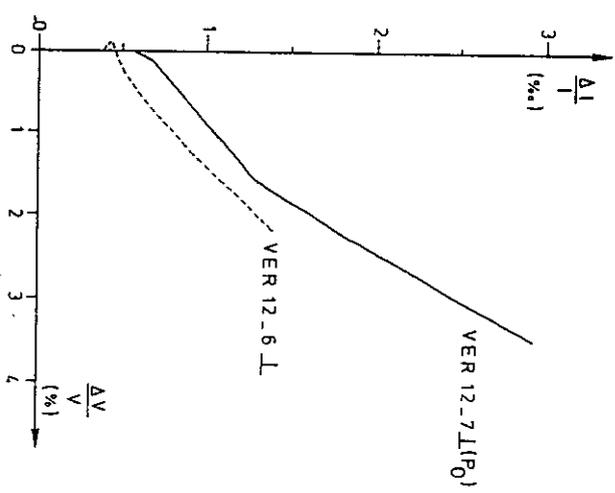


Fig. 2.34

- Molasses de type B : Les pertes de matière sont fréquentes sur les échantillons de ce type, à forts gonflement et allongement. Cela ne fait que confirmer leurs piètres qualités.

Le fait important, c'est que, malgré la diminution de volume entraînée par ces désagrégations, le gonflement est tel que le volume global augmente, et qui plus est, de façon spectaculaire.

Dans le détail, ce processus peut néanmoins être inversé : c'est le cas de l'éprouvette CR 1 // (Fig.2.26) où, entre les cycles 25 et 30, le volume diminue, alors que parallèlement, l'allongement se poursuit normalement ; la diminution de volume peut être due ici à des pertes de matière localisées au niveau des extrémités.

II.2.4. Relation entre allongement et variation de volume

Des décollements de pastilles de mesures nous ont obligé à interrompre certains essais en cours. S'il devient alors impossible de mesurer la variation de longueur, la variation de volume reste accessible, par pesée hydrostatique. Nous avons voulu vérifier si d'une mesure de variation de volume il était possible de déduire la valeur de l'allongement et ainsi de poursuivre l'essai.

- Molasses de type A : Les courbes $\Delta P/P$ en fonction de ΔV ne donnent rien d'exploitable, dans la mesure où ces deux paramètres varient très peu.

- Molasses de type B : (Fig.2.32., 2.33., 2.34.). Allongement et volume, subissant simultanément d'importantes variations, on peut construire graphiquement leur relation et, en extrapolant celle-ci, visualiser une évolution future plus ou moins probable. La perte des pastilles de mesure serait ainsi palliée.

Mais, s'agissant justement de matériaux qui manifestent de piètres qualités ce genre d'opération ne présente pas grand intérêt.

III.3. MESURE DU COEFFICIENT DE HIRSCHWALD

III.3.1. Mode opératoire

Le coefficient de Hirschwald, ou degré de saturation, est déterminé tous les cinq cycles.

Notre protocole de gel stipule que les échantillons trempent par leur base dans une lame d'eau et qu'ils sont recouverts d'une cloche. Cette dernière permet donc d'entretenir en permanence une humidité de 100 %. Ceci ajouté à la lame d'eau qui permet une recharge, assure une teneur en eau sensiblement égale à la fin du gel et du dégel, et constante tout au long des cycles.

La teneur en eau en fonction du nombre de cycles peut donc être exprimée au moyen d'une courbe unique.

III.3.2. Interprétation des courbes

Les courbes révèlent deux types de comportements :

- Stabilité ou légère croissance du degré de saturation,
- Décroissance du degré de saturation.

III.3.2.1. Au début de l'essai de gel

Dès les premiers cycles, le coefficient de Hirschwald reste stable (VER 12.6 \perp : Fig. 2.39., JA CS 1 // : Fig.2.41., NF 5 // : Fig.2.42.), ou décroît légèrement. Dans ce dernier cas, et malgré la cloche censée assurer une hygrométrie de 100 %, l'évaporation accompagnant la période de gel l'emporte légèrement sur l'évaporation capillaire. Cette désaturation initiale, dont la durée est toujours comprise entre 5 et 10 cycles, ne dépasse jamais 9 % pour les échantillons testés.

Il n'y a que l'échantillon NF 5 // qui voit son coefficient d'Hirschwald croître pendant 55 cycles avant de se stabiliser à environ 23 % au-dessus de sa valeur initiale (Fig.2.42.). Nous remarquons que les deux éprouvettes de molasse du type A qui ne perdent pas d'eau au cours des premiers cycles de gel sont celles dont le coefficient de capillarité est le plus élevé (NF 5 // = 37 ; JA CS 1 // = 15). Une recharge plus efficace en eau leur est ainsi permise.

III.3.2.2. Au cours de l'essai de gel

A ce stade, nous différencions les deux types de molasses présents :

- Molasses du type A : La saturation atteinte à l'équilibre par ces échantillons est relativement voisine de celle correspondant au coefficient de Hirschwald. Certaines éprouvettes se stabilisent au-dessus (+ 7,5 % en moyenne), d'autres au-dessous (- 7 % en moyenne) de la valeur initiale du coefficient de Hirschwald. La molasse NF 5 // atteint l'équilibre pour une saturation de + 23 % par rapport au coefficient de Hirschwald, et ce après 55 cycles. Son coefficient de capillarité élevé, ses faibles gonflement et allongement en sont toujours la cause.

- Molasses du type B : Ces faciès molassiques, à forte dilatation hydraulique et généralement à fort coefficient de capillarité voient leur saturation atteindre l'équilibre à + 8 % en moyenne au-dessus de la valeur du coefficient de saturation initial. Nous n'avons traité aucun échantillon pour lequel l'équilibre s'établisse en-dessous de cette dernière valeur.

Seuls les échantillons possédant un faible coefficient de capillarité atteignent un coefficient de saturation à l'équilibre inférieur à sa valeur initiale. Cela tient à ce que les phénomènes d'évaporation et d'extrusion de glace, peut-être importants, ne sont pas immédiatement compensés par la recharge en eau.

- Exceptions : Quatre exceptions aux comportements précédemment décrits existent néanmoins ; il s'agit des échantillons MRG 5// (type A), CR 1 //, ANN 1 //, et ANN 1' // (Po) (type B).

Ces éprouvettes perdent de l'eau au fil des cycles dans les proportions suivantes :

- Type A : MRG 5 // (Fig.2.42.) : - 0,2 % par cycle à partir du cycle 130, après un équilibre à + 2 % de la saturation pendant 73 cycles.
- Type B : ANN 1 // et ANN 1' // (Po) (Fig.2.38.) : - 1 % par cycle à partir du cycle 10 ; CR 1 // (Fig.2.40.) : - 2,2 % par cycle à partir du cycle 25.

Pourtant, il faut rappeler qu'à la sortie de la chambre froide, les éprouvettes restent sous cloche jusqu'à dégel total, leur base trempant dans l'eau.

Elles devraient donc avoir le temps de se recharger en eau. Mais cette recharge pourrait ne pas avoir lieu complètement si la quantité d'eau perdue par évaporation et extrusion se révélait trop importante.

Dans le cas du grès MRG 5//, du premier au dernier cycle, dès le début de la phase de dégel, nous avons pu constater une évaporation de l'eau quasi-totale sur la surface de l'éprouvette. La question est de savoir comment l'échantillon perd cette eau.

Paradoxalement, ces quatre échantillons possèdent des coefficients de capillarité qui sont parmi les plus élevés de leurs types respectifs :

- MRG 5// : C = 11
- CR 1 // : C = 49
- ANN 1 // : C = 59
- ANN 1' // (Po) : C = 65.

Cela devrait théoriquement leur permettre une meilleure recharge en eau entre les cycles de gel. Cette chute du coefficient de saturation peut aussi provenir de la structure même de ces molasses.

En conclusion à l'analyse de ces anomalies, il faut avouer qu'on n'aboutit à aucune réponse certaine, vu les données acquises dans ce cas précis et les connaissances actuelles dans ce domaine.

III.3.3. Conclusion à l'étude de la variation de teneur en eau des faciès molassiques étudiés en fonction du nombre de cycles gel-dégel

Comme l'avait déjà fait remarquer P. BOUSQUIE (1979), il apparaît que cet essai de gélifraction doit être conduit avec des échantillons ayant été saturés par immersion à pression atmosphérique (A) et non sous vide (Po).

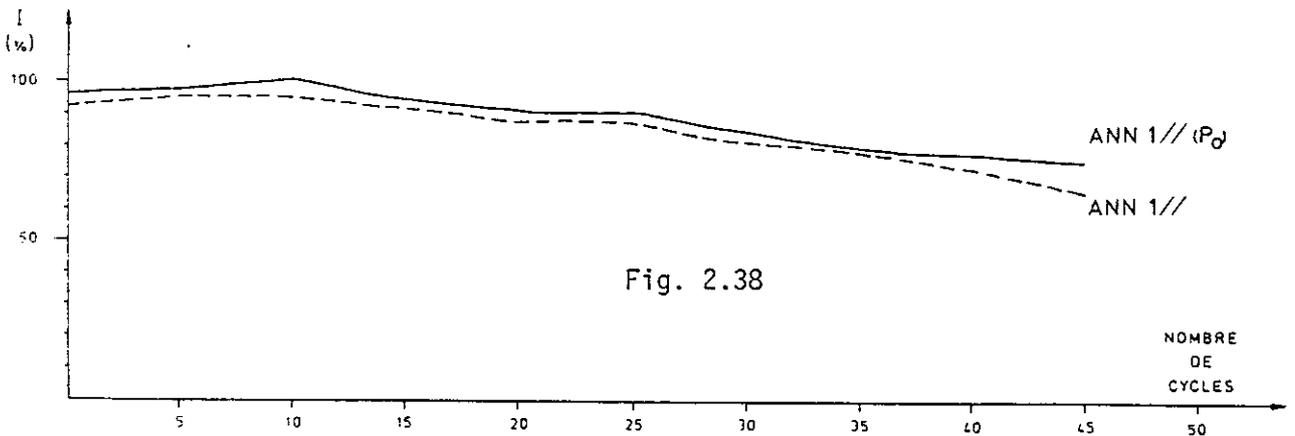
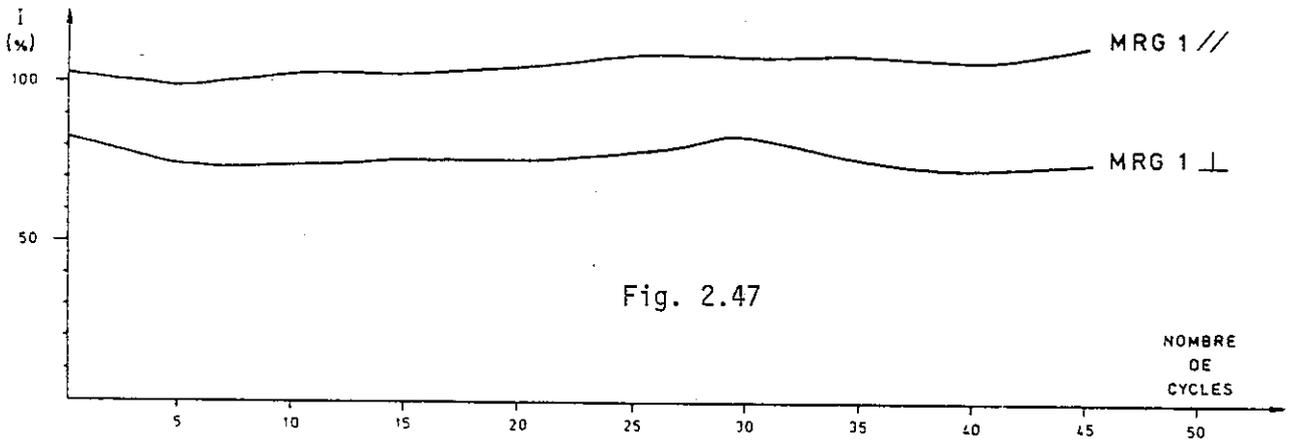
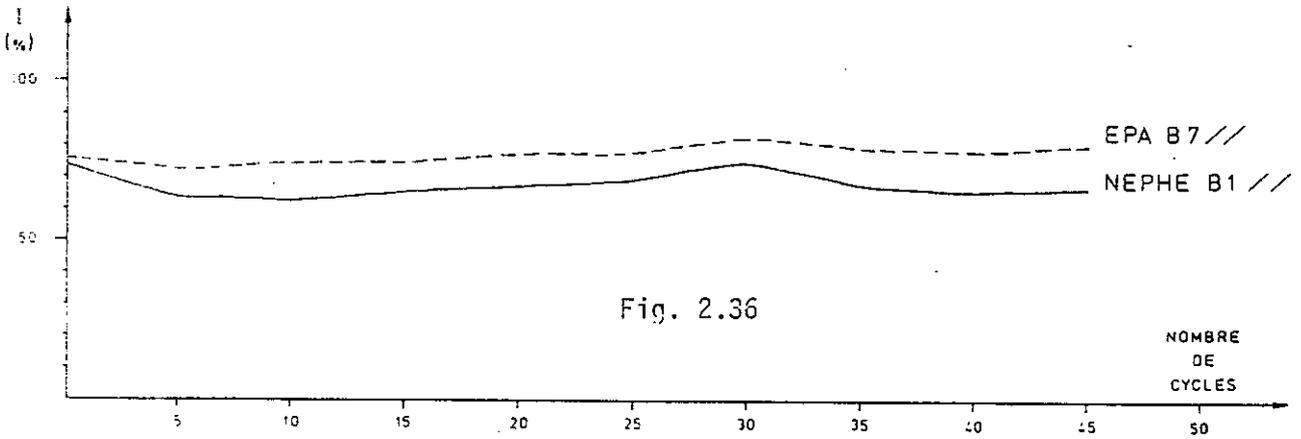
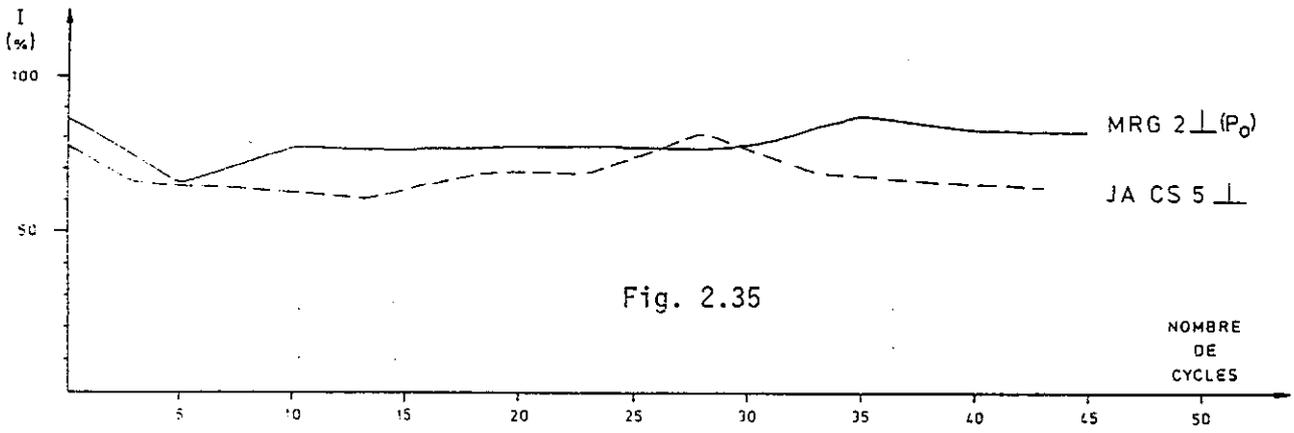
Pour les molasses de type B, un essai de gel réalisé avec un coefficient de Hirschwald majoré, se révèle néfaste à leur tenue. Cela a moins d'importance avec des roches du type A, dont la porosité est généralement faible.

Dans les faciès calcaires, les vides non saturés servent à la dissipation des contraintes résultant du gel, en permettant l'expansion de la glace et le déplacement de l'eau liquide (BOUSQUIE, 1979). Les résultats obtenus par cet auteur, qui a utilisé un protocole assez proche du nôtre, montrent que toutes les roches étudiées, à l'exception de deux, atteignent une teneur en eau d'équilibre sensiblement supérieure à la saturation initiale.

Les deux échantillons en cause sont ceux ayant le plus faible coefficient d'ascension capillaire.

Cela montre à quel point est différent le comportement des faciès que nous avons étudiés. Tous les faciès, au début de l'essai de gélifraction, perdent de l'eau, sauf un qui en gagne (NF 5 // : Fig.2.42.), et quatre qui restent stables. Par contre, la teneur en eau d'équilibre n'est pas toujours supérieure à la saturation initiale, et quatre éprouvettes (ANN 1 //, ANN 1' //(Po) : Fig.2.38., CR 1 // : Fig.2.40., MRG 5// : Fig.2.42.) affichent une chute de leur coefficient de Hirschwald.

D'autre part, si ceux qui ont une teneur en eau d'équilibre inférieure à la saturation initiale ont un faible coefficient de capillarité, il n'en va pas de même pour les quatre derniers chez lesquels il est très important, ce qui les oppose une fois encore au lot précédent. BOUSQUIE (1979) a montré que dans les faciès calcaires, la saturation atteinte à l'équilibre est seulement de 5 à 10 % supérieure à celle correspondant au coefficient de Hirschwald). Le résultat obtenu avec les molasses est voisin : + 7,5 % en moyenne.



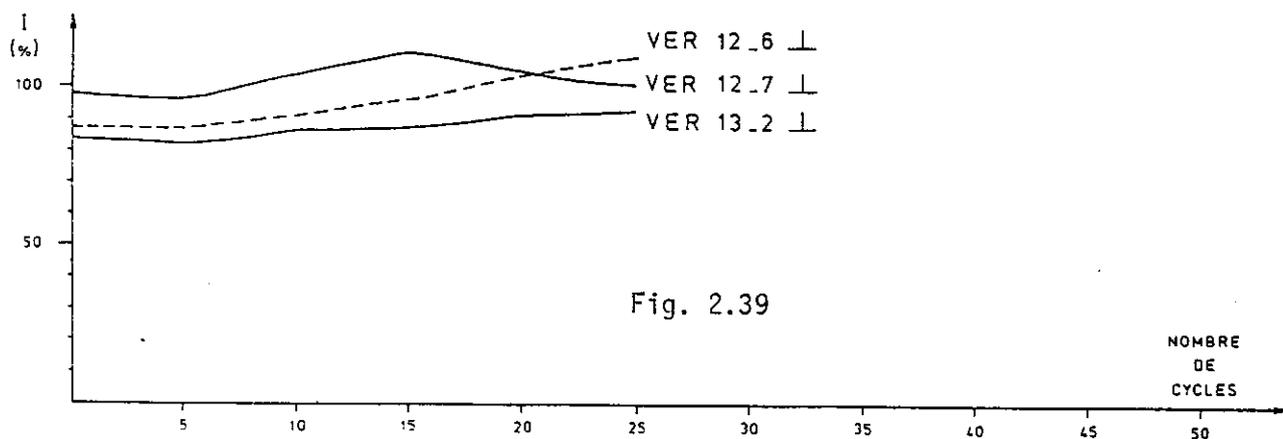


Fig. 2.39

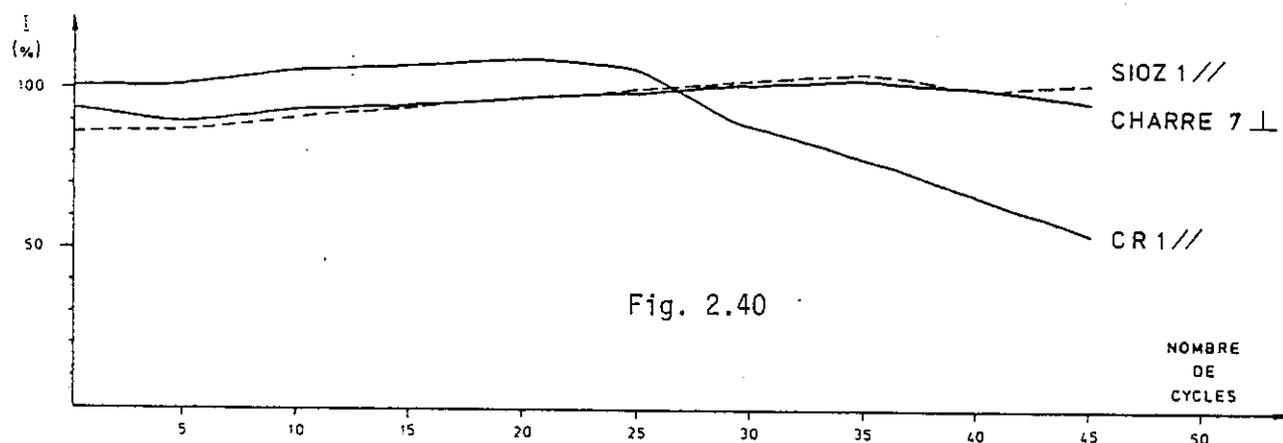


Fig. 2.40

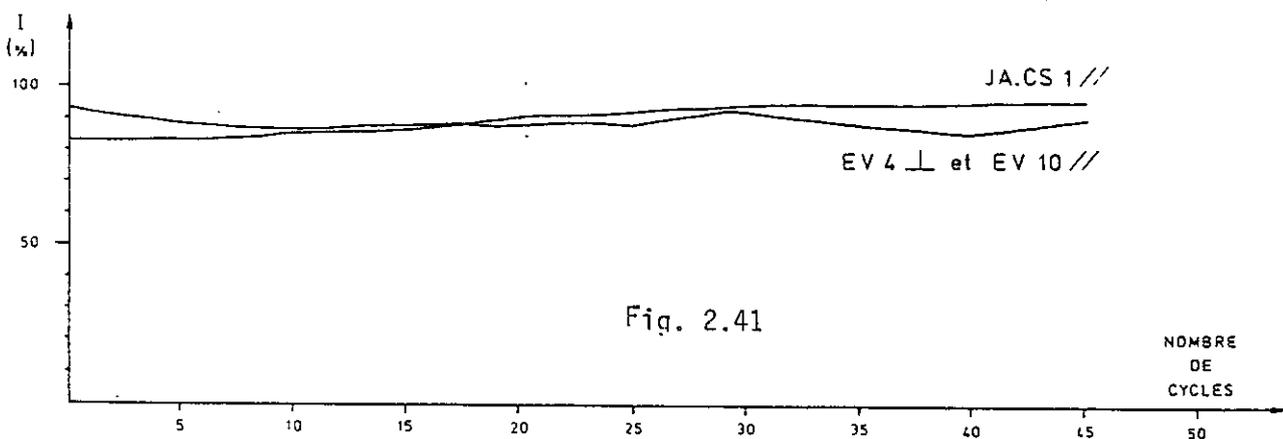


Fig. 2.41

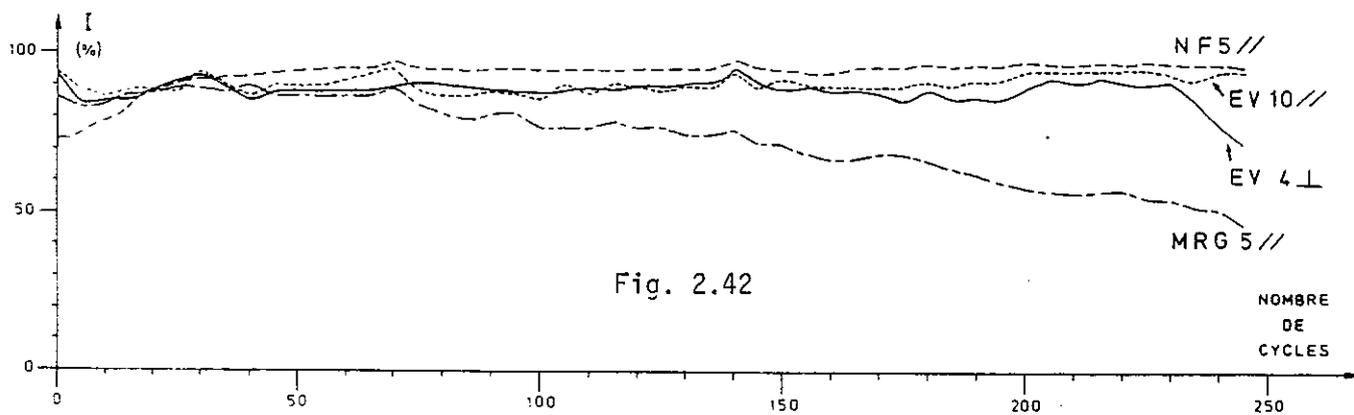


Fig. 2.42

L'évolution du coefficient de Hirschwald montre que l'essai de gel a été effectué à teneur en eau constante. Cela était en fait une condition à respecter vu la sensibilité des molasses à l'eau. Or cette condition n'est pas imposée dans nombre d'autres protocoles de gel : le dégel s'effectuant dans l'eau, la quantité d'eau augmente avec le nombre de cycles.

Il est alors pratiquement sûr qu'avec une valeur croissante de I pendant l'essai de gel, le matériau se détériorera.

En théorie, avec I constant ou variant peu, il pourrait se faire qu'une pierre tienne presque indéfiniment au gel, car à chaque cycle les mêmes conditions sont reproduites. Si des détériorations apparaissent, alors il est plus aisé de chercher (voire de trouver) le facteur responsable.

Avec d'autres protocoles, trop de facteurs, dont la teneur en eau, varient. Le seul point de l'essai dont on ne puisse prévoir l'effet est le choc thermique très important subi par les échantillons, qui passent, en quelques minutes, de -30°C à $+20^{\circ}\text{C}$.

C H A P I T R E I V

POROSIMETRIE AU MERCURE

I. PRINCIPE DE LA MESURE

La théorie de la porosimétrie au mercure, ce dernier étant un liquide non mouillant, repose sur la loi de Jurin, qui peut être énoncée de la manière suivante :

"La pression nécessaire pour faire pénétrer du mercure dans un capillaire cylindrique est :

$$p = \frac{2 \sigma \cos \theta}{r}$$

p = pression

θ = angle de raccordement du ménisque de mercure à la paroi du capillaire ($\theta \approx 140^\circ$)

σ = tension superficielle du mercure ($\sigma = 480$ dynes/cm à 25°C)

r = rayon du capillaire

En pratique, et pour des matériaux carbonatés ou silicatés, à la température de 25°C , nous avons :

$$p = \frac{75\ 000}{r}$$

avec p en kg/cm

r en Å (10^{-10} m).

On constate ainsi qu'à la pression atmosphérique, le mercure sature tous les pores dont le rayon d'accès est supérieur à $7,5\ \mu\text{m}$ ($7\ 500\ \text{nm}$).

La notion de rayon d'accès évoquée ci-dessus est importante à bien des égards, dont l'interprétation des résultats.

En effet, les cheminements interstitiels ne sont pas des tubes de forme régulière mais présentent au contraire, une succession d'étranglements et d'évasements. Un vide sera donc caractérisé par le diamètre du capillaire qui y aboutit, et non par son diamètre réel (Fig. 2.43).

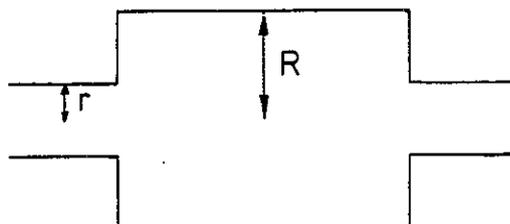


Fig. 2.43 : Notion schématique de rayon d'accès d'un pore

Il en résulte que, pour remplir un pore de diamètre $2r$ dont l'accès est celui décrit dans la figure 2.43, il faudra appliquer une pression permettant d'abord de faire pénétrer le mercure dans le capillaire de diamètre $2r$.

Cela signifie que le volume du pore de rayon R sera comptabilisé en volume équivalent de pores de rayon r , la conséquence étant une valeur erronée du pourcentage des différentes classes de pores.

II. DISPOSITIF D'ESSAI ET MODE OPERATOIRE

Le lecteur voudra bien se reporter à l'annexe I pour une description détaillée du dispositif expérimental et du mode opératoire. Les mesures ont été effectuées avec le porosimètre de type Carlo ERBA série 200 du Laboratoire des matériaux pierreux de l'E.P.F.L..

Cet appareil applique automatiquement une gamme de pressions variant de 0,1 à 200 MPa. A chaque palier observé lors de la mise en pression, il y a remplissage par le mercure de familles de pores dont le rayon d'accès décroît progressivement de 7 500 nm à 3,75 nm, cette dernière valeur étant atteinte pour la pression maximale du porosimètre.

III. PRESENTATION DES RESULTATS

Le diagramme obtenu par l'essai de porométrie au mercure présente :

- l'axe des ordonnées comportant une double graduation,
 $(\text{vol Hg/vol. apparent}) \times 100 = P_{\text{Hg}}$
 puis, $(\text{vol Hg/Po}) \times 100$
- l'axe des abscisses sur lequel le diamètre des pores est exprimé en micromètres (10^{-9} m) ; une échelle logarithmique est employée ici, vu l'étalement de cette grandeur.

Usuellement, la dimension des pores correspond sur la courbe porométrique à 10 % du volume total des vides, est appelée diamètre critique d_{10} (critère utilisé, entre autres, pour caractériser la gélivité de tuiles). Nous l'avons indiqué par le signe (▲) sur l'axe des abscisses. Sa valeur augmente avec la quantité de gros pores. En théorie, elle peut fournir une indication sur la gélivité du matériau : plus le d_{10} est faible, plus le matériau est gélif.

Outre la courbe porométrique, nous est fourni l'histogramme donnant le volume partiel (rapporté au volume de l'éprouvette) des classes de pores choisies.

Les échantillons traités par cette méthode sont ceux ayant subi des essais de durabilité au gel à l'E.P.F.L.

IV. RESULTATS OBTENUS

IV.1. Validité de l'essai

Pour chaque échantillon, deux cycles ont été effectués.

Les courbes d'injection et de retrait sont chaque fois très proches lors de chacune des deux manipulations, preuve d'une bonne reproductibilité de l'essai, même sur des faciès molassiques très variés.

De même, le degré de saturation obtenu lors de l'injection apparaît très acceptable (Fig.2.44)

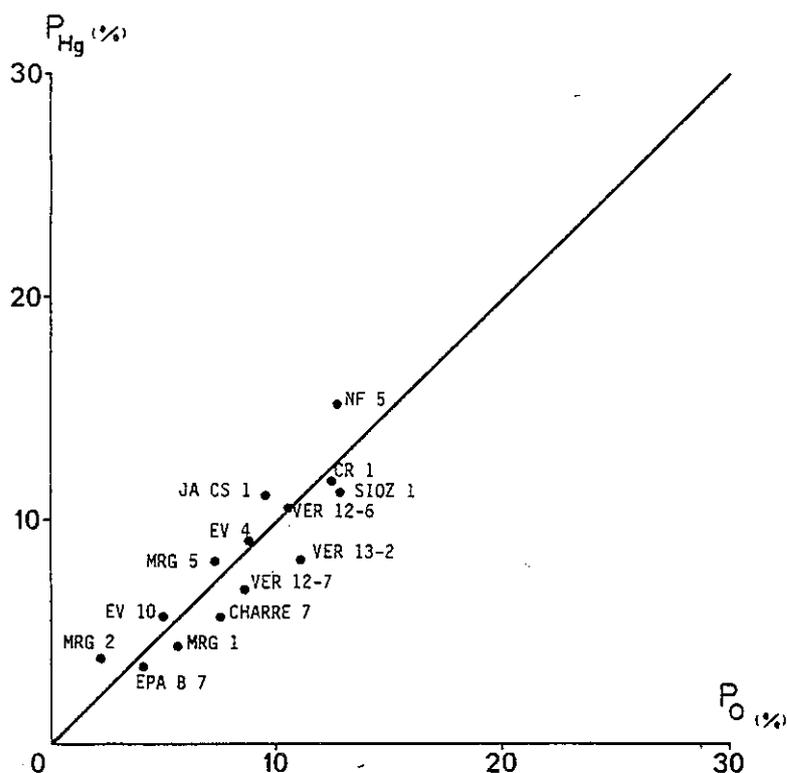


Fig. 2.44 : porosité accessible au mercure à 200 M Pa (P_{Hg}) en fonction de la porosité ouverte (P_o).

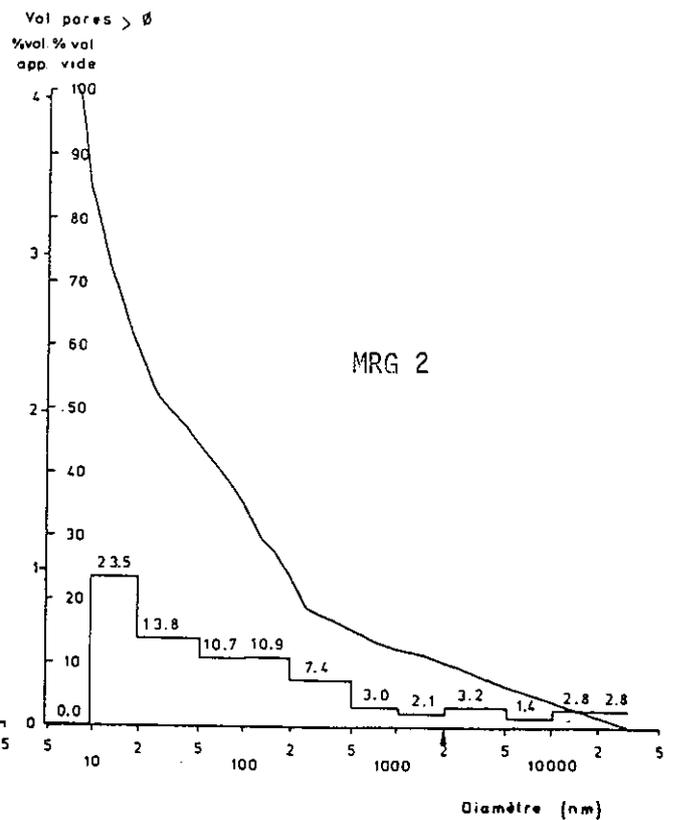
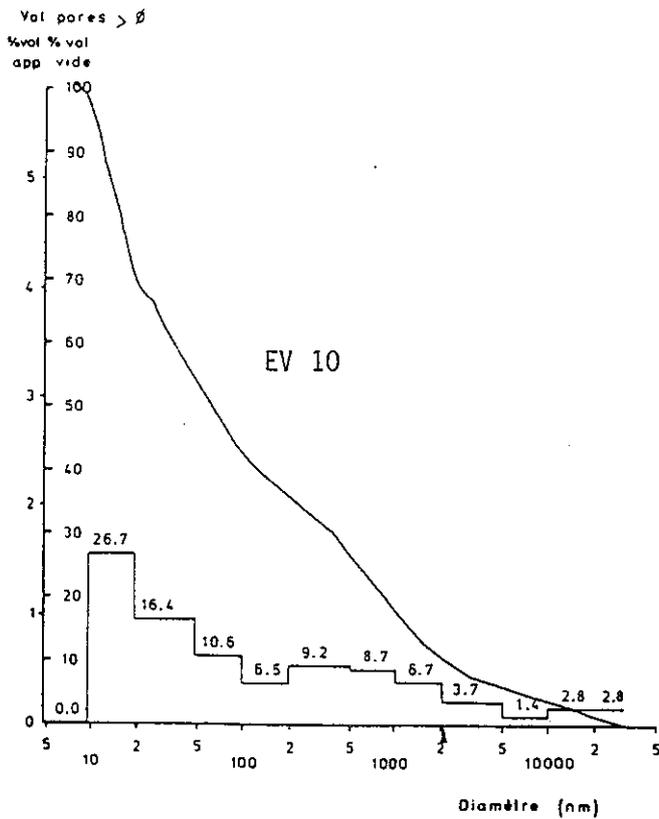
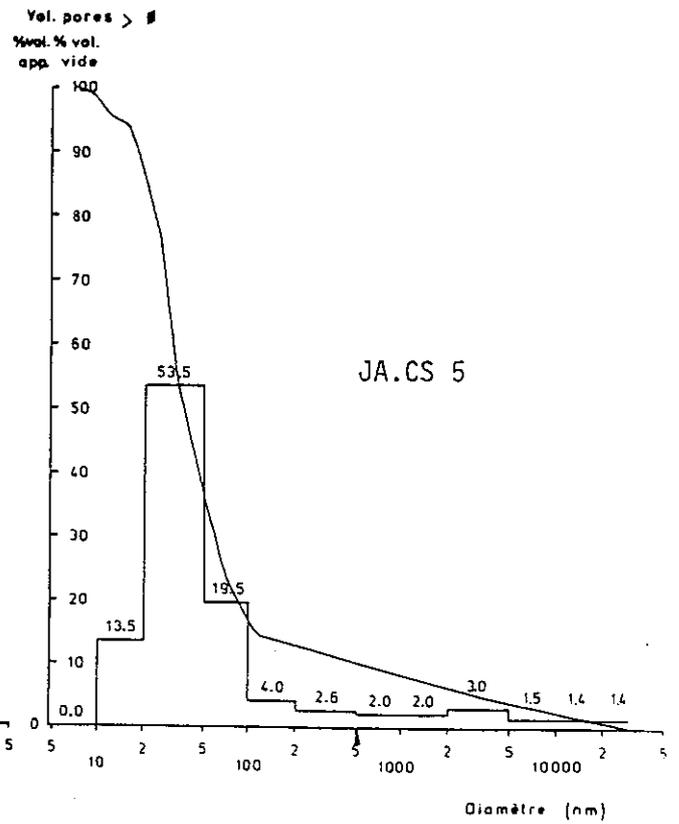
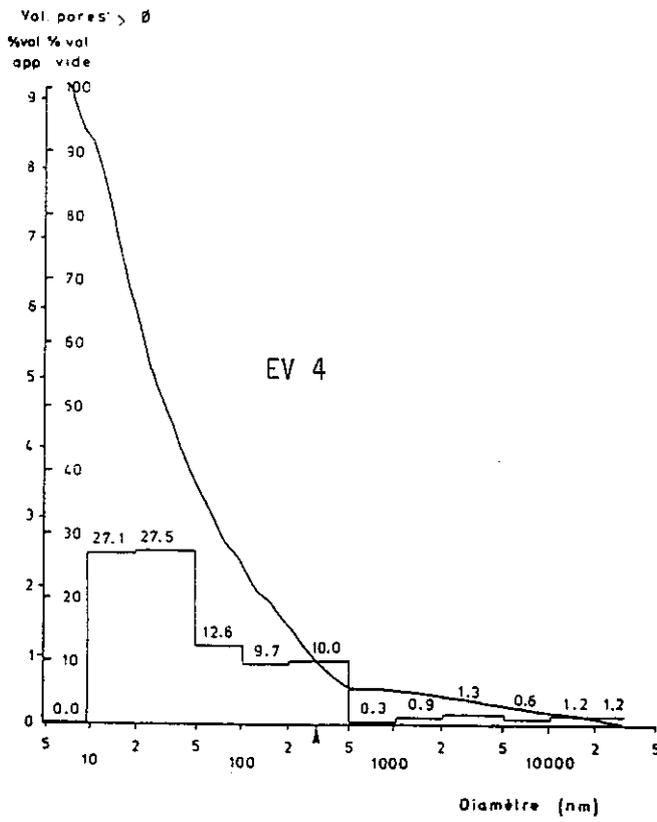
Dans 50 % des échantillons, la saturation au mercure est légèrement inférieure à 100 %.

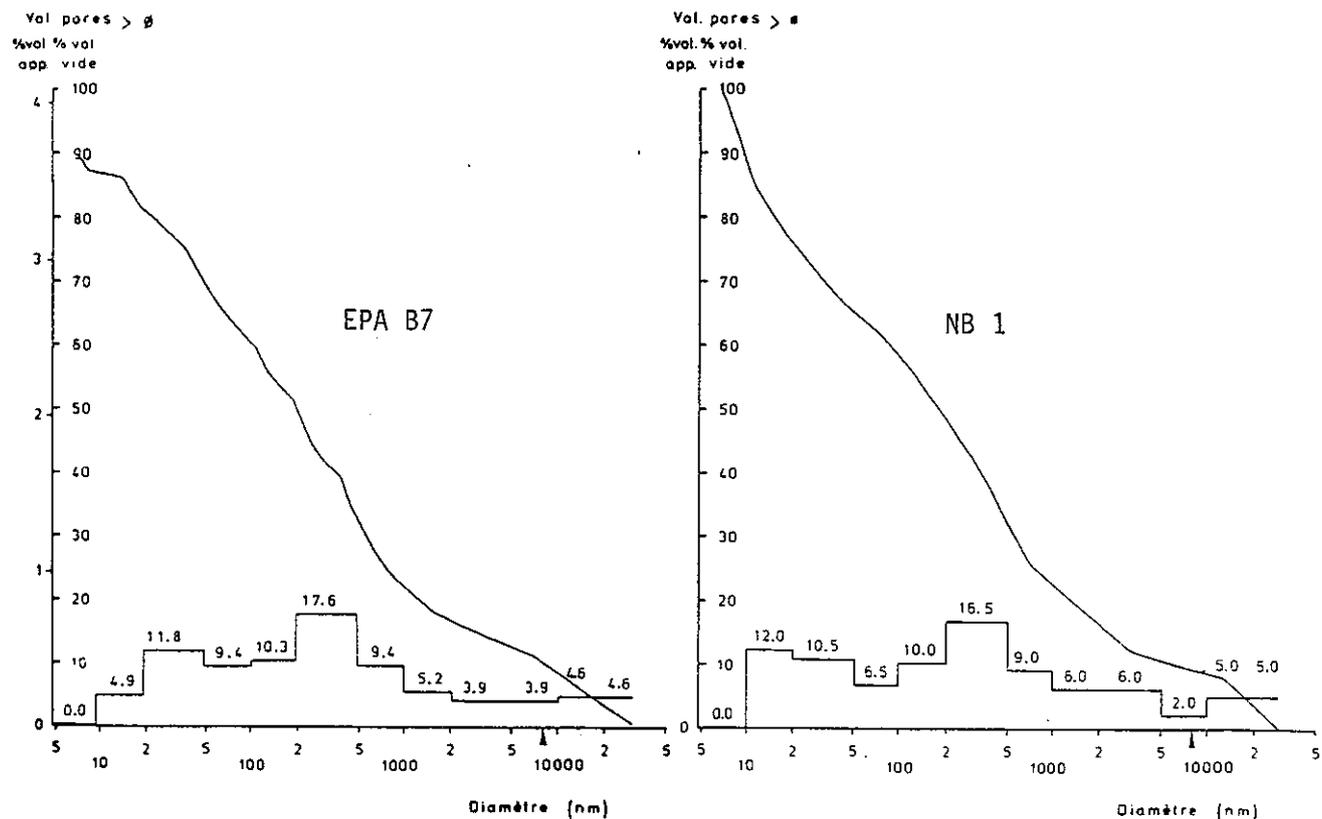
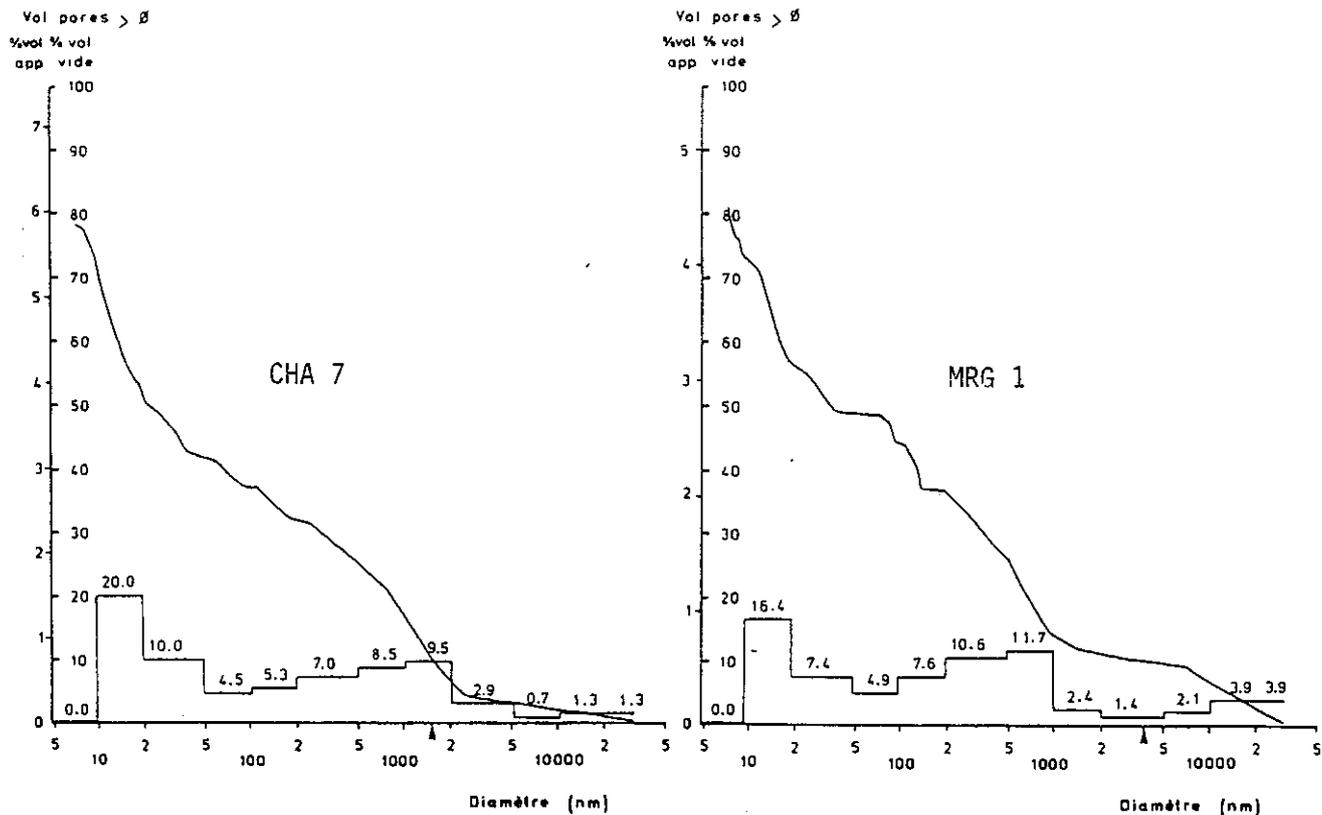
Selon BOUSQUIE (1979), plusieurs causes doivent être invoquées :

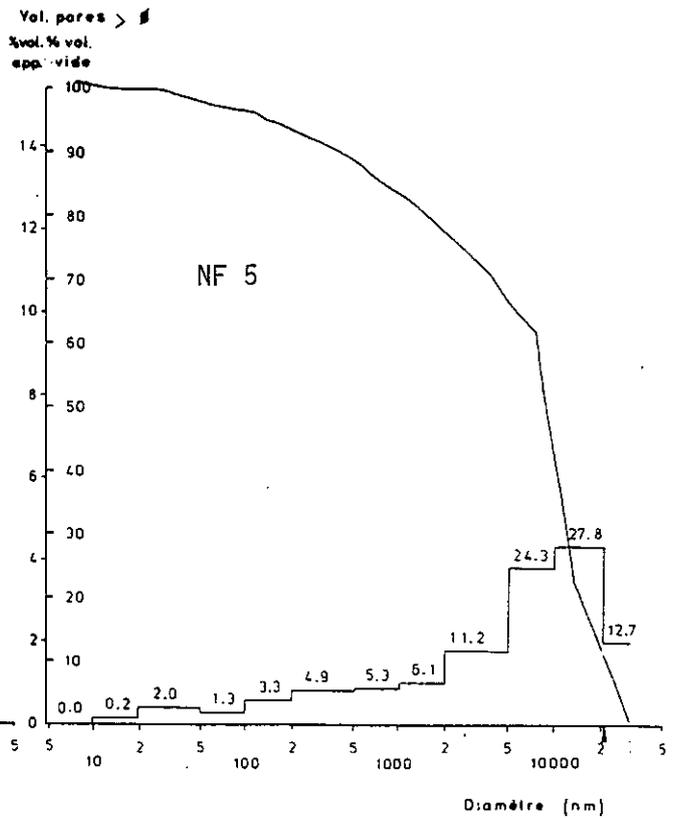
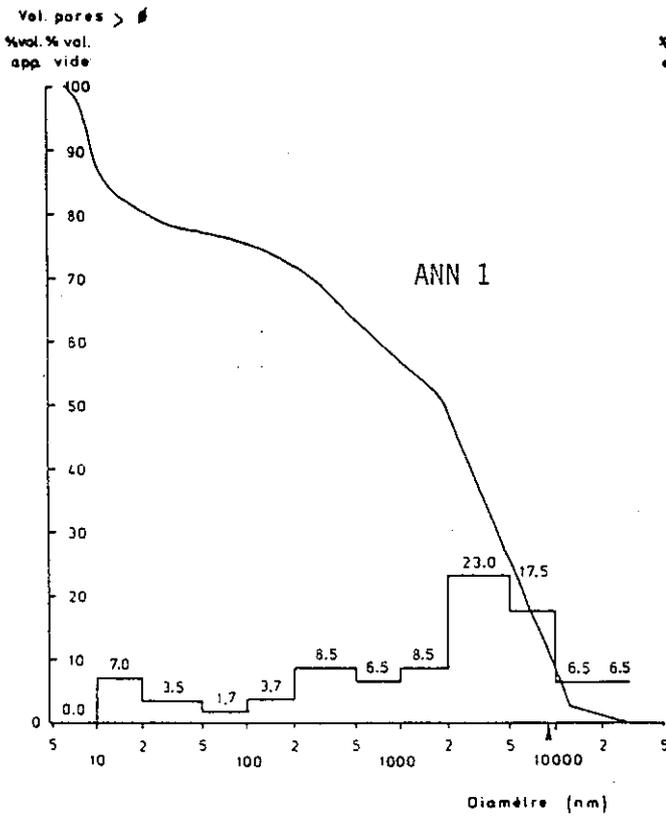
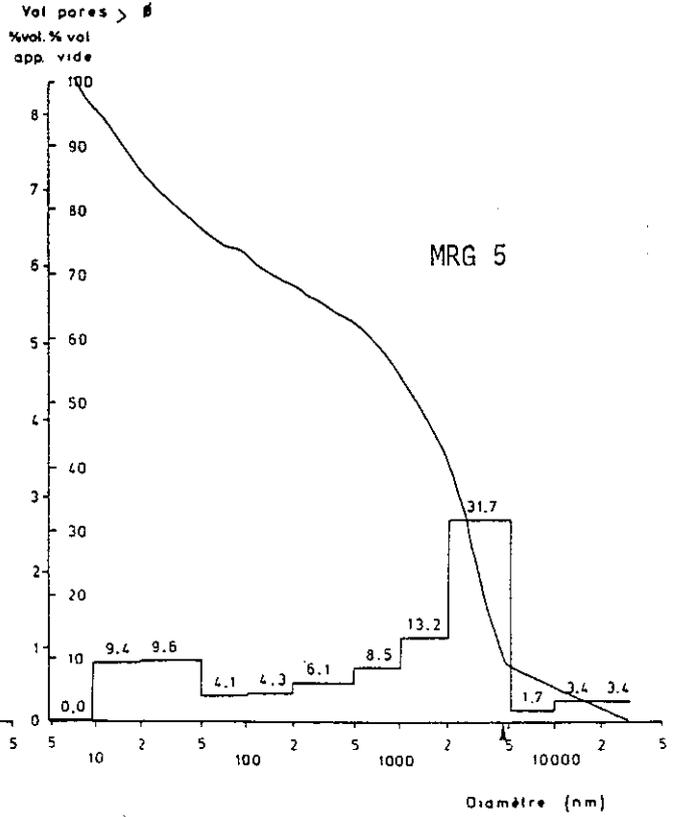
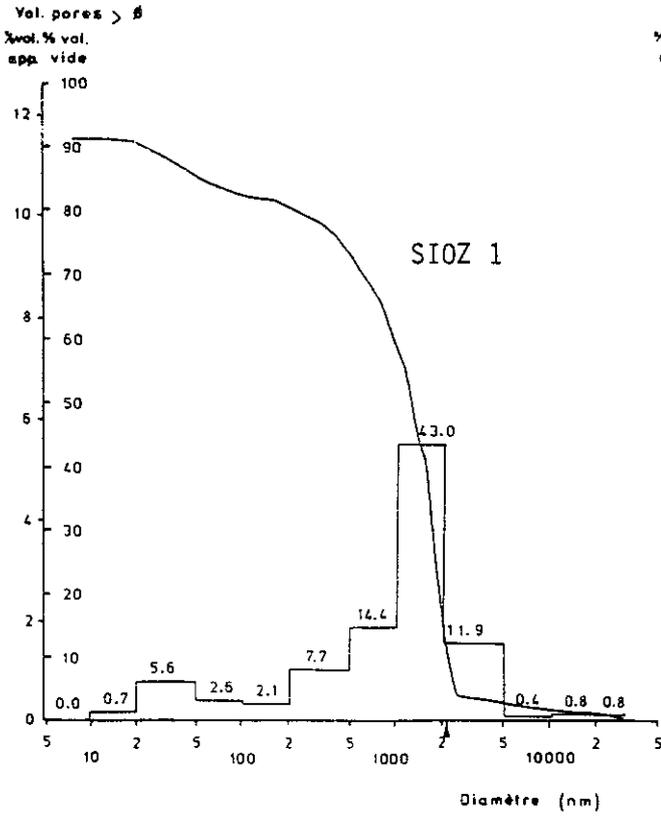
- les échantillons étudiés sont de petite taille, ce qui rend non négligeable le volume occupé par quelques gros pores ouverts à la surface. Le porosimètre ne les prend plus en compte lorsque leur diamètre est supérieur à 35 000 nm,
- la mesure du volume de mercure injecté se fait par lecture indirecte (cf. annexe I), de ce fait elle est entachée d'une erreur de quelques pour cent ;
- enfin, il peut exister une quantité de pores ayant des diamètres d'accès inférieurs à 7,5 nm ou supérieurs à 35 000 nm.

IV.2. Interprétation des résultats

- Les planches 1 à 4 montrent les courbes porométriques des échantillons testés. Si l'on se réfère au critère de PREVOSTEAU (1971) pour lequel la microporosité est la partie du spectre de porosité correspondant à des diamètres d'entrée de pores inférieurs à 15 000 nm, on constate immédiatement qu'il est réalisé dans tous les cas.
- Nous pouvons regrouper en deux fuseaux ces courbes, que leur aspect permet de classer dans deux familles (Fig.2.45) : les concaves (2.45.1) et les convexes (2.45.2.).







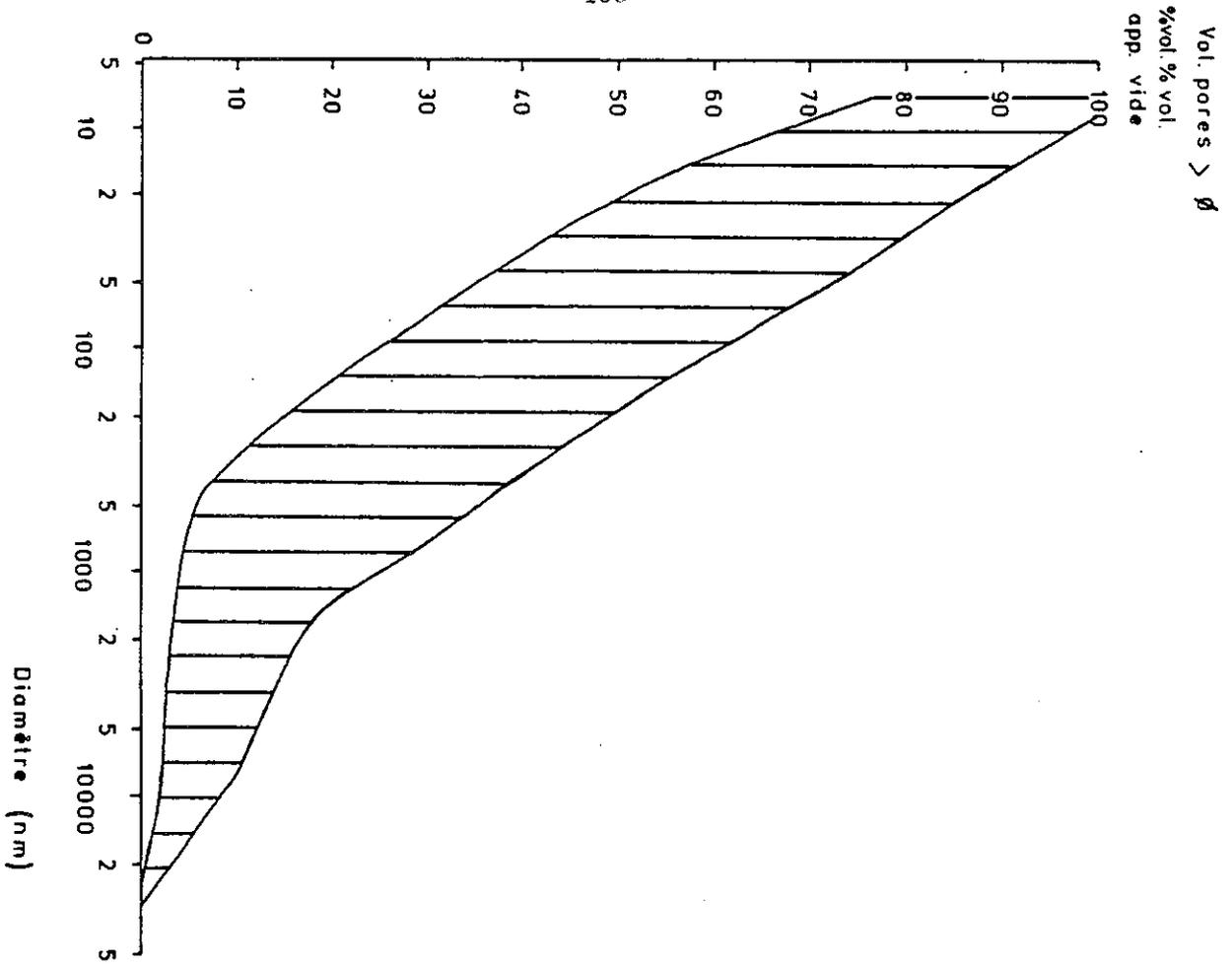


Fig. 2.45.1 : Courbes paramétriques concaves

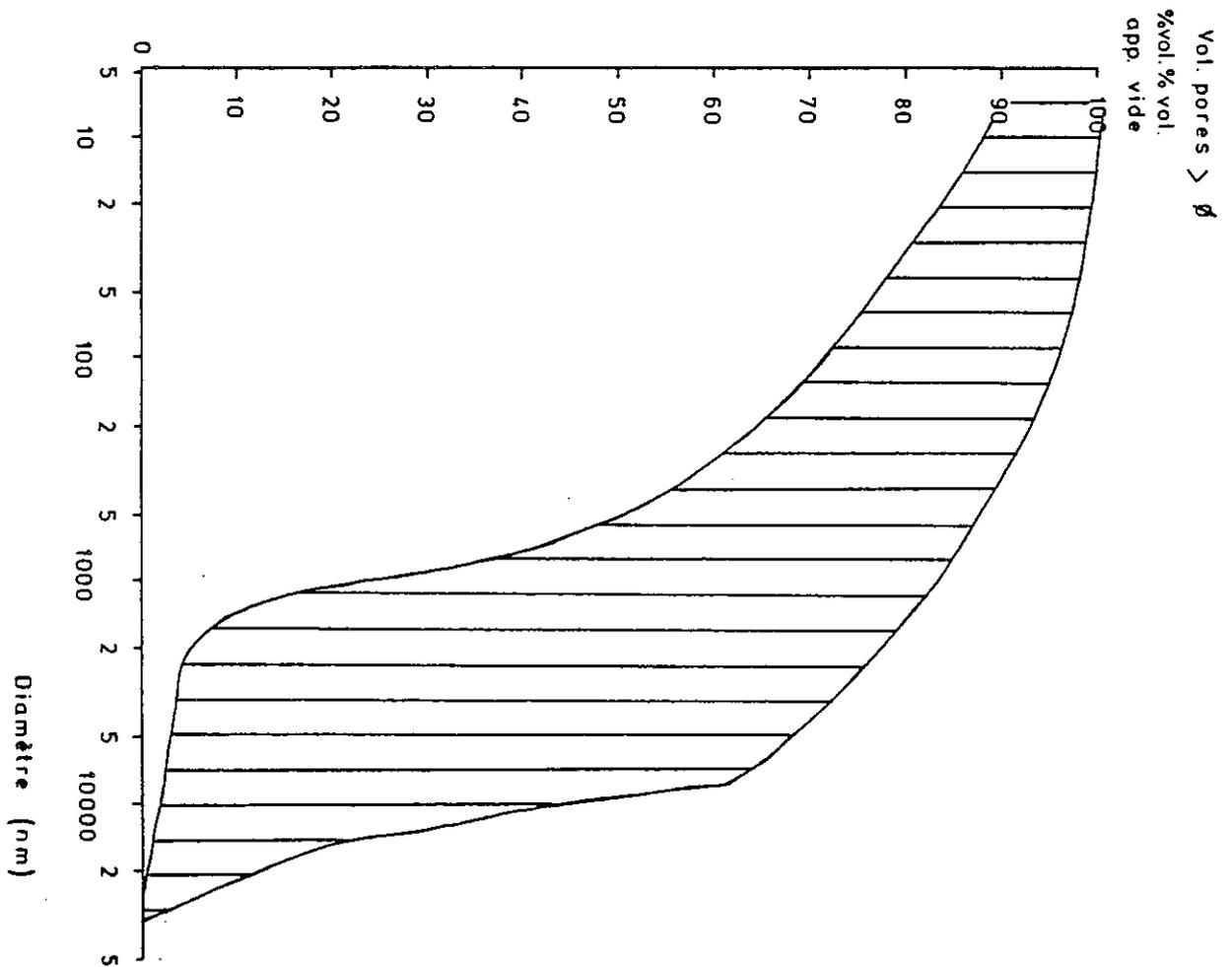


Fig. 2.45.2 : Courbes paramétriques convexes

- Les courbes concaves correspondant à des échantillons possédant environ 80 % de pores d'un diamètre inférieur à 1 500 nm, et à forte microporosité.

Les courbes convexes caractérisent également des faciès molassiques à microporosité importante, mais ici environ 85 % des pores ont un diamètre compris entre 1 000 et 15 000 nm.

Le tableau 2.13 donne les valeurs brutes obtenues, sur les échantillons traités par l'essai de porosimétrie au mercure

Echantillon	Absorption d'eau (vol. %)	Porosité Hg (vol. %)	Porosité ouverte (vol. %)	Masse volumique apparente (kg/m ³)	Coefficient de Hirschwald (%)	Diamètre critique d ₁₀ (nm)
EV.4	8,2	9,2	8,8	2510	93	310
JA.CS 5	5,1	7	6,5	2540	78	560
EV.10	4,5	5,8	4,8	2590	93	2 200
MRG 2	1,7	4,1	2,0	2460	87	2 100
CHARRÈ 7	7,4	5,8	7,5	2500	99	1 400
MRG 1	5,4	4,4	5,6	2530	97	4 700
EPA B7	3,1	3,6	4,1	2600	76	8 400
NB 1	4	6,2	5,4	2560	74	8 500
VER 13.2	9,4	8,4	11,1	2465	85	730
VER 12.7	8,5	7,1	8,6	2485	99	410
VER 12.6	9,1	10,6	10,5	2455	87	1 300
CR 1	12,9	12,0	12,5	2330	103	3 100
JA.CS 1	7,9	11,3	9,5	2460	83	14 000
SIOZ 1	10,9	11,4	12,7	2360	86	2 100
MRG 5	6,3	8,4	7,3	2530	87	4 500
ANN	9	10,1	9,8	24,30	92	8 600
NF 5	9,3	15,4	12,8	2380	73	22 000

Tableau 2.13

La porosité au mercure permet donc d'inventorier assez bien les diverses classes de vides présentes au sein de la matrice minérale. Encore faut-il savoir, si une relation existe entre cette structure et la durabilité de la roche.

Remarquons d'abord que le découpage antérieur en deux types A et B, d'après, entre autres, la valeur de la dilatation hydraulique à 72 h correspond assez bien à celui qui se base sur la forme de la courbe porométrique (pourcentages de petits et gros pores).

L'échantillon CHARRE 7, bien qu'ayant une forte dilatation hydraulique ($\lambda_{hy72h} = 3,24\%$) se retrouve dans l'ensemble des courbes de type concave (Fig. 2.45.1.). De même, trois échantillons à forte dilatation initiale (JA CS1 //, MRG 5 //, et NF 5 //) sont parmi ceux qui ont les plus forts pourcentages de gros pores (Fig. 2.45.2.).

Pour tenter d'aller plus loin dans la recherche d'un critère accessible, nous avons poursuivi l'analyse des divers paramètres fournis par les courbes.

IV.2.1. Diamètre critique (d_{10}) et diamètre moyen (d_{50}) des pores

On mesure sur la courbe porométrique les valeurs d_{10} et d_{50} correspondant respectivement aux diamètres de pores représentant 10 et 50 % du volume total des vides (J.-P. LAUTRIDOU, J.-C. OZOUF, 1975). L'unité employée est le μm (10^{-9} m).

Les tableaux 2.14 et 2.15 classent les échantillons respectivement selon les valeurs croissantes de d_{10} et de d_{50} ; le type auquel ils appartiennent est également rappelé.

Le diamètre critique des pores (d_{10}) est utilisé fréquemment pour d'autres matériaux (briques, tuiles) où il est un bon critère de gélivité.

IV.2.1.1. Diamètre critique (d_{10}) des faciès étudiés (Tableau 2.14)

Les molasses de type A ont, en moyenne, un d_{10} plus élevé que les molasses de type B.

Puisque selon λ_{hy72h} , A et B se séparent bien,

et que selon d_{10} , ils ne se séparent pas trop mal, la figure 2.16 ne peut manquer de constater ce fait déjà établi que A et B sont des ensembles distincts.

Echantillon	Type	d10 (nm)
EV4	A	310
VER 12.7 (Po)	B	410
JA.CS 5	A	560
VER 13.2	B	730
VER 12.6	B	1 300
CHA II	B	1 400
SIOZ 1	B	2 100
MRG2	A	2 100
EV10	A	2 200
CR1	B	3 100
MR5	A	4 500
MRG1	A	4 700
EPA 87	A	8 400
NB1	A	8 500
ANN	B	8 600
JA.CS 1	A	14 000
NF5	A	22 000

Tableau 2.14

Diamètre critique des pores (d_{10})

Echantillon	Type	d50 (nm)
CHA II	B	20
EV4	A	30
MRG2	A	30
MRG1	A	30
JA.CS 5	A	40
EV10	A	60
VER 13.2	B	70
VER 12.7 (Po)	B	80
NB1	A	190
EPA 87	A	190
VER 12.6	B	480
CR1	B	500
JA.CS 1	A	810
SIOZ 1	B	1 170
MR5	A	1 210
ANN	B	1 700
NF5	A	8 570

Tableau 2.15

Diamètre moyen des pores (d_{50})

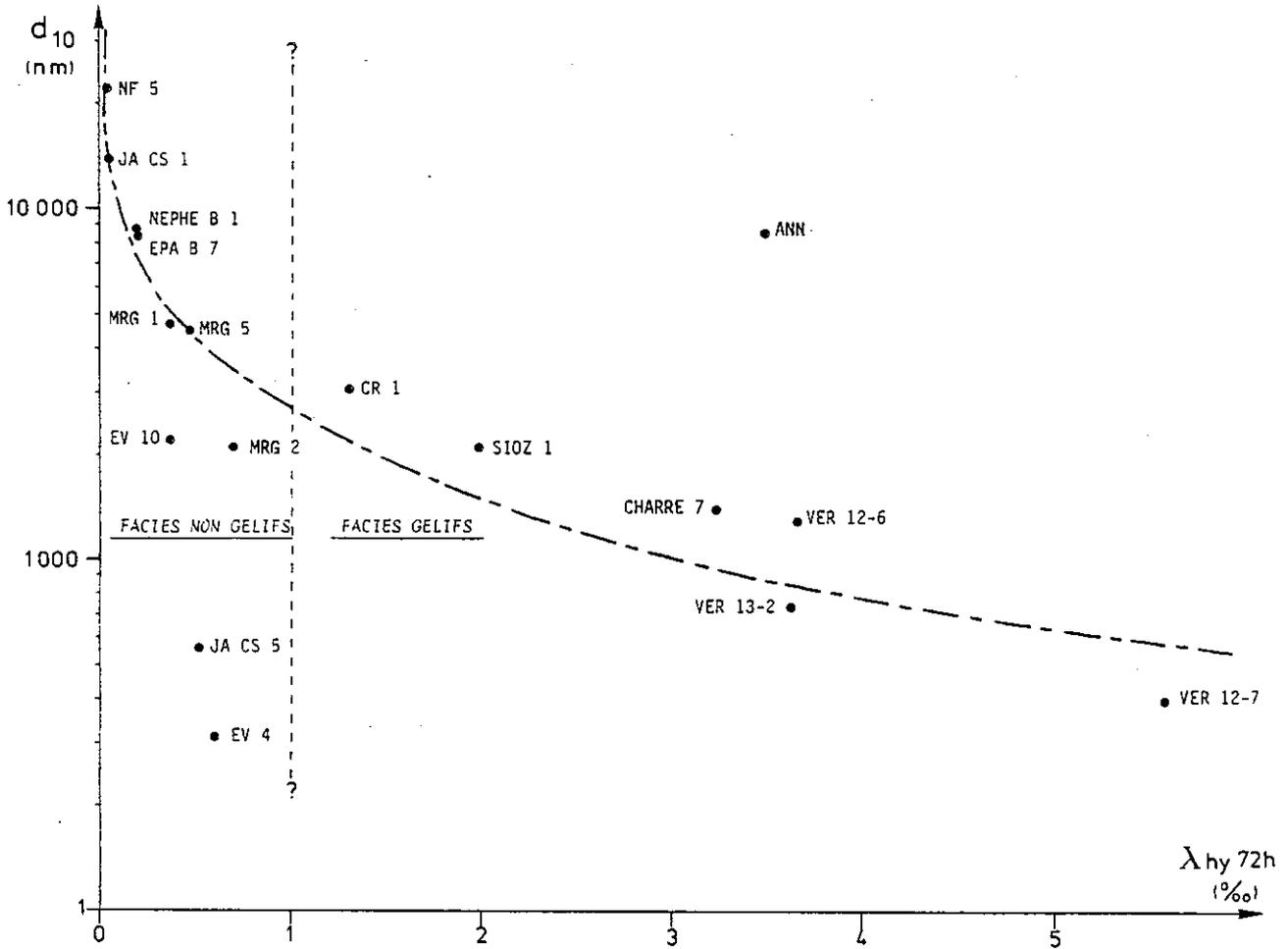


Fig. : 2.46 : Relation entre diamètre critique (d_{10}) et dilatation hydraulique mesurée à 72 heures ($\lambda_{hy} 72 h$)

Il est vrai qu'effectuer la mesure de dilatation à 72 heures est un choix arbitraire ; le choix de d_{10} l'est aussi, mais ayant remarqué cette corrélation, parmi d'autres qui ne donnaient rien, nous avons voulu essayer de l'exploiter.

Nous constatons qu'à part E.V. 4 L, qui possède de faibles valeurs de d_{10} et de dilatation hydraulique, les autres échantillons semblent montrer une bonne corrélation. De plus, d'après les essais les gels effectués, nous avons tenté de déterminer deux zones correspondant à des molasses gélives et non gélives.

Evidemment, d'autres valeurs seraient nécessaires, afin de voir si cette corrélation mérite d'être retenue avec ces faciès molassiques, tellement variables dans le détail, et de fixer la limite entre les zones de gélivité et de non gélivité si cela est possible.

IV.2.1.2. Diamètre moyen des pores (d_{50}) des faciès étudiés (Tableau 2.15.)

Ici, la relation est moins nette ; le classement aurait tendance à s'inverser. Il semble donc que ce paramètre, au moins pour les échantillons testés, ne soit pas discriminant.

IV.2.2. Mesure de la rétention volumique

Nous appelons rétention volumique le volume des vides qui, une fois pénétrés par le mercure, s'opposent à la sortie de celui-ci, définitivement piégé.

Si nous considérons le modèle physique auquel s'applique la loi de Jurin, soit un réseau de capillaires cylindriques, cette particularité peut s'expliquer comme suit (Fig.2.47.).

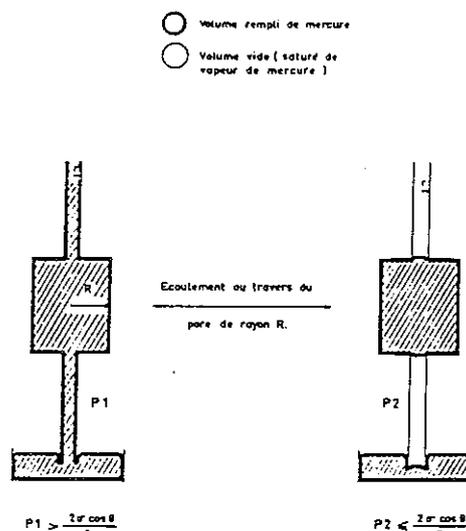


Fig. 2.47 : Piégeage d'une gouttelette de mercure dans un élargissement local du réseau poreux (D'après P. BOUSQUIE, 1979).

Un pore sphérique étant relié au milieu extérieur par des étranglements de rayon inférieur au sien, au cours de la décompression, le mercure aura tendance à se rompre dans les rétrécissements trop marqués, abandonnant au sein du milieu poreux des gouttelettes sous pression, limitées par les parois solides et par des ménisques dont le rayon correspond à la pression d'emprisonnement (BOUSQUIE, 1979).

Il y a donc une "fraction piégée" relativement au volume global de mercure absorbé par la porosité.

IV.2.2.1. Mode opératoire

Une mesure précise de cette fraction est possible par pesée de l'échantillon, qui, après les cycles injection - retrait, est laissé 24 h à l'air libre.

Après ce délai, on suppose qu'un état d'équilibre est atteint et que le volume piégé est soumis à une pression capillaire nulle (la pression atmosphérique s'exerçant en tout point), à la hauteur de l'échantillon près (entre 0,5 et 1 cm) (BOUSQUIE, 1979).

Cet auteur rappelle également que la rétention est liée :

- à la morphologie du milieu poreux qui, pour une roche donnée est une constante (sur les échantillons qu'il a étudié) ;
- aux énergies de surface des contacts fluide - fluide et fluide - solide. Dans son cas, l'étude ayant porté sur des calcaires, une fois fixée la nature des fluides et du solide (calcite), il ne reste que l'influence de la géométrie du milieu poreux. Sur des calcaires, il a confirmé que la fraction piégée permet de quantifier globalement cette géométrie.

Mais, si un calcaire est uniquement composé de cristaux de calcite, il n'en va pas de même pour les faciès molassiques, surtout les grès, que nous avons étudiés. En effet, la nature des éléments solides constitutifs est tellement variable, qu'avec les données en notre possession, il aurait été hasardeux de formuler une hypothèse sur la géométrie des milieux analysés.

IV.2.2.2. Interprétation des résultats

La rétention par piégeage, qui correspond donc aux pores accessibles par des étranglements, représente 30 à 65 % de la porosité totale pour les calcaires (BOUSQUIE, 1979).

Sur nos échantillons de molasse, cette porosité est fortement variable puisqu'elle concerne, selon les cas, de 24 à 87 % de la porosité totale (tableau 2.16.).

Ces valeurs ont été obtenues avec des échantillons sur lesquels la reproductibilité de la mesure est en général bonne : les deux essais réalisés sur chaque faciès ont fourni des valeurs différant en moyenne de 10 %.

Echantillon	Type	Rétention (%)
MRG2	A	24
VER 12.7	B	36
VER 13.2	B	37
CHARRE 7	B	38
EV4	A	39
EV10	A	44
MRG1	A	44
JA.CS 1	A	46
MRG5	A	47
EPA B7	A	48
VER 12.6	B	54
ANN	B	56
CR1	B	56
SIOZ 1	B	58
NBI	A	59
JA.CS 5	A	70
NF5	A	87

Tableau 2.16 : Rétention par piégeage

En théorie, plus la rétention est élevée, moins la roche est gélive. En effet, selon le protocole utilisé, qui veut que les éprouvettes soient saturées par immersion à la pression atmosphérique, les vides non saturés (correspondant à la rétention) servent à la dissipation des contraintes résultant du gel. Ces vides permettant l'expansion de la glace n'existeraient pas après une saturation sous vide : un tel mode de saturation fragilise l'échantillon au cours du gel, mais ne correspond pas aux conditions naturelles.

Toutefois, force est de constater que, dans le cas présent, cette mesure de la rétention ne met en évidence aucune corrélation avec la sensibilité au gel des échantillons étudiés.

V. CONCLUSION

Les essais de résistance au gel ont montré que nous avons affaire à deux types distincts de molasses, les unes possédant de bonnes caractéristiques à l'eau et au gel, à l'inverse des autres.

Après porométrie au mercure, il n'apparaît pas de liaison évidente entre pourcentages relatifs des classes dimensionnelles de pores et gélivité.

Les roches ayant les seuils de pores les plus fins, et de ce fait la plus faible perméabilité, sont censées être les plus gélives. C'est entre autres ce qu'a montré BOUSQUIE sur les faciès calcaires qu'il a étudiés.

Or, ce n'est pas du tout ce que l'on observe avec les molasses. Parmi nos échantillons, ceux à fort pourcentage de petits pores se révèlent les moins gélifs. Leur faible porosité et leur induration importante interviennent dans ce comportement. A cela, s'ajoute sans doute le fait que plus les pores sont fins, plus l'eau qu'ils contiennent reste en surfusion à une température plus basse. Bien que la dilatation hydraulique (λ_{hy72}) soit dissociée du gel, une corrélation semble l'unir au diamètre critique à 10 % de la porosité totale (d_{10}).

En conclusion, il est clair que, du moins pour les échantillons de molasse testés par nos soins, et vraisemblablement aussi pour les divers faciès présents dans le bassin molassique helvético-savoyard, l'essai de porométrie au mercure est difficile à exploiter. En aucun cas, il ne saurait se substituer à un essai de gel classique, une corrélation entre ces deux types d'investigation n'étant pas encore apparue.

CHAPITRE V

MESURE DE LA VITESSE DE PROPAGATION DES ONDES LONGITUDINALES

La mesure de la célérité des ondes longitudinales, d'usage très répandu et de mise en oeuvre facile, a été effectuée dans le but d'essayer de caractériser la qualité des différents faciès molassiques.

I. DISPOSITIF EXPERIMENTAL

La figure 2.48 représente le schéma de montage permettant la mesure de la vitesse des ondes longitudinales, également appelée vitesse "sonique".

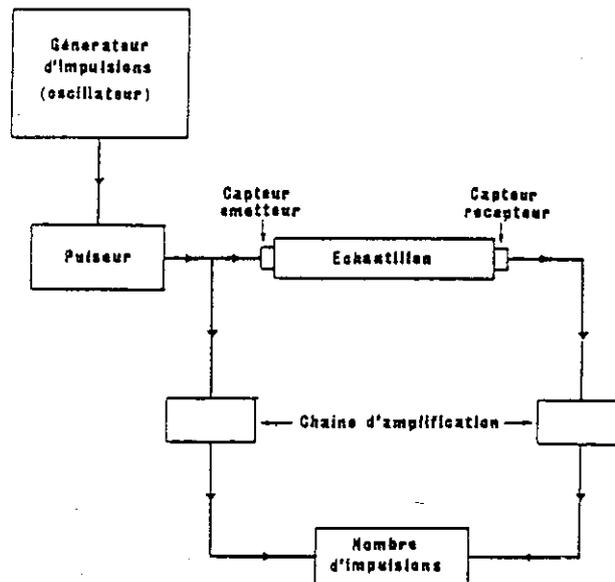


Fig. 2.48 : Principe de mesure de la vitesse des longitudinales dans un échantillon

Les échantillons utilisés sont des éprouvettes cylindriques d'éclatement 2 ($\varnothing = 40 \text{ mm}$; $L = 80 \text{ mm}$).

Un émetteur est placé à l'une de ses extrémités, un capteur à l'autre (Fig.2.48). Le capteur émetteur engendre un train d'ondes de fréquence propre (F) produit par un générateur d'impulsions électriques.

A l'autre bout de l'échantillon, le capteur récepteur transforme les signaux électriques visualisés sur l'écran d'un oscilloscope cathodique, les trains d'ondes mécaniques qu'il reçoit.

Le nombre d'impulsions électriques (N) est compté, et on peut connaître leur temps de transit dans l'échantillon (t) :

$$t = \frac{N}{F}$$

Ainsi, la célérité des ondes longitudinales (V_L) dans une éprouvette de longueur L, est donné par :

$$V_L = \frac{L}{t} \iff V_L = \frac{L \times F}{N}$$

Dans notre cas, cette relation devient :

$$V_L = \frac{L \times F}{50}$$

V_L : m/s
L : mm
F : kHz

II. MESURES ET INTERPRETATION

Deux types de mesures ont été réalisées :

- sur des échantillons séchés à l'étuve à 60°C, jusqu'à poids constant ;
- sur les mêmes échantillons saturés d'eau sous vide (P_0).

L'orientation de l'éprouvette (parallèlement : // ou perpendiculairement : \perp à la stratification) est pris en compte. La structure de certains types de dépôts (stratification entrecroisée, en plaquettes, etc.) a parfois empêché d'y tailler des éprouvettes permettant l'essai dans les deux directions précédemment décrites.

ETAGE	ECHANTILLON	DIRECTION DE PRELEVEMENT (/Stratif.)	V _L SATURE (m/s)	V _L SEC (m/s)
"HELVETIEN"	Sierroz 20	//	2775	1980
BURDIGALIEN	Nèphes B 1	⊥	3925	2950
	Crempigny 6	⊥	4175	3470
	Crempigny 1	⊥	2560	1490
		//	2480	1730
	Eparris 2	//	2560	1870
	Eparris 7	⊥	4160	3500
"CHATTIEN" SUPERIEUR	Sierroz 1	//	2425	1675
	Jamaloup 5	⊥	4000	3895
	Jamaloup 1	//	2955	2410
	Vernier 9 (54,4 m)	⊥	2280	1545
"CHATTIEN" INFÉRIEUR	Vovray MRG 13	//	2540	1720
	Baudy MRG 10	//	3605	3200
	Grange MRG 7	//	2910	2400
	Ollières MRG 5	//	3145	1965
	Jouvenons MRG 2	⊥	4410	3685
	Jouvenons MRG 1	⊥	3580	2475
		//	3950	3220
	Evires 10	⊥	3615	2910
		//	4050	3470
	Evires 7	//	3365	2315
	Evires 4	⊥	3470	3210
	Charre 7	⊥	3100	1890
	Charre 4	⊥	3170	2380
	Villy OTA 381	⊥	2820	1990
		//	2875	2075
	Vernier 13-2 (47,4m)	⊥	2820	1725
	Vernier 12-7 (51,4 m)	⊥	2750	1710
	Vernier 12-6 (48,7m)	⊥	2695	1600
	Vernier 10-1 (55,8 m)	⊥	2320	1630

Tableau 2.17 : Vitesses moyennes des ondes longitudinales mesurées sur échantillons saturés et secs.

Le tableau 2.17 donne les valeurs moyennes des vitesses des ondes longitudinales mesurées sur éprouvettes saturées et sèches.

Les roches présentent généralement une anisotropie des vitesses "soniques", fonction de leur stratification. Sur les quatre échantillons testés dans les deux directions, cela est très net, surtout pour les mesures à sec. Dans ce cas, la valeur de la vitesse des ondes longitudinales est toujours plus faible perpendiculairement au litage (de 4 à 23 %). C'est nettement moins sensible avec les échantillons saturés, où la tendance peut même être légèrement inversée (CRB 1). Cette anisotropie existe donc sur des échantillons d'aspect massif, où rien ne permet, à l'oeil nu, de discerner le plan de stratification, sauf peut-être les micas qui se déposent parallèlement à ce dernier.

D'autre part, on observe une bonne corrélation entre les vitesses des ondes longitudinales mesurées sur les échantillons saturés et sur les échantillons secs.

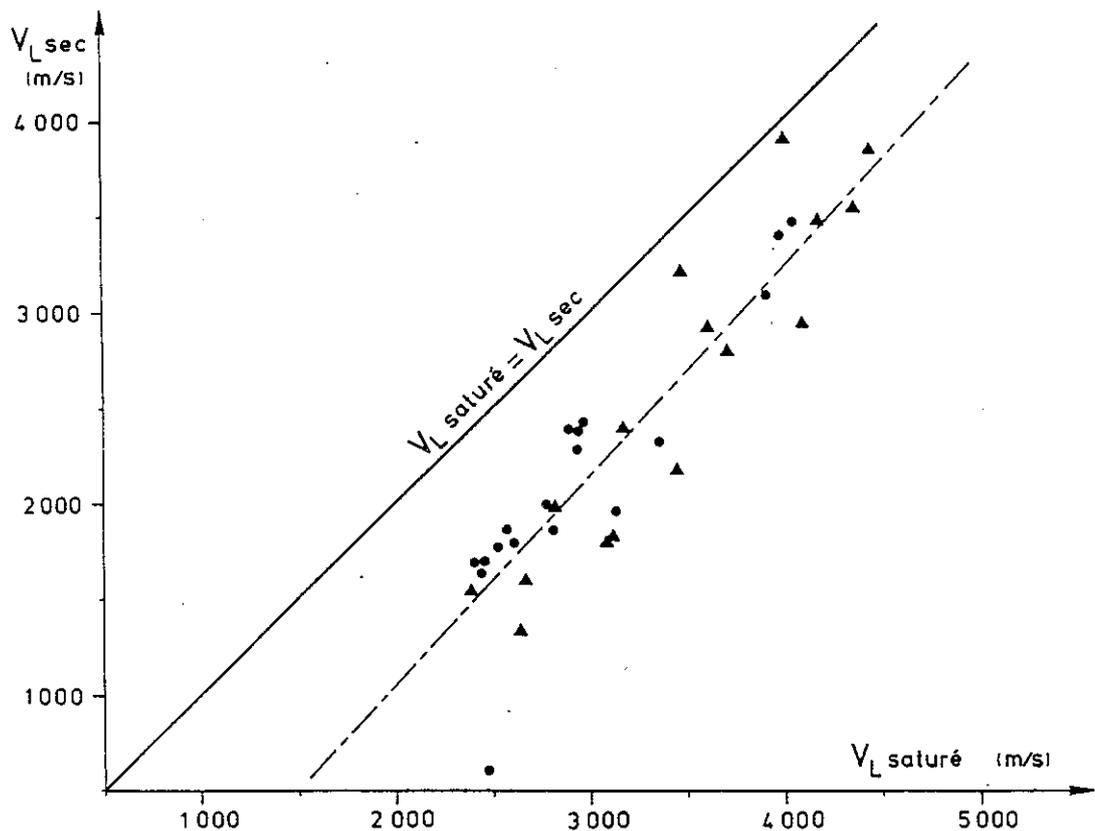


Fig. 2.49 : Vitesses des ondes longitudinales mesurées sur les échantillons saturés et sur les échantillons secs.

- : échantillons prélevés parallèlement au litage
- ▲ : échantillons prélevés perpendiculairement au litage.

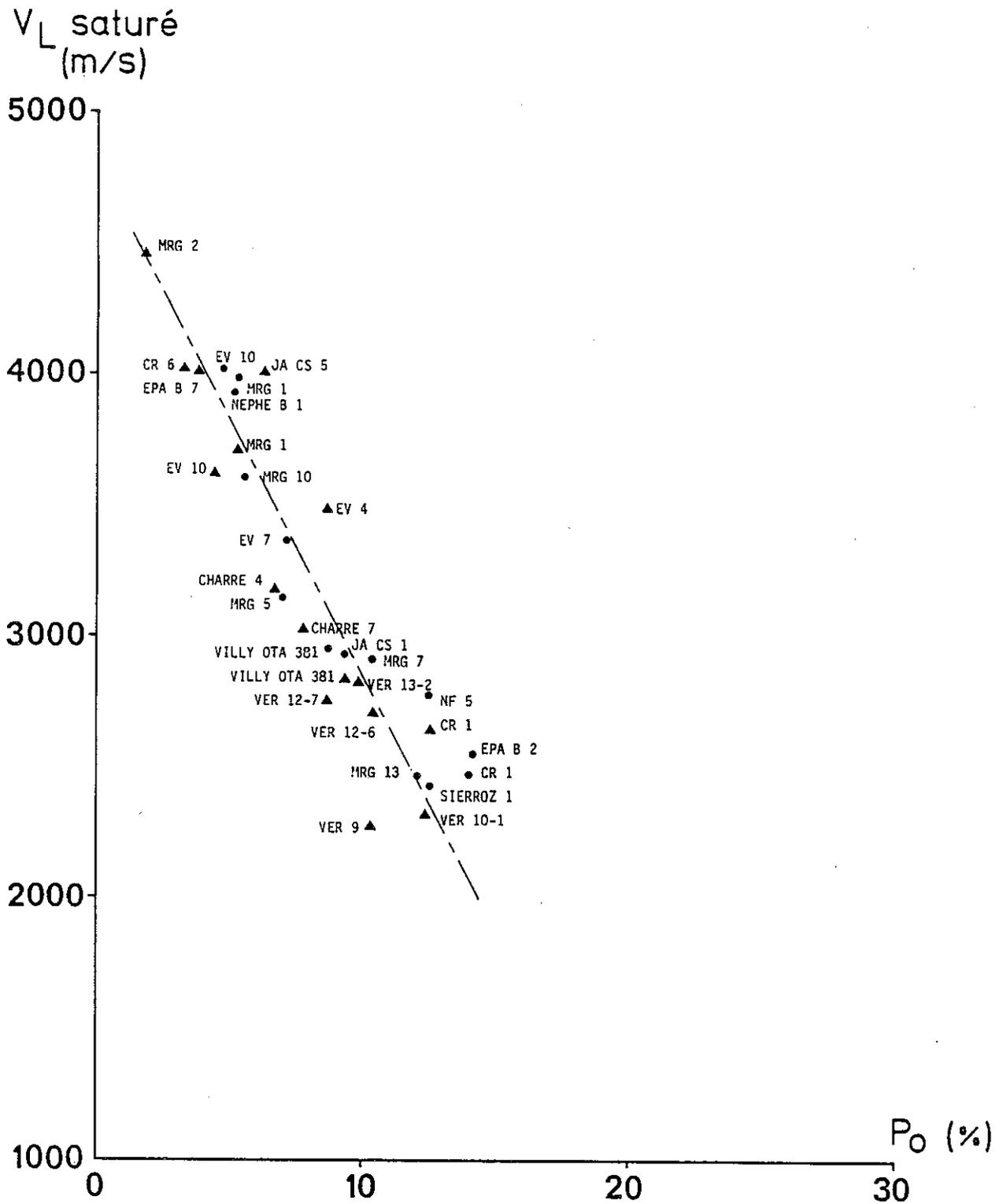
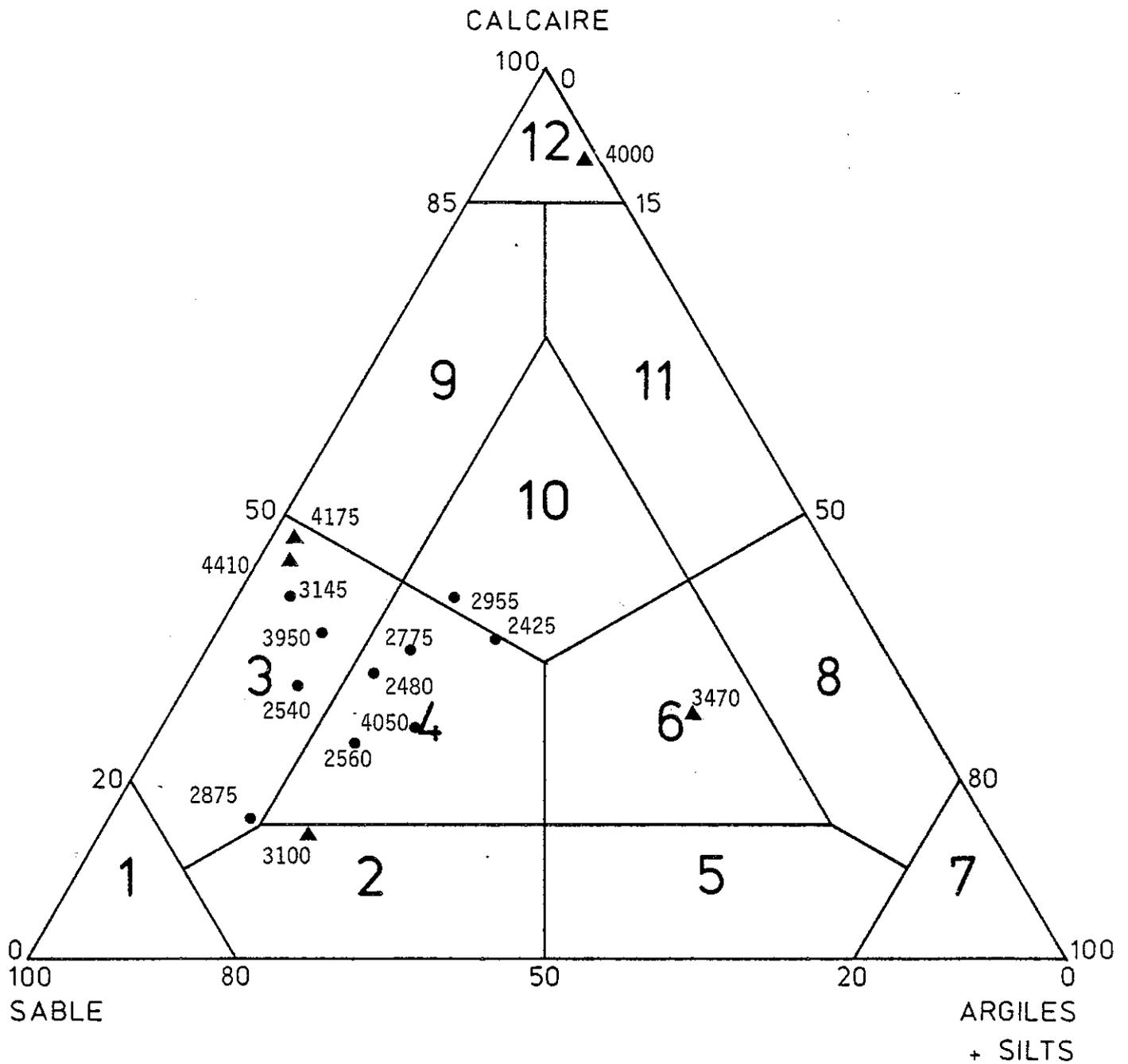


Fig. 2.50 : Vitesse des ondes longitudinales sur roche saturée (V_L saturé) en fonction de la porosité à l'eau sous vide (P_o).



- | | | |
|-----------------|----------------------------|----------------------------|
| 1 Grès | 5 Argile gréseuse | 9 Calcaire gréseux |
| 2 Grès argileux | 6 Argile calcaréo-gréseuse | 10 Calcaire argilo-gréseux |
| 3 Grès calcaire | 7 Argile | 11 Calcaire marneux |
| 4 Grès marneux | 8 Marne argileuse | 12 Calcaire |

▲ : Echantillon prélevé perpendiculairement au litage

● : Echantillon prélevé parallèlement au litage

Fig. 2.51 : Répartition des vitesses des ondes longitudinales sur échantillons saturés en fonction du lithofaciès.

Les résultats obtenus grâce à ces essais peuvent être directement utilisés : il existe en effet une bonne corrélation linéaire entre les vitesses des ondes longitudinales mesurées sur les échantillons de molasse et leur porosité totale (P_o) (Fig.2.50).

Les vitesses des ondes longitudinales ne semblent pas dépendre du lithofaciès de la roche (Fig.2.51). Sur le diagramme triangulaire, bien que tous les échantillons ne soient pas représentés, il apparaît que la répartition des vitesses soniques est quelconque. Par contre, ces dernières dépendent, comme nous l'avons vu, de la porosité du matériau, mais aussi de son induration et de sa fissuration, autant de paramètres qui sont liés les uns aux autres.

Comme nous l'avons fait remarquer lors des essais de gélifraction, une mesure de vitesse des ondes longitudinales permettrait de repérer l'apparition des premières fissures découlant des cycles de gel-dégel lorsque des échantillons y sont soumis.

III. CONCLUSION

Cet essai peut, même avec des roches à faciès aussi variés que les molasses, permettre une bonne caractérisation de la qualité du matériau, pour autant qu'il possède une induration suffisante. La reproductibilité des mesures, sur des échantillons d'un même faciès prélevés de manière analogue par rapport à la stratification, est très bonne puisque la variation moyenne est de 5 %.

Ainsi, une molasse ayant une forte célérité des ondes longitudinales possèdera, entre autres, une faible porosité et ne sera pas fissurée.

Deux caractéristiques qui peuvent laisser espérer une bonne durabilité de la roche même soumise à des conditions difficiles,

De fait, un regard sur la figure 2.50 montre que les échantillons ayant de fortes vitesses soniques, donc de faibles porosités, sont ceux qui ont le mieux résisté aux essais de gel effectués à l'E.P.F.L..

Dans le cas des molasses que nous avons testé, un échantillon d'un faciès donné peut être qualifié de non gélif lorsque les ondes longitudinales, en le traversant, atteignent une vitesse d'au moins 3.500 m/s pour un échantillon saturé sous vide (environ 2.740 m/s si l'éprouvette est sèche).

Cela n'empêche pas des molasses à forte durabilité d'avoir des vitesses "soniques" plus faibles (Sierroz 20 : 2.770 m/s, ...)

L'essai de mesure de célérité des ondes longitudinales sur roches devrait être pratiqué systématiquement préalablement à tout essai de caractérisation plus poussé, ou parallèlement à des essais de gélifraction vu sa simplicité et ce qu'il peut apporter.

C H A P I T R E VI

ESSAIS DE COMPRESSION MONOAXIALE ET ESSAIS BRÉSILIENS DE TRACTION

I. ESSAIS DE COMPRESSION MONOAXIALE

I.1. MODE OPERATOIRE ET PRESENTATION DES RESULTATS

Les essais de compression monoaxiale ont été effectués sur des éprouvettes de 40 mm de diamètre et de 80 mm de longueur. Des jauges, collées sur leur surface ont permis de mesurer les déformations longitudinale (ϵ_1) et transversale (ϵ_2) en fonction de la pression appliquée.

De ces valeurs de contrainte et déformation, nous tirons celles du module de Young (E) et du coefficient de Poisson (ν). Le module de Young tangent (E_t) est obtenu pour une valeur de la contrainte correspondant à 50 % de la rupture, selon la relation :

$$E_t = \frac{\sigma}{\epsilon_t}$$

De la même manière, on obtient le coefficient de Poisson tangent :

$$\nu_t = \left(\frac{-\epsilon_2}{\epsilon_1} \right) \text{ tangent}$$

Nous donnons également les valeurs initiales des modules de Young (E_i) et coefficient de Poisson (ν_i).

Les essais de compression sont l'occasion d'établir une courbe contrainte-déformation. Pour beaucoup de roches, cette courbe permet de distinguer, avant la rupture, trois phases successives : le serrage (s), la déformation élastique (e) puis plastique (p).

Si l'on parvient à un accord sur la position du point R représentant la rupture (c'est là que réside l'essentiel des discussions), l'importance de ces diverses phases sera estimée :

- en mesurant la déformation ou le déplacement qui revient à chacune (Fig.2.52.1);
- ou bien en mesurant les contraintes ou forces correspondantes (Fig.2.52.2);
- ou encore en chiffrant le travail qu'elles représentent (Fig.2.52.3);

Pour notre part, nous avons utilisé la première méthode citée.

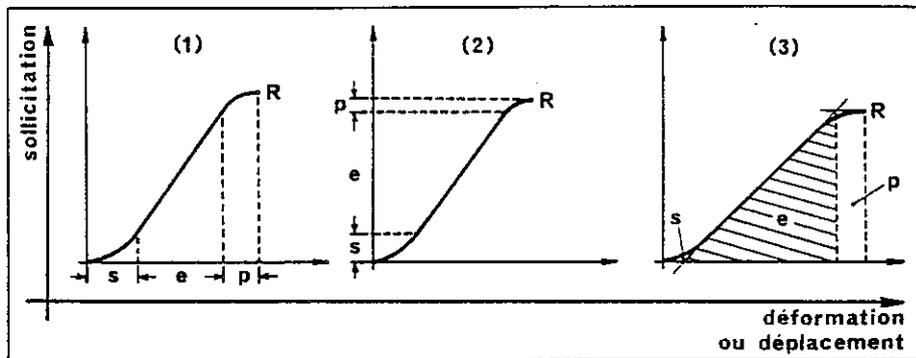


Fig. 2.52. Schématisation des courbes représentatives du comportement (s=serrage ; e="élasticité" ; p="plasticité")(d'après M. DAYRE et al.,1978)

Il est évident que les proportions respectives atteintes par ces phases constituent un caractère spécifique et un critère d'identification pour les roches en cause, qui apparaîtront situées à une distance plus ou moins grande des trois comportements extrêmes (ou théoriques) représentés par la Fig.2.53 : serrage pur (R_1), élasticité pure (R_2) ou plasticité pure (R_3) (DAYRE et al., 1978).

C'est le moyen que nous avons adopté pour établir une distinction mécanique entre nos molasses, en remarquant, après les auteurs ci-dessus, que si l'on écrit, pour chaque essai :

$$s + e + p = 100,$$

on en obtient aisément la représentation graphique en recourant à un diagramme triangulaire (Fig.2.54).

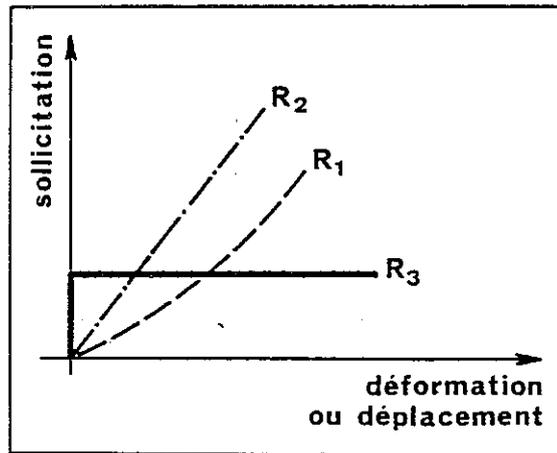


Fig. 2.53. Trois types de comportement extrême
(d'après M. DAYRE et al., 1973)

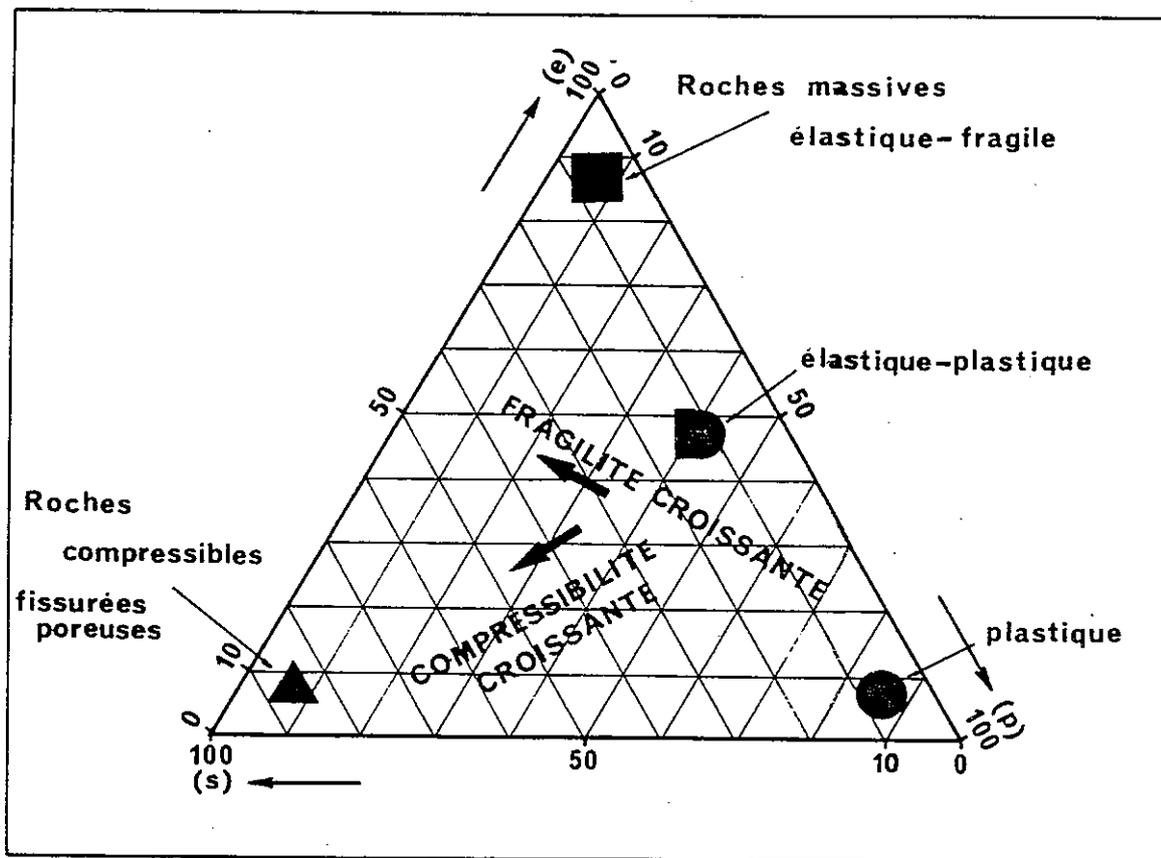


Fig. 2.54. Représentation triangulaire de type de comportement de la matrice
(d'après M. DAYRE et al., 1973)

ETAGE	ECHANTILLON	Module de Young initial Ei (M Pa)	Module de Young tangent Et (M Pa)	Coefficient de poisson initial vi	Coefficient de poisson tangent vt	Résistance à la compression simple Rc (M Pa)	Numéro répertorié sur la figure 2.55
"HELV."	Sierroz SZ 4//	2 960	10 055	0,006	0,55	46,70	1
BURD.	Crempigny CR 1⊥	985	1 965	0,012	0,47	21,30	2
"CHATTIEN" SUPERIEUR	Sierroz 1//	780	2 000	0,05	0,84	21,90	3
	Jamaloup JA.CS 1//	4 230	5 445	0,036	0,46	42,00	4
	Jamaloup JA.CS 5⊥	19 500	15 925	0,08	0,13	44,20	5
"CHATTIEN" INFÉRIEUR	Mons 1 //	865	4 120	0,06	0,84	25,35	6
	Mons 1' //	4 535	21 590	0,043	0,58	72,25	7
	Charre 7 ⊥	1 020	7 960	0,006	0,40	46,70	8
	Charre 7 //	1 950	8 530	0,007	0,13	44,20	9
	Charre 4 ⊥	3 485	5 365	0,001	0,09	28,90	10
	Cruseilles R.N.//	12 490	14 000	0,059	0,37	53,30	11
	MRG 1//	16 545	22 750	0,18	0,32	54,95	12
	M 13//	3 790	6 285	0,16	0,72	22,53	13
	MRG 5 ⊥	11 840	3 155	0,069	0,50	32,55	14
?	ANNECY 1 //	175	3 060	0,007	0,69	25,15	15

Tableau 2.12.

I.2. RESULTATS

Le tableau 2.18 donne les valeurs brutes de la résistance à la compression simple (R_c), du Module de Young ainsi que du coefficient de Poisson. L'orientation des éprouvettes y est précisée : parallèle (//) ou perpendiculaire (\perp) à la stratification. Il semble normal qu'une anisotropie de la résistance à la compression simple apparaisse selon la direction d'échantillonnage : le seuil de rupture est un peu plus élevé pour l'éprouvette "CHARRE 7 \perp " que pour CHARRE 7 //".

L'analyse des courbes contrainte-déformation a donc permis de situer les échantillons sur le diagramme triangulaire proposé par DAYRE et al. (Fig.2.55).

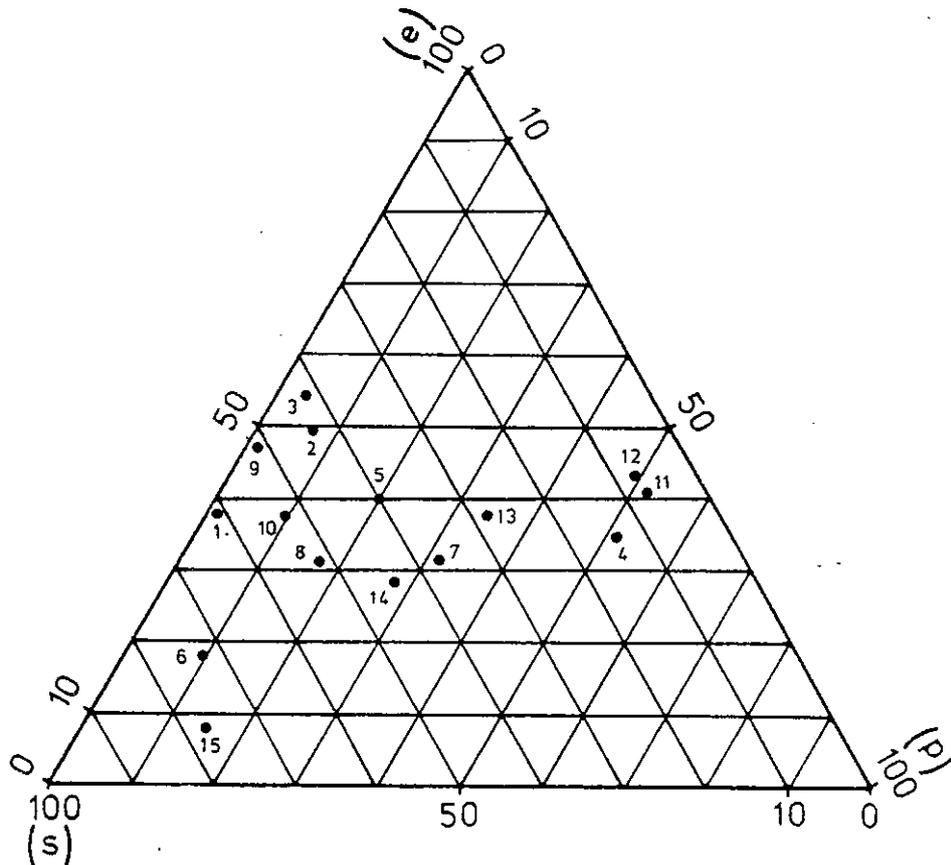


Fig.2.55. Représentation triangulaire des comportements de la matrice de faciès molassiques savoyards.

Mis à part deux points extrêmes, l'ensemble des échantillons testés se trouve dans le domaine élastique - plastique. Les deux échantillons isolés sont :

- MONS 1 : grès fin altéré du "Chattien" inférieur ;
- ANNECY : grès grossier marneux d'origine inconnue.

Ils sont classés tous deux dans le secteur des roches compressibles, fissurées poreuses.

Pour les autres, l'"élasticité" (e) varie entre 30 et 50 %. Par contre, il y a complète dispersion entre les pôles du "serrage" (s) et de la "plasticité" (p). Cet étalement est logique vu la variété des faciès examinés, mais non quelconque : il est directement fonction de la porosité de l'échantillon de molasse.

Le serrage est d'autant plus important que la porosité totale est forte, puisqu'il traduit la fermeture initiale de tous les vides de la roche.

Cela est corroboré par la Figure 2.56 qui montre la relation entre la résistance à la compression simple (R_c) et la vitesse des ondes longitudinales sur échantillons saturés (V_{Lsat}), cette dernière étant fonction inverse de la porosité.

I.2.1. Relation entre module de Young et résistance à la compression simple

Pour nos échantillons, cette relation apparaît sur la Figure 2.57 . Comme prévu, une bonne corrélation existe. Les valeurs obtenues pour les grès sont assez élevées. Ces faciès sont principalement des grès à ciment calcaire, fins à moyens, très indurés (MRG 1, Cruseilles 1 et Mons 1') du "Chattien" inférieur. L'échantillon Mons 1 provenant du même banc que Mons 1', mais de la frange altérée, a des valeurs de E_t et R_c beaucoup plus faibles. Les caractéristiques mécaniques sont étroitement liées au degré d'altération.

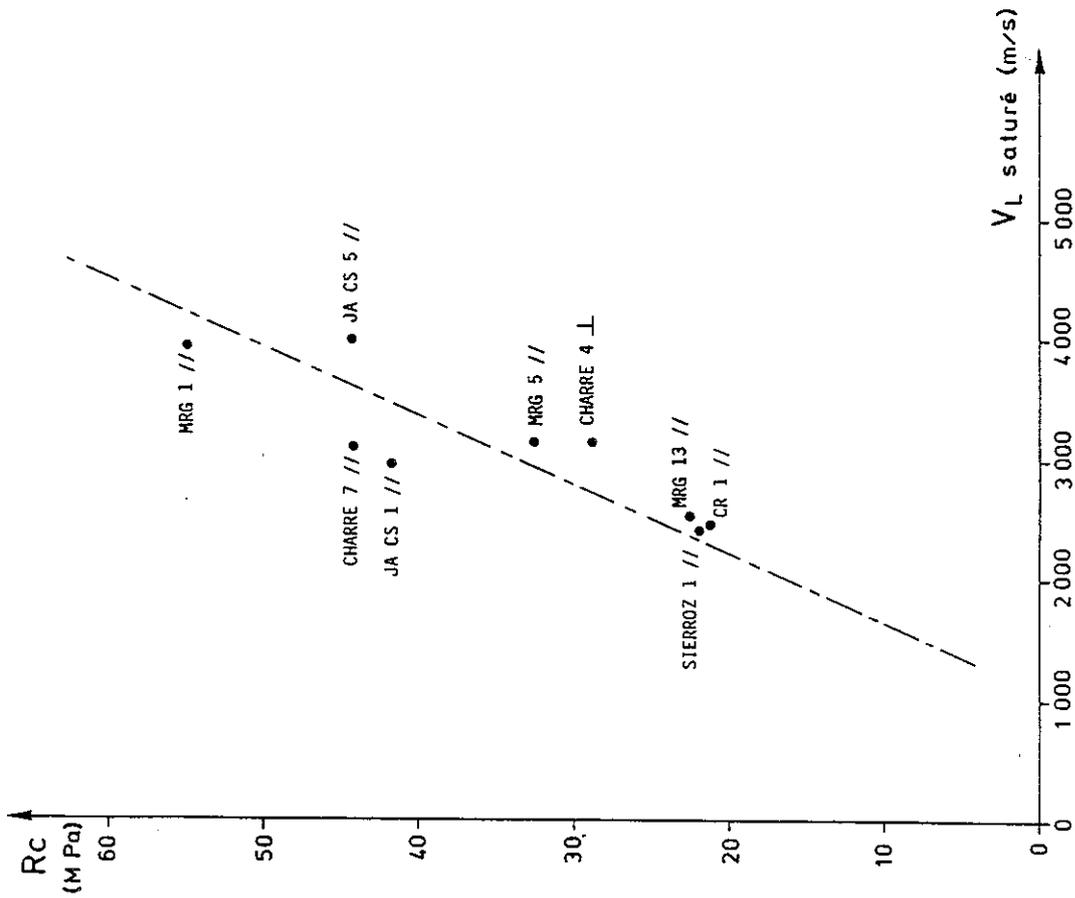


Fig. 2. 56. Relation entre résistance à la compression simple et vitesse "sonique" sur échantillons saturés

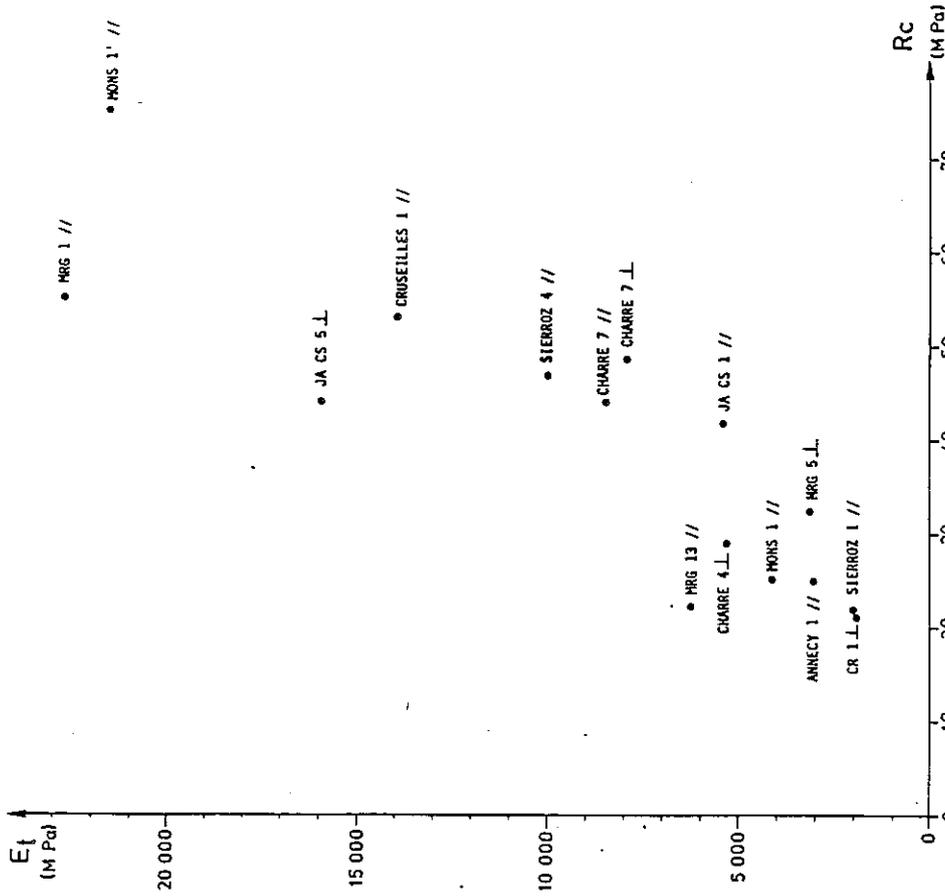


Fig. 2. 57. Relation entre Module de Young tangent (E_t) et résistance à la compression simple.

Cette observation vaut aussi pour divers faciès de la molasse d'eau "douce" inférieure du bassin de Genève qui ont fait l'objet d'études géotechniques à l'occasion de grands chantiers :

- le "Chattien" supérieur, concerné par le contournement autoroutier de la ville de Genève, au niveau de la colline de Confignon ;
- le "Chattien" inférieur, pour le percement des anneaux du CERN (synchrotron, 1972, puis LEP, 1982).

L'ensemble des mesures effectuées à ces occasions est rassemblé sur la Fig. 2. 58 .

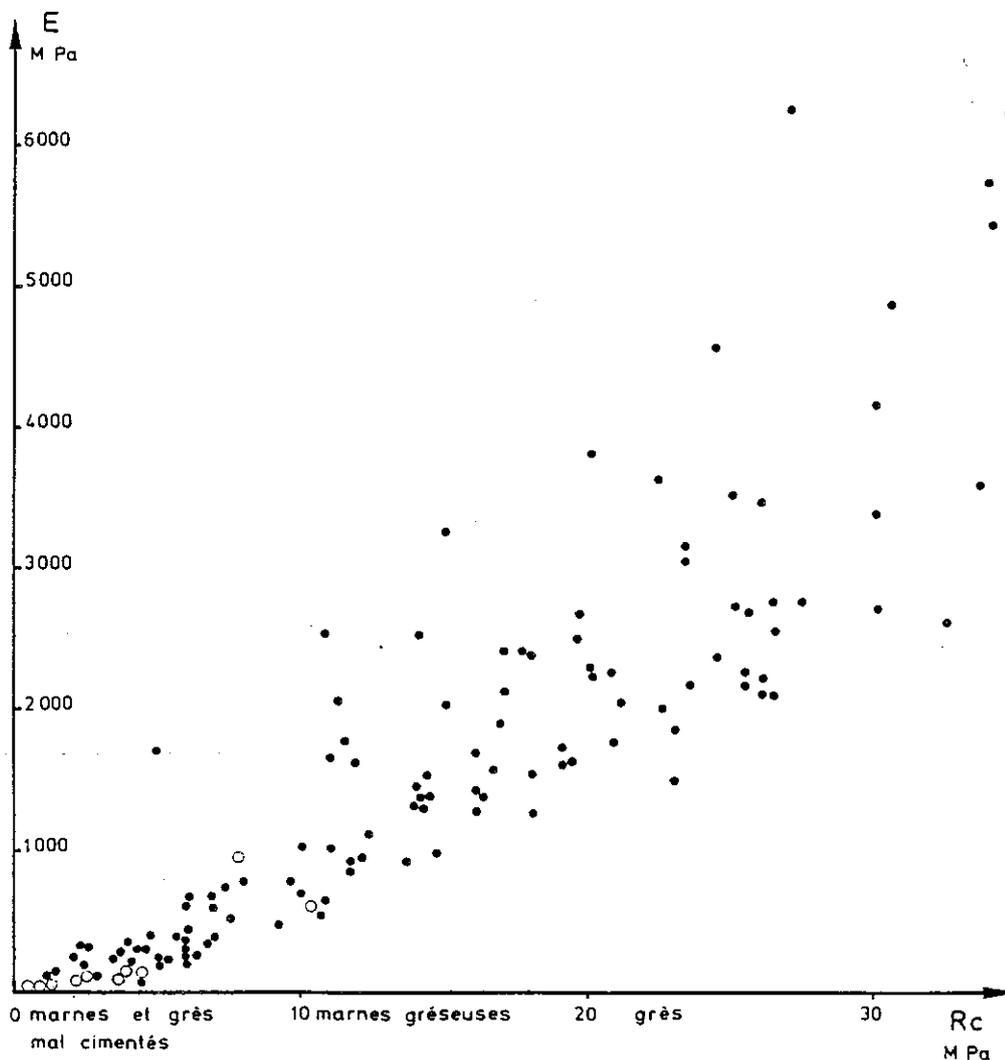
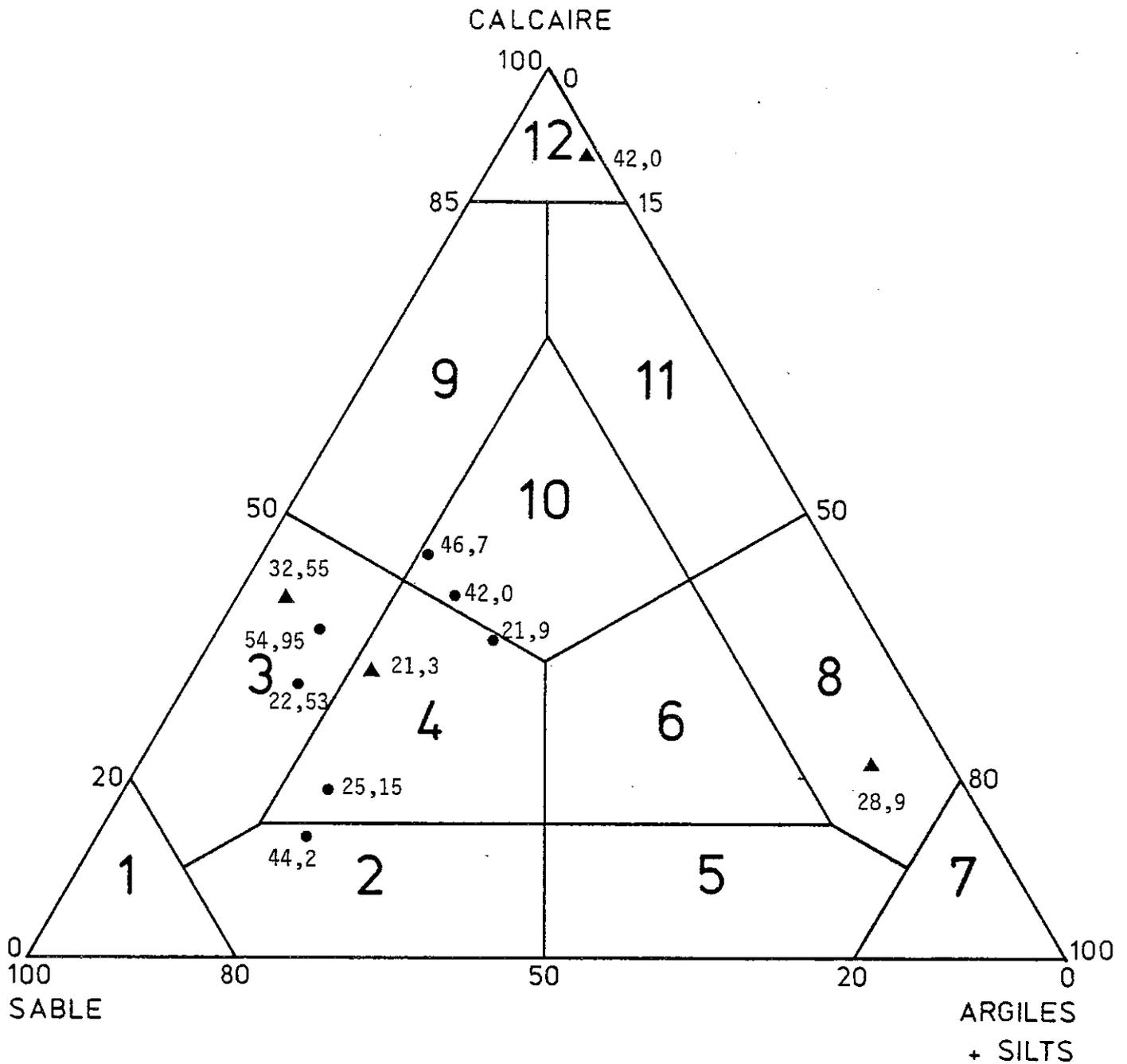


Fig. 2. 58. Module de déformation (E) par rapport à la résistance à la compression simple (Rc) pour les molasses du bassin genevois.

- : "Chattien" supérieur (projet du tunnel de Confignon)
- : "Chattien" inférieur (projets CERN)



- | | | |
|-----------------|----------------------------|----------------------------|
| 1 Grès | 5 Argile gréseuse | 9 Calcaire gréseux |
| 2 Grès argileux | 6 Argile calcaréo-gréseuse | 10 Calcaire argilo-gréseux |
| 3 Grès calcaire | 7 Argile | 11 Calcaire marneux |
| 4 Grès marneux | 8 Marne argileuse | 12 Calcaire |

Fig. 2. 59. Valeurs de résistance à la compression simple (M Pa) de faciès molassiques du bassin savoyard.

▲ : échantillon prélevé perpendiculairement au litage
 ● : échantillon prélevé parallèlement au litage

Ici également, on note la médiocrité des résultats obtenus avec les roches mal cimentées, et leur très grande dispersion dans les catégories plus résitantes.

Pour les marnes grises à gypse de Confignon, la résistance à la compression simple est comprise entre 0,3 et 10,4 MPa, le module d'élasticité entre 0,96 et 96,2 MPa, et le coefficient de Poisson généralement entre 0,4 et 0,5.

I.2.2. Relation entre la résistance à la compression simple et le lithofaciès (Fig.2.59)

Il apparaît que la résistance à la compression simple dépend surtout de l'induration du faciès molassique. Pour des faciès fortement indurés, donc où le ciment calcaire est important (faciès n° 3, 9, 10, 12), on obtient des valeurs généralement supérieures à 40 MPa. Pour les autres lithofaciès, elles ne dépassent pas 30 MPa.

Mais là encore, nous rappelons qu'avant toute autre considération, l'altération du matériau est déterminante quant aux caractéristiques mécaniques.

II. ESSAIS BRÉSILIENS DE RESISTANCE A LA TRACTION

II.1. MODE OPERATOIRE

Il s'agit en fait d'un essai de traction indirecte, très employé parce que sa mise en oeuvre est simple.

Nous effectuons un essai de compression diamétrale sur un disque de matériau. Cette compression induit des contraintes de traction normales au diamètre ; elles sont à peu près constantes dans une région voisine du centre de l'échantillon. La résistance à la traction est calculée au point où la contrainte est maximale, c'est-à-dire au centre du disque ; en supposant que la contrainte radiale de compression n'a pas d'influence sur la rupture, on applique la relation :

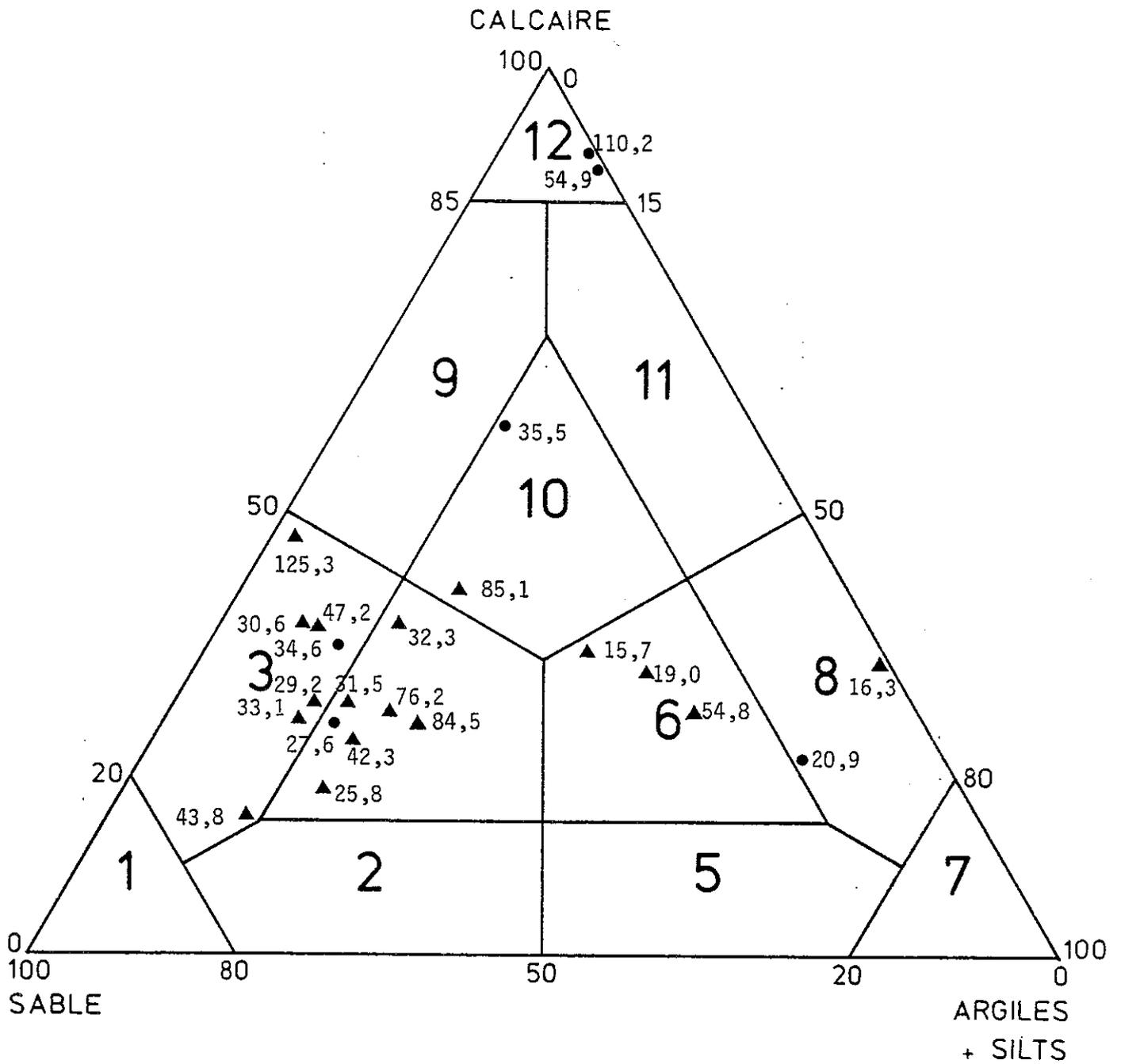
$$R_{TB} = \frac{F}{\pi R L}$$

R_{TB} : résistance à la traction brésilienne

F : charge appliquée

R : rayon du disque

L : épaisseur du disque



- | | | |
|-----------------|----------------------------|----------------------------|
| 1 Grès | 5 Argile gréseuse | 9 Calcaire gréseux |
| 2 Grès argileux | 6 Argile calcaréo-gréseuse | 10 Calcaire argilo-gréseux |
| 3 Grès calcaire | 7 Argile | 11 Calcaire marneux |
| 4 Grès marneux | 8 Marne argileuse | 12 Calcaire |

Fig. 2. 60. Valeurs de résistance à la traction brésilienne (M Pa) en fonction des lithofaciès molassiques testés.



On place des cartons entre l'échantillon et les plateaux de la presse, afin d'obtenir une meilleure répartition de la charge.

Nous avons essayé de réduire la dispersion des résultats, déjà importante avec cet essai, en utilisant des éprouvettes de taille constante ($\emptyset = L = 40$ mm).

II.2. Interprétation des résultats

Les valeurs obtenues sont rassemblées dans le tableau 2.19 .

Les mesures les plus nombreuses ont été effectuées sur des échantillons prélevés perpendiculairement à la stratification. Mais parfois, les éprouvettes étaient au contraire parallèles et, dans ce cas, le litage a été disposé soit perpendiculairement, soit parallèlement à la compression (Tableau 2.19). Sur ces faciès molassiques aussi variés que ceux testés ici, il apparaît que l'essai brésilien donne des résultats beaucoup trop dispersés pour être réellement exploitables. De même, reportées sur le diagramme triangulaire des lithofaciès (Fig.2.60) les valeurs de R_{TB} ne présentent aucune répartition préférentielle. Simplement, les faciès à dominante marneuse (lithofaciès n°5 ; 6 ; 7 ; 8) montrent les valeurs les plus faibles.

III. RELATION ENTRE RESISTANCES A LA COMPRESSION SIMPLE (R_C) ET A LA TRACTION BRÉSILIENNE (R_{TB})

Sur les échantillons que nous avons testés aussi bien en compression simple qu'en traction brésilienne (Fig.2.61) nous voyons, fait normal, que l'accroissement de l'une des grandeurs accompagne l'accroissement de l'autre. Mais les points restent très dispersés : en effet, les valeurs du rapport R_C/R_{TB} s'échelonnent de 4 à 12.

Etage	Echantillon	Lithofaciès	densité	Résistance à la traction brésillienne		
				RTB	(N Pa)	
"HELVIETIEN"	Stierroz 22	Grès fins grès	2,66	79,6		
	Stierroz 13	Grès micacés grossier, grès	2,44	58,4		
	Stierroz 14	Grès micacés moyen, grès	2,31	30,6		
	Nèphes 7	Marnes silt- teuses, grèses	2,22			20,9
	Crempigny 1	Grès moyen calcaire	2,37	17,0		26,1
	Crempigny 5	Grès moyen calcaire	2,37		48,7	32,1
	Crempigny 6	Grès grossier calcaire	2,71	125,13		
	Eparris 2	Grès moyen marneux	2,31	42,3		
	Eparris 7	Microcongl. ciment grésieux	2,63	112,1		
	Alby/Chéran 1	Grès calcaire	2,45	47,8		27,6
Alby/Chéran 3	Grès marneux	2,35				
Alby/Chéran 4	Grès calcaire	2,40	29,2			
Alby/Chéran 6	Grès calcaire	2,45			34,6	
Alby/Chéran 7	Grès marneux	2,24			31,5	
Nèphes 11	Grès de saint Sylvestres	2,60	99,3		85,4	
Stierroz 6	Calcaire beige	2,54	62,0			
Formant 7	Grès fin marneux	2,50	102,3			
Eparris 8	Grès moyen marneux	2,28	32,3		15,4	
Eparris 16	Marnes silt. bioturbées	2,34	16,3			
Eparris 17	Marnes silt. bioturbées	2,42	19,0		18,9	
Eparris 18	Marnes silt. bioturbées	2,43	15,7			
JamaLoup 1	Calc. argilo- grésieux	2,48	85,1	84,4	77,7	
JamaLoup 5	Calcaire	2,54		102,0	110,2	
Lorette 1	Calc. argilo- grésieux	2,50			35,5	

Etage	Echantillon	Lithofaciès	densité	Résistance à la traction brésillienne		
				RTB	(N Pa)	
"CHATTIEN" INFÉRIEUR	Mons 5	Calcaire blanc	2,37		33,9	54,9
	CHARRE 7	Grès moyen marneux	2,55	55,7	31,1	60,1
	CHARRE 4	Grès fin marneux	2,54	61,4		50,1
	EVIRES 10	Grès marneux	2,59	84,5	60,8	66,5
	EVIRES 9	Grès grossier calcaire	2,43	33,1		
	EVIRES 4	Grès fin argilleux	2,56	54,8		
	EVIRES 2	Grès fin marneux	2,57	41,1		
	MKG 1	Grès moyen calcaire	2,50	47,2	52,8	62,9
	MKG 2	Grès fin calcaire	2,63	117,6	113,4	116,4
	MKG 5	Grès fin calcaire	2,56	66,7	27,8	
	MKG 6	Grès fin calcaire	2,54		28,1	56,1
	MKG 12	Grès fin calcaire	2,45			47,7
	MKG 13	Grès moyen calcaire	2,39	35,5		
	Pringy 2	Grès marneux fin	2,58	76,2		54,3
	Pringy 3	Grès marneux fin	2,58	48,6		63,4
	Crusellies 1	Grès fin à ciment calc.	2,44	54,2		
	Mons 1	Grès fin calcaire	2,50	28,6		
Pt de Brogny 2	Grès grossier gris-vert	2,67	81,4			
Pt de Brogny 3	Grès grossier	2,39		36,9		
Vernier 13-2	Grès fin argilleux	2,46	25,1			
VILLY OTA 381	Grès fin calc. micacé	2,48	43,8			
ANNÉCY	Grès marneux grossier, vert	2,42	25,8		26,6	

Tableau 2, 19, Essais brésilliens de traction sur des faciès molassiques

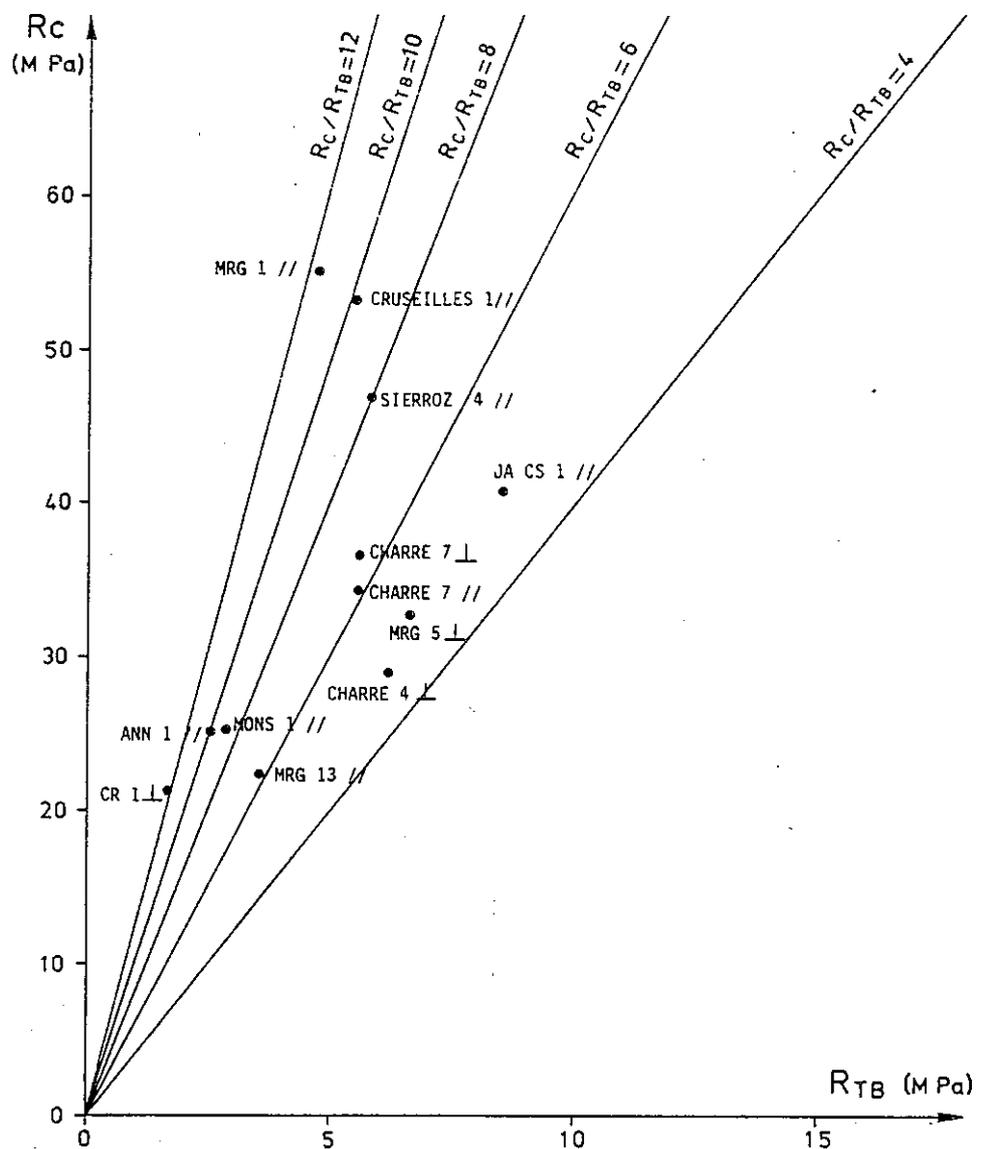


Fig. 2. 61. Résistance à la compression simple (R_c) en fonction de la résistance à l'essai brésilien de traction (R_{TB}).

Des relations du même genre ont été constatées sur les faciès du "Chattien" inférieur du bassin de Genève (CERN ; projet LEP) (Fig.2.62). Là encore, la dispersion est très importante, le rapport R_c/R_{TB} évoluant de 6 à 17.

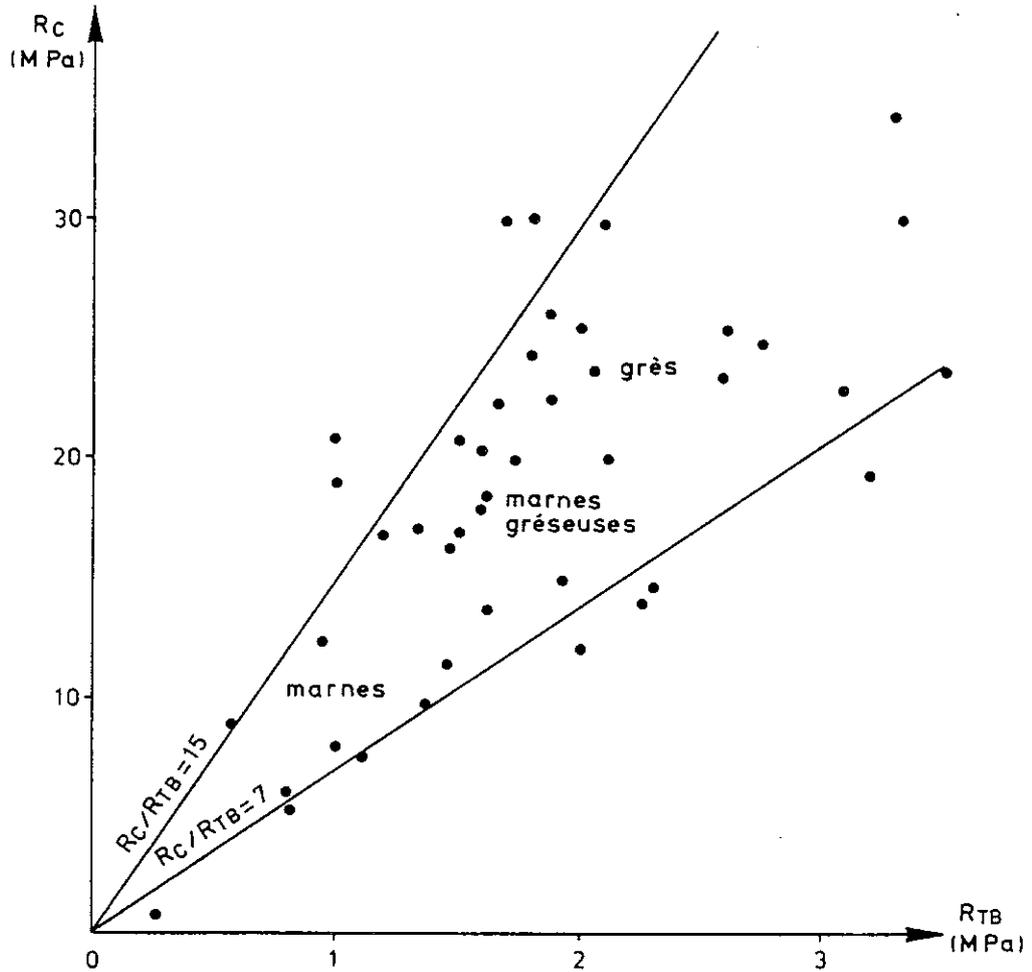


Fig. 2.62. Résistance à la compression simple (R_c) par rapport à la résistance à la traction brésilienne (R_{TB}) sur les faciès du "Chattien" inférieur du bassin de Genève.
(d'après CERN, rapport du bureau DERIAZ).

IV. CONCLUSION

Il apparaît donc que, pour les molasses étudiées, l'essai de compression simple apporte des résultats intéressants ; il n'en va pas de même pour l'essai brésilien. Ce dernier n'apporte rien, du fait d'une trop grande dispersion des résultats, et ne vaut pas d'être effectué. Un essai intéressant, que nous n'avons pas réalisé, faute d'un nombre suffisant d'éprouvettes, est la mesure du coefficient de ramollissement.

Celui-ci exprime le rapport entre la résistance à l'écrasement d'un échantillon saturé et celle d'un échantillon sec : plus le coefficient de ramollissement est faible, plus la roche est sensible à l'eau, donc gélive ; au contraire, s'il est voisin de 1. L'intérêt de l'essai de compression simple, dans le cas des molasses, est sa relation directe avec un critère de durabilité. On peut encore affiner cette première donnée en mesurant le coefficient de ramollissement.

C H A P I T R E VII

LES MINÉRAUX PHYLLITEUX DU BASSIN MOLASSIQUE SAVOYARD

I. INTRODUCTION

Si des problèmes apparaissent lors de travaux de génie civil dans la molasse, cela est souvent dû à la lithologie de ce sédiment, riche en marnes et argiles. Nous ne citerons, à ce propos, que les ennuis survenus pendant le percement du tunnel du Bourget du lac, lors de la rencontre avec la série marnosiltogréseuse de l'"Helvétien", au niveau de la vallée du Flon (versant occidental de la chaîne de l'Épine).

Le comportement de ces niveaux au percement et leur tenue ont surpris les techniciens : altération très rapide, foisonnement important, etc. Les problèmes de tenue des parois, avec parmi les conséquences, la création de nombreux hors-profils, etc., ont entraîné, en plus des retards, d'importantes dépenses supplémentaires pour l'entreprise. Marnes et argiles sont présentes, ainsi que nous l'avons vu (1ère partie, chap.II), dans diverses divisions stratigraphiques, et parfois en forte proportion :

- la Molasse marine supérieure : "Helvétien",
- la Molasse d'eau "douce" inférieure Aquitanien
 "Chattien" supérieur,
 "Chattien" inférieur.

Dans le cas du "Chattien" supérieur, les problèmes sont d'autre part parfois aggravés par l'existence de gypse en proportion non négligeable.

Les minéraux phylliteux sont présents dans les sédiments molassiques sous diverses formes. :

- dans les grès, comme éléments détritiques (muscovite, biotite, ...)
- dans le ciment argileux de certains faciès gréseux (surtout dans la molasse d'eau "douce" inférieur) ou dans la phase argileuse de calcaires d'eau douce ;
- en bancs d'argiles ou de marnes alternant avec des niveaux gréseux ou calcaires, ce qui est le cas le plus fréquent, soit dans la molasse d'eau "douce" inférieure, soit dans la molasse marine supérieure (principalement dans l'"Helvétien").

Le but de cette étude est de déterminer quelles sont les paragenèses argileuses présentes dans les sédiments du bassin molassique, et si celles-ci connaissent des modifications latérales afin de définir les niveaux et les aires où des phénomènes importants de gonflement seraient à craindre.

Dans cette intention, nous nous sommes presque exclusivement adressé aux niveaux purement marneux ou argileux, et ce pour deux raisons :

- ils sont plus aisés à échantillonner et à traiter dans cette optique ;
- même en simples intercalations dans un ensemble de bancs compétents, c'est eux qui seraient à l'origine des problèmes techniques, par suite d'altération, de gonflement, etc.

Les coupes suivantes ont été échantillonnées :

- le Sierroz-Nant de la Forêt,
- le Fornant,
- les Eparris.

Pour plus de précision quant à la localisation stratigraphique et la lithologie des échantillons, se référer aux coupes détaillées de la 1ère partie, chapitre II.

D'autres échantillons ont été prélevés aux endroits suivants :

- ruisseau du Jamaloup (X = 881,5 ; Y = 2 117) ;
- région genevoise (Vernier et Confignon) (X = 889 ; Y = 141,5 et 137) ;
- plateau d'Evires, et plus précisément :
 échantillon MRA 11 : Vovray en Bornes (X = 894,4 ; Y = 2 125,8),
 échantillon MRA 10 et MRA 9 : Baudy (X = 894,1 ; Y = 2 123,8),
 échantillon MRA 8 : D.15 vers la Grange (X = 895,2 ; Y = 2 126,7),
 échantillon MRA 3 : Le Foron (X = 906 ; Y = 2 124,2),
 échantillon Mornex 2 : (X = 900 ; Y = 136).

II. GENERALITES SUR LES PHYLLITES DU BASSIN MOLASSIQUE

Les minéraux argileux les plus fréquents dans la série molassique sont les suivants :

- Illite-micas
- Chlorite
- Montmorillonite
- Interstratifiés : Illite-Montmorillonite irréguliers
 Montmorillonite-Chlorite
- rarement de la Kaolinite.

L'illite et la chlorite sont omniprésents dans les terrains molassiques. La montmorillonite est abondante dans les sédiments terrigènes continentaux tertiaires (MONNIER, 1979).

Dans son étude sur les corrélations minéralogiques et la diagenèse dans le bassin molassique suisse, MONNIER a constaté que la montmorillonite était présente dans tous les forages étudiés, mais seulement jusqu'à une profondeur critique, à partir de laquelle elle était relayée par les interstratifiés. La montmorillonite (smectite, pour MONNIER), passe de 70 % environ à 0 %, de la surface à 2 300 m de profondeur. MONNIER tente ainsi de définir un gradient de disparition de la smectite : il aboutit à une valeur de 30 à 26 % par km. Il émet donc l'hypothèse d'un lien entre la disparition de la smectite et le gradient géothermique.

Dans la zone proximale du bassin, la limite supérieure de la zone de transition se trouve à la profondeur moyenne de 2 000 m.

En zone distale, l'enfouissement des sédiments est toujours trop faible pour que les transformations s'opèrent.

Donc, selon MONNIER, la molasse comprise entre la surface et la profondeur critique de la disparition de la smectite, est constituée essentiellement de smectite, illite-micas, chlorite (c'est la composition argileuse de la zone distale et des séries supérieures des zones médiane et proximale).

Les interstratifiés apparaissent surtout sous la profondeur critique de disparition de la smectite.

Enfin, MONNIER a déterminé que, dans la molasse "Chattienne" de la province occidentale, les interstratifiés sont du type chlorite-smectite ; ailleurs, ils sont généralement du type illite-smectite irréguliers.

La kaolinite n'apparaît, dans la molasse suisse, qu'à la base du Tertiaire en forage, et dans les zones de bordure du bassin (HOFMANN et PETERS, 1969), ainsi que dans les niveaux rouges du Sidérolithique (HOFMANN, 1960 ; VERNET, 1958, 1963 ; SITTNER, 1965 ; AUBERT, 1975). Par contre, elle est présente dans une bonne partie de la molasse oligocène de Bavière.

Le génie civil va surtout prêter une grande attention à la montmorillonite (smectite) et aux interstratifiés en contenant. Illite, chlorite et kaolinite, n'étant pas des minéraux phylliteux sujets à d'importants gonflements, sont considérés comme moins dangereux.

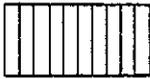
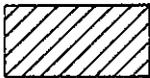
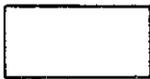
III. ESSAIS REALISES ET MODE DE PRESENTATION DES RESULTATS

Deux opérations ont été effectuées sur les échantillons :

- un tamisage, puis une densimétrie sur la fraction inférieure à 40 μ . Cela a permis de tracer la courbe granulométrique ;
- une diffraction X sur la fraction inférieure à 2 μ , afin de déterminer la nature et les proportions relatives des paragenèses argileuses.

Notre optique étant le génie civil, nous appellerons argile la fraction du sédiment inférieure à 2 μ .

Les pourcentages des minéraux argileux sont représentés graphiquement. Les figurés suivants sont utilisés :

	Montmorillonite	} Minéraux phylliteux gonflants
	Interstratifiés (à illite, montmorillonite chlorite)	
	Illite	} Minéraux phylliteux non gonflants.
	Chlorite	
	Kaolinite	

Au-dessous de cette représentation, un second cartouche figure le pourcentage de la fraction inférieure à 2 μ (argile) par rapport à la roche totale.

En effet, outre la présence en plus ou moins grande proportion de minéraux phylliteux gonflants (montmorillonite, interstratifiés) au sein de la fraction argileuse, il faut considérer le pourcentage de cette dernière par rapport à la roche totale, facteur plus ou moins multiplicateur du risque potentiel amené par les minéraux gonflants.

IV. COMMENTAIRE DES RESULTATS

IV.1. Granulométrie des marnes molassiques (Fig.2.63, 2.64, 2.65)

L'allure des courbes granulométriques permet, sauf exception, de caractériser le milieu de dépôt du sédiment étudié : molasse marine ou d'eau "douce".

Les échantillons appartenant à la molasse marine supérieure (Fig.2.63 a-b ; Fig.2.64 a) présentent une granulométrie très étalée avec une fraction inférieure à 10 μ relativement importante (plus de 50 %). De plus, ces sédiments, qu'ils proviennent de Sierroz ou du Fornant, de l'"Helvétien" ou du Burdigalien, possèdent des courbes granulométriques relativement superposables.

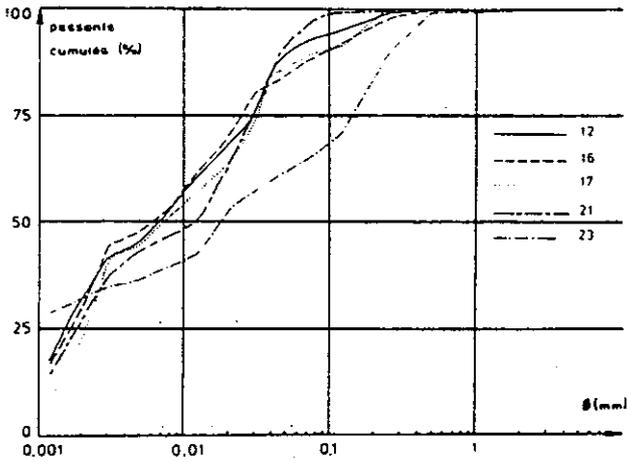
Les échantillons de la molasse d'eau "douce" inférieure (Fig.2.63 c-d, Fig.2.64 b-c-d ; Fig.2.65 a-b-c) ont pour la plupart des courbes sigmoïdes très nettes, présentant un pic aux alentours de 20-30 μ . Le tri granulométrique est un peu moins poussé pour le "Chattien" supérieur du Sierroz-Nant de la Forêt (Fig.2.63 d). Deux groupes d'exceptions à ce classement apparaissent : les sédiments appartenant à la molasse d'eau "douce" inférieure ("Chattien" inférieur et supérieur) du ruisseau du Jamaloup (Fig.2.65 b) ont une granulométrie étalée, analogue à la molasse marine. Cela traduit vraisemblablement la proximité d'une zone d'apports détritiques. Il en va de même pour l'échantillon Fornant 18 (Fig.2.64 d) ("Chattien" inférieur).

IV.2. Evolution des pourcentages respectifs des minéraux argileux

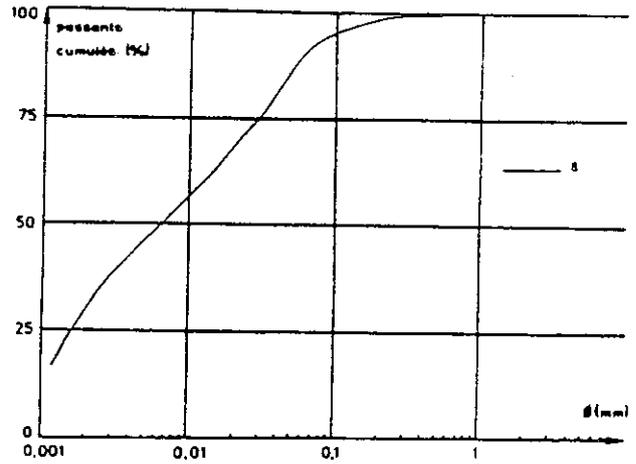
Il apparaît clairement que les teneurs respectives des différents minéraux phylliteux varient d'un étage stratigraphique à l'autre, de même que d'un échantillon à l'autre au sein d'un même étage (cf. Fig. 2.67 à 2.72).

Mais comme l'on pouvait s'en douter, cette variation existe également d'un banc à l'autre. La Figure 2.66 montre la représentation que permet d'obtenir un échantillonnage serré dans des bancs marneux, respectivement dans l'Aquitainien et le "Chattien" inférieur de Cran-Gevrier (Ouest d'Annecy). A l'intérieur d'un cyclothème, une tendance à la décroissance de la teneur en montmorillonite semble se dessiner du bas vers le haut ; les proportions des interstratifiés et de l'illite sont pratiquement constantes alors que le pourcentage de chlorite augmente.

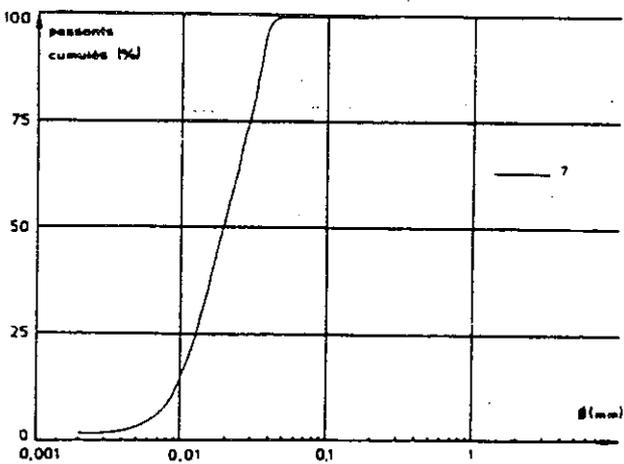
SIERROZ-NANT DE LA FORET



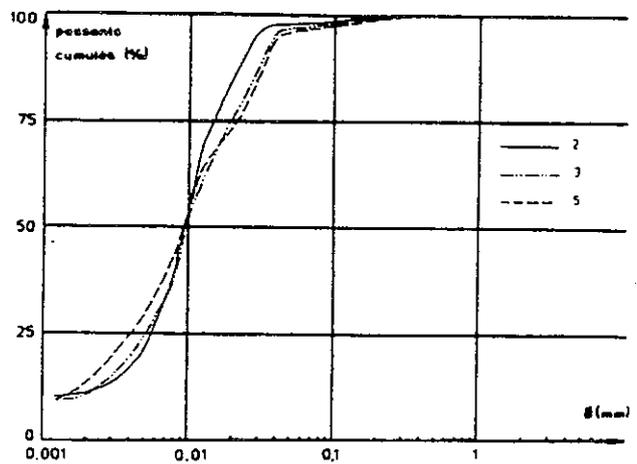
a- "Helvétien"



b- Burdigalien



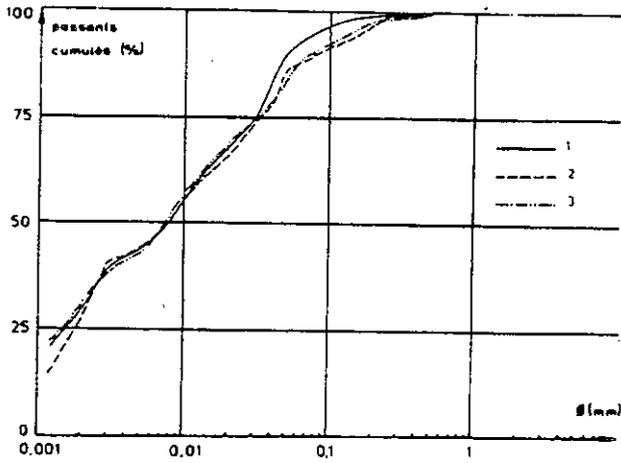
c- Aquitanien



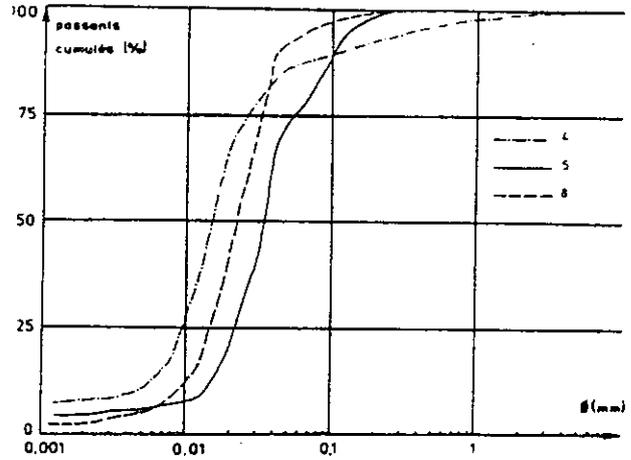
d- "Chattien" supérieur

Fig. 2.63

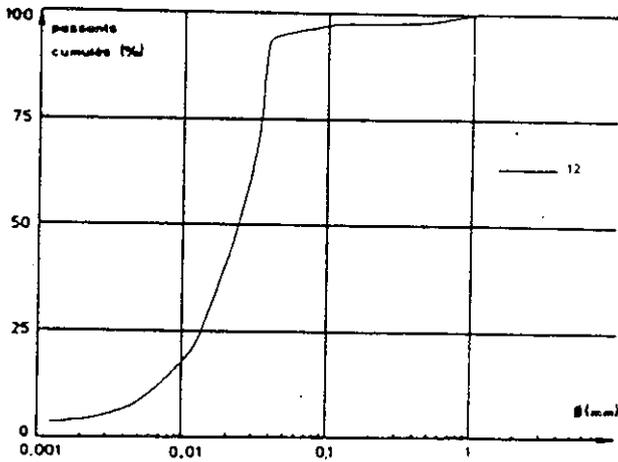
FORNANT



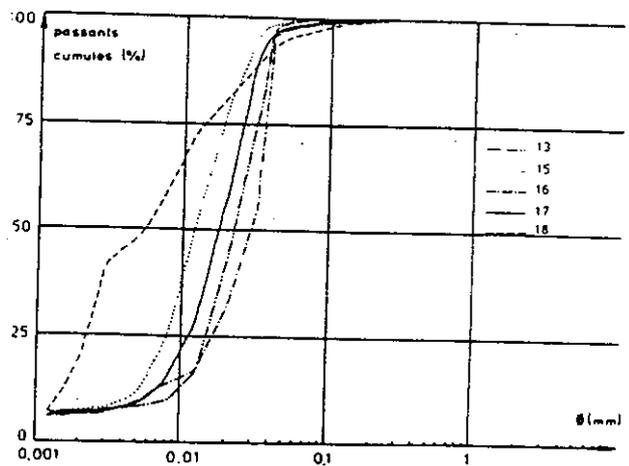
a- Burdigalien



b- Aquitanien



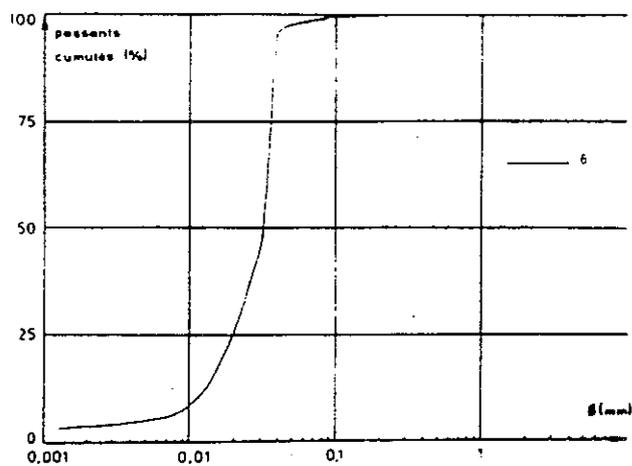
c- "Chattien" supérieur



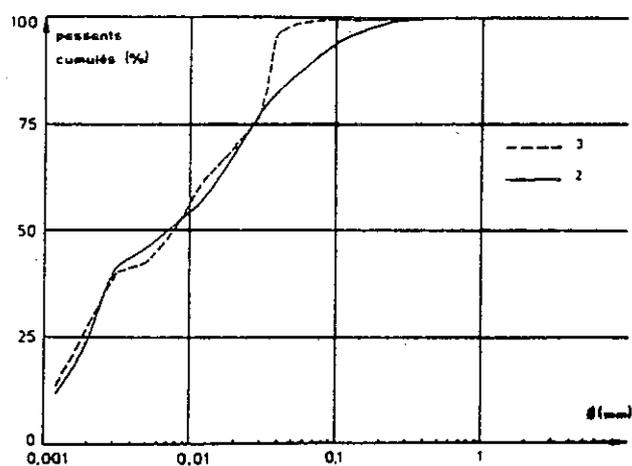
d- "Chattien" inférieur

Fig. 2.64

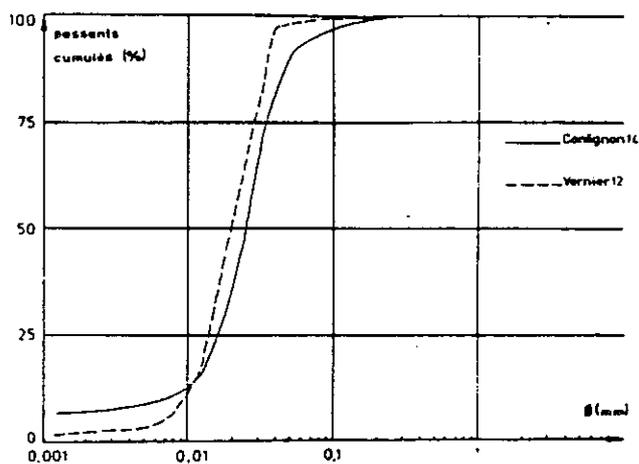
BASSIN DE FRANGY-RUMILLY-AIX



a- Les Eparris: Aquitanien

b- Le Jamaloup: "Chattien" supérieur (3)
"Chattien" inférieur (2)

BASSIN DE GENEVE

c- Confignon: "Chattien" supérieur (forage 14: 19,6m)
Vernier: "Chattien" inférieur (forage 12: 44,7m)

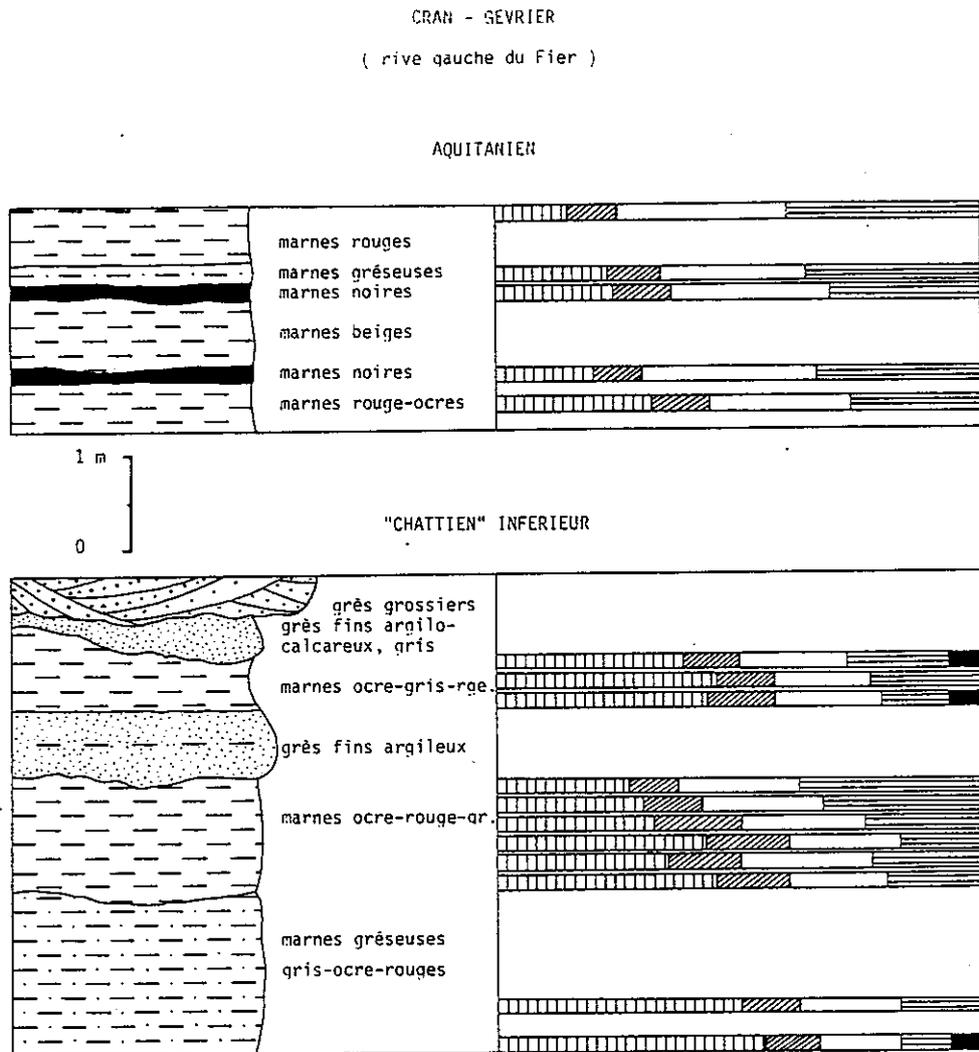


Fig. 2.66 Evolution des teneurs en minéraux argileux au niveau du cyclothème.

Ces indications doivent néanmoins être considérées avec prudence, vu le caractère ponctuel de ce type d'échantillonnage.

Dans le cas d'une étude de génie civil, on doit simplement retenir qu'une évaluation fiable des teneurs moyennes en minéraux gonflants exigerait un nombre significatif d'analyses.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 69 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

IV.3. Teneurs en argile des minéraux étudiés

Il a donc été décidé de considérer comme argile la fraction granulométrique inférieure à 2μ ; elle est déterminée par densimétrie. Les échantillons prélevés étant surtout marneux, cette fraction peut être importante (Tableau 2.21)

Elle est d'environ 30 % pour la molasse marine supérieure. Pour la molasse d'eau "douce" inférieure, le pourcentage moyen de la phase argileuse est environ 20 % de la roche totale. Les valeurs sont cependant beaucoup plus faibles au Fornant (environ 7 %) et dans la région de Genève, à Vernier et Confignon (environ 5 %).

IV.4. Teneurs en minéraux argileux gonflants

C'est cette partie de la phase argileuse qui réellement va conditionner le comportement des niveaux argilo-marneux molassiques. Lorsque le pourcentage des minéraux gonflants atteint ou dépasse 10 % de la roche totale, il faut considérer cette dernière avec beaucoup de circonspection. Outre ce pourcentage en minéraux gonflants, il faudrait également posséder des données relatives à leur répartition dans le "squelette" de la roche. Ces dernières nous faisant défaut, nous n'avons donc considéré que le premier point.

La molasse marine supérieure ("Helvétien" - Burdigalien) du bassin molassique savoyard présente des pourcentages élevés en minéraux gonflants : en moyenne 13 %.

Cette valeur défavorable est compensée, tout du moins en ce qui concerne le Burdigalien, par la faible proportion des épisodes marneux à l'intérieur d'un complexe à dominante gréseuse. Pour la molasse d'eau "douce" inférieure, cela est moins constant.

Dans l'Aquitanienn, si les minéraux gonflants composent 10 % de la roche au Sierroz, ils n'en représentent que 3 % au Fornant. Avec le "Chattien" supérieur, les teneurs en montmorillonite - interstratifiés sont faibles, surtout au Fornant (2 %). Il n'y a qu'au Jamaloup où elles atteignent 11 %.

Enfin, pour le "Chattien" inférieur, à part au Jamaloup (11 %), les valeurs sont généralement basses. La valeur de Vernier n'est pas représentative car basée sur un seul échantillon.

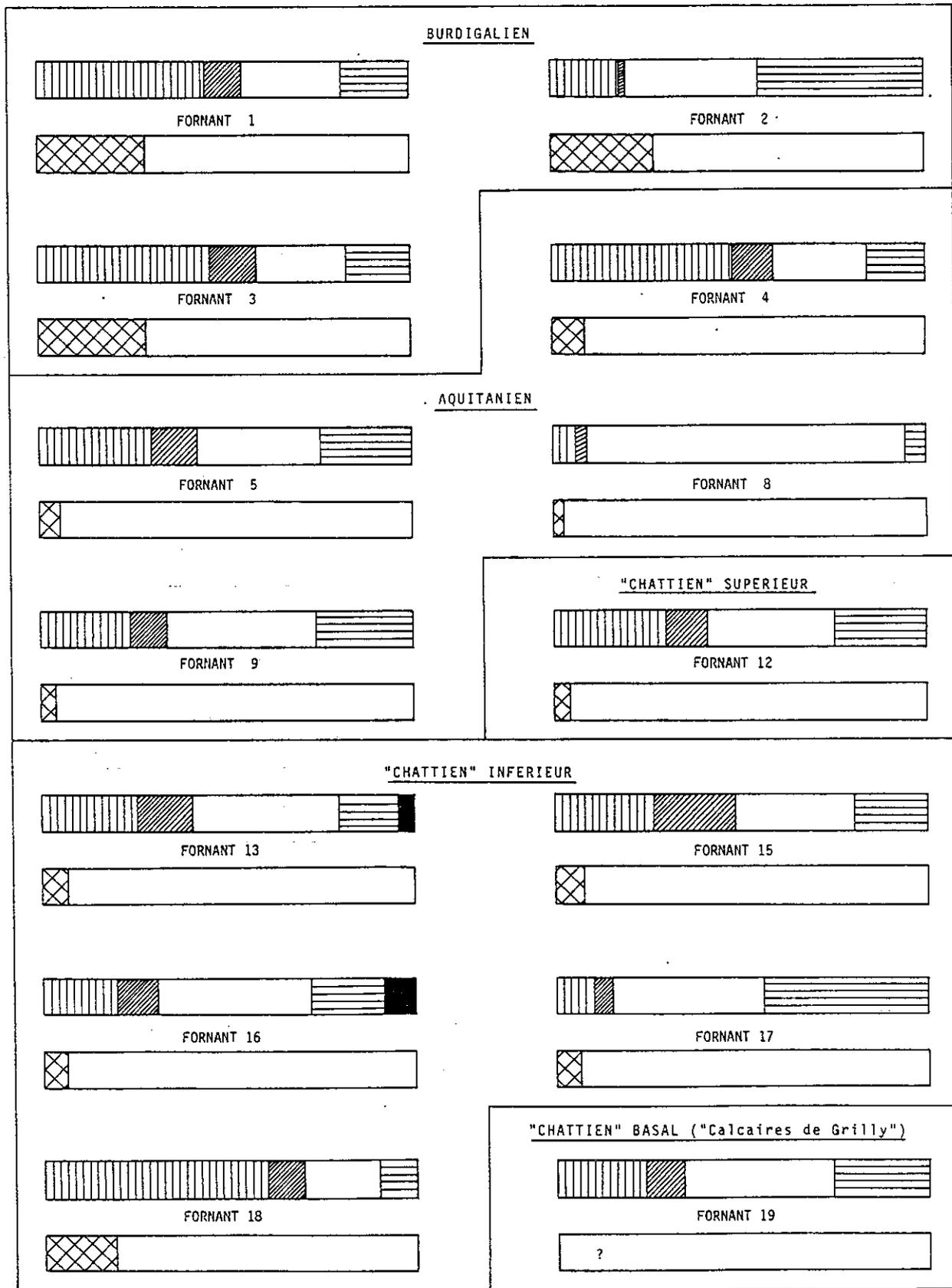
Des mesures plus nombreuses ont été faites dans la molasse d'eau "douce" du bassin de Genève, lors de l'étude du tracé de l'anneau du LEP, au profit du CERN (tableau 2.20).

	Minéraux considérés	Grès	Marnes	Marnes gréseuses
Composition minéralogique moyenne	Quartz	40 - 70	15 - 30	20 - 40
	Feldspaths	5 - 10	0 - 5	5
	Calcite	20 - 45	20 - 30	20 - 30
	Argile + Micas	5 - 20	45 - 60	20 - 45
Fraction argileuse	Illite et Micas		20 - 30	12 - 18
	Chlorite		15 - 18	10 - 14
	Argiles gonflantes de type montmorillonite		10 - 18	8 - 13

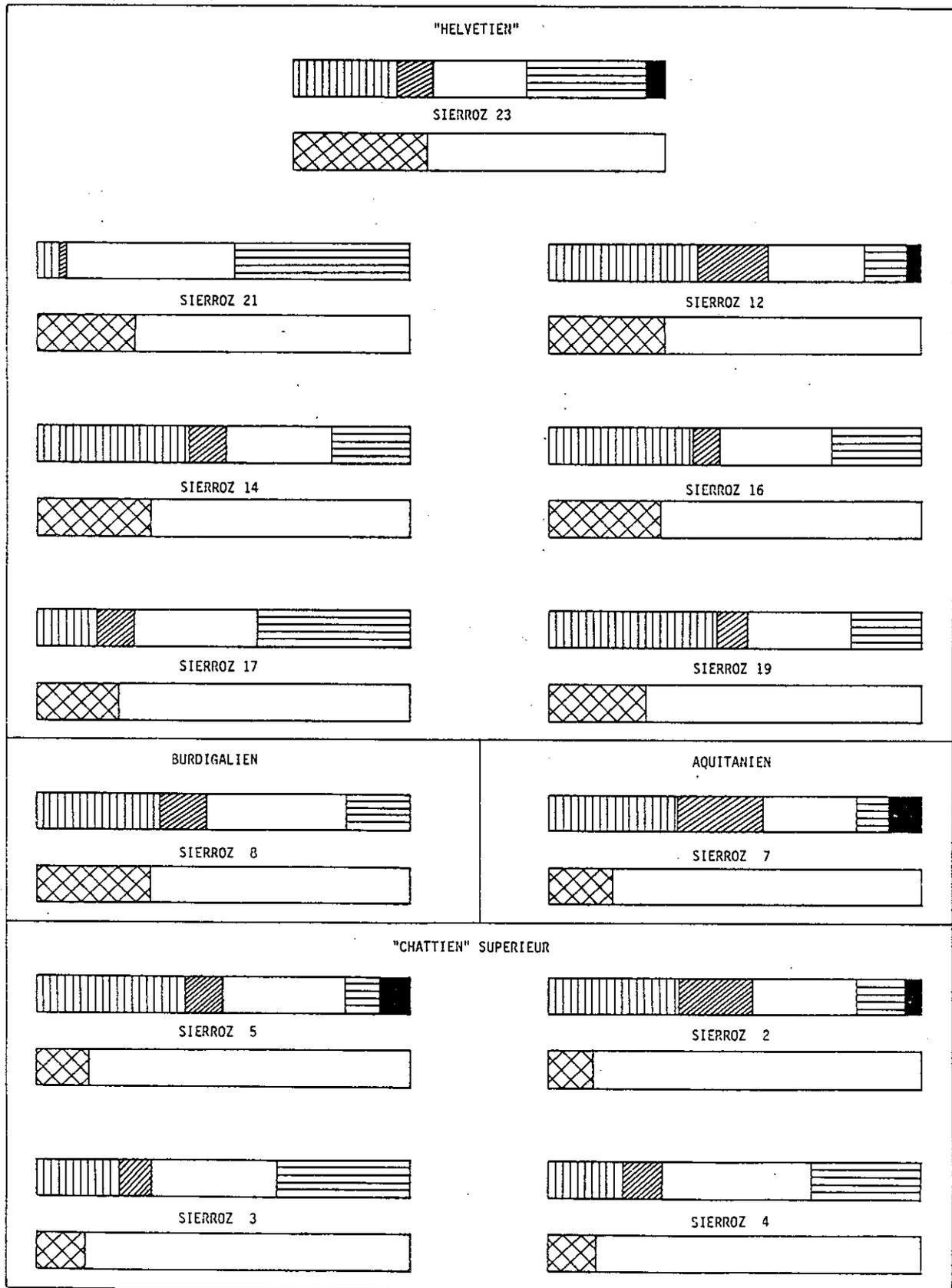
Tableau 2.20 Composition minéralogique moyenne (%) et composition de la fraction argileuse (%) des principaux faciès du "Chattien" inférieur du bassin de Genève (d'après C.E.R.N., étude du bureau DERIAZ, 1982).

IV.5. Distribution stratigraphique et pourcentages relatifs des minéraux argileux gonflants (montmorillonite - interstratifiés)

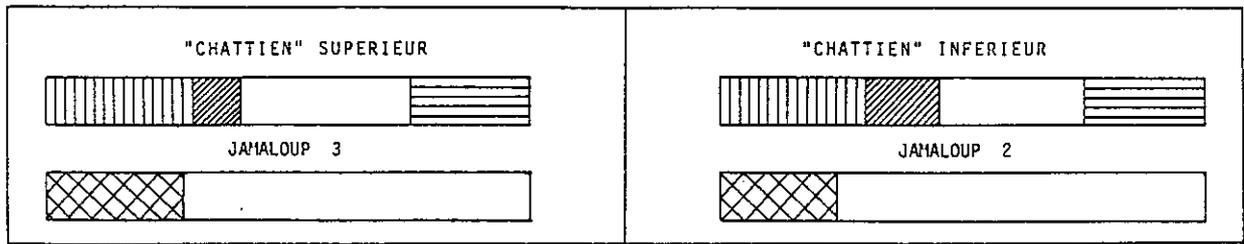
Un point important est la fréquence d'apparition des minéraux argileux gonflants. Montmorillonite et interstratifiés se retrouvent partout, dans toute la série molassique ainsi que dans l'ensemble du bassin savoyard. La montmorillonite l'emporte toujours sur les interstratifiés, ce qui correspond aux observations de MONNIER (1979) relatives aux terrains situés au-dessus de la profondeur critique de disparition de la smectite.



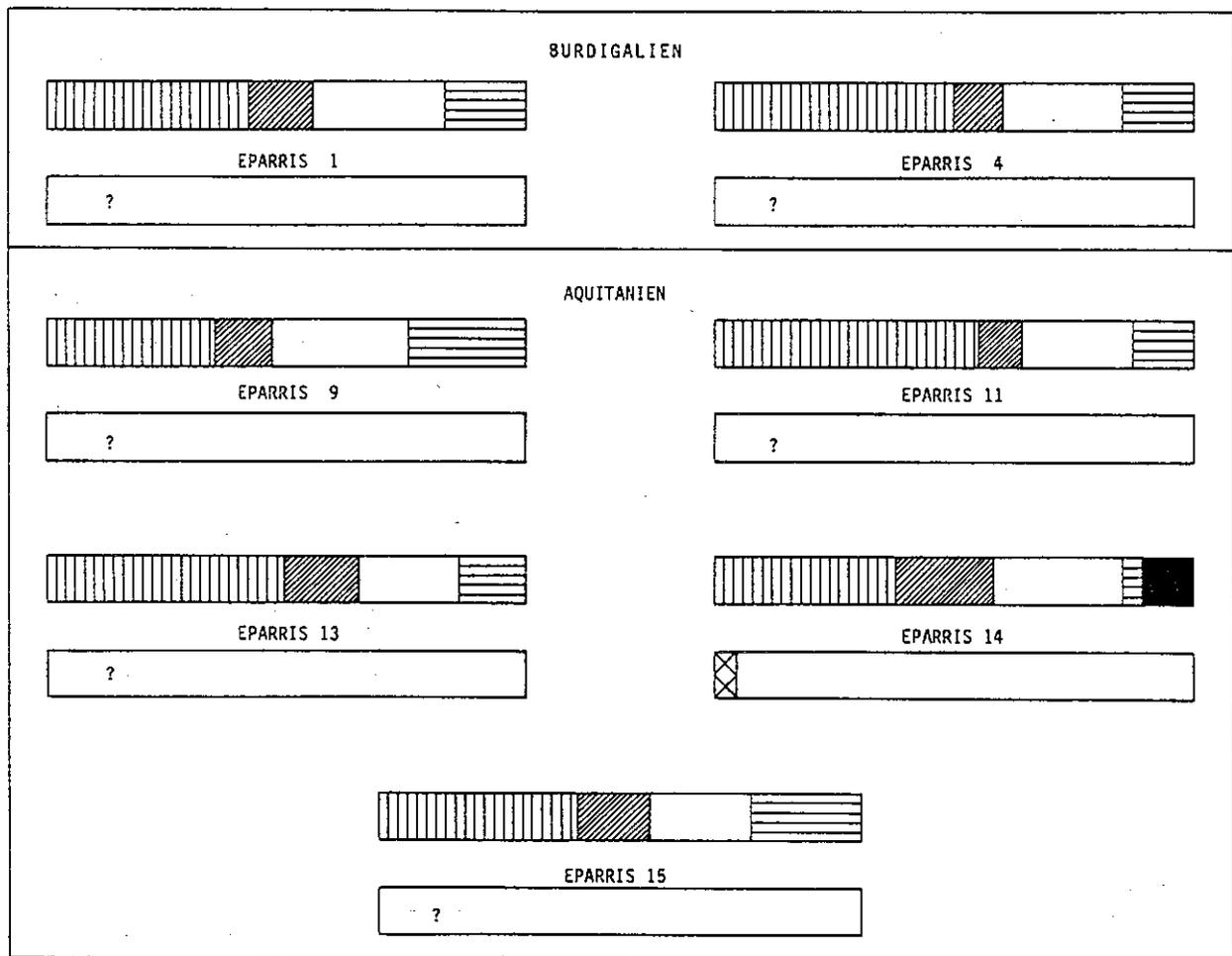
FORNANT
Fig. 2.67



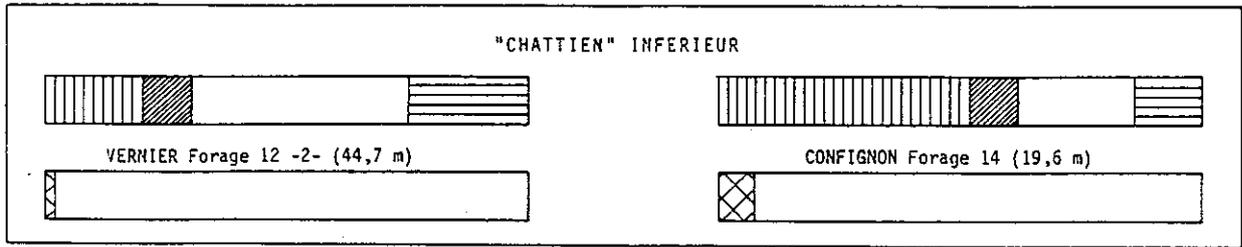
SIERROZ
Fig. 2.68



JAMALOU
Fig. 2.69

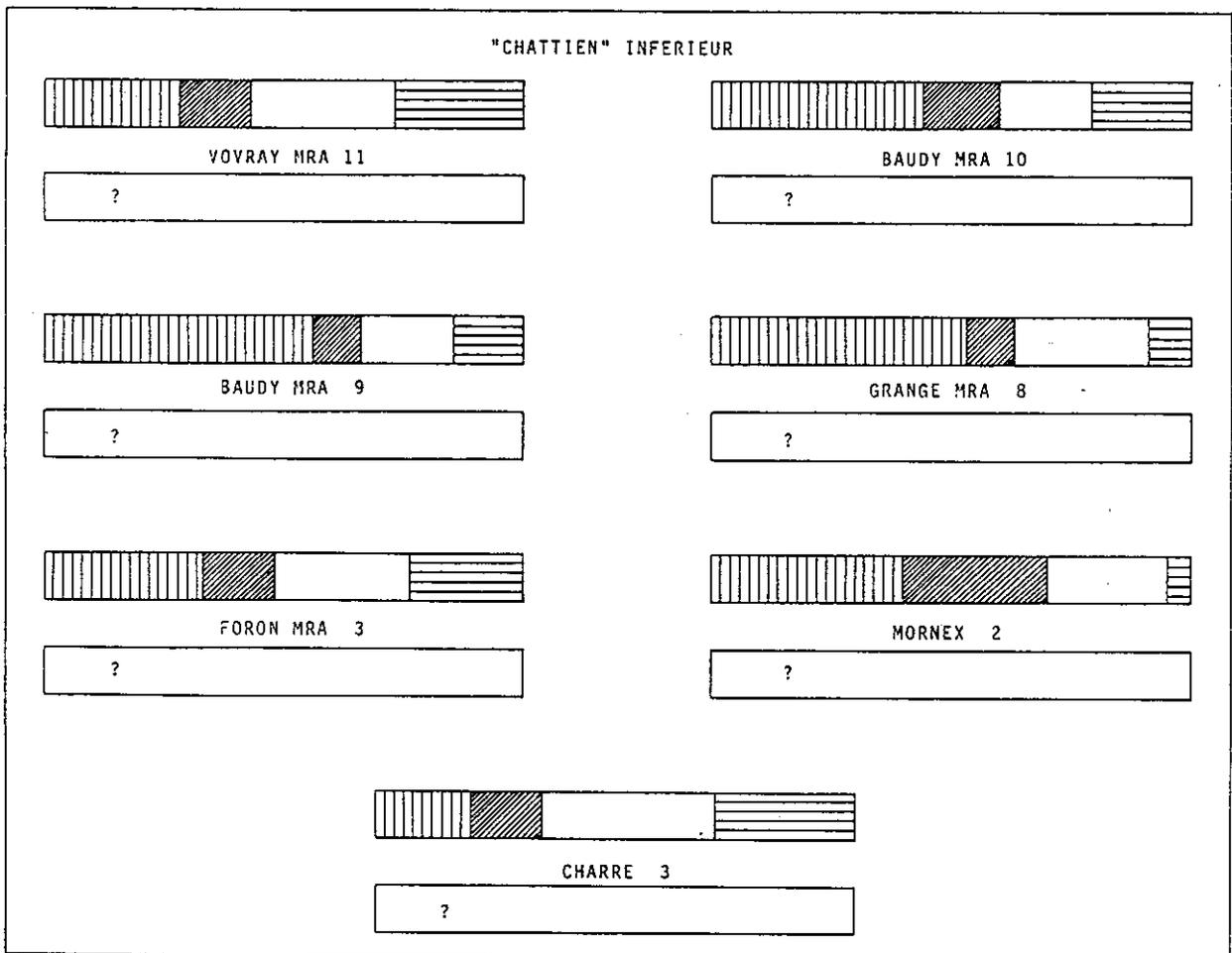


LES EPARRIS
Fig. 2.70



PLATEAU DE GENEVE

Fig. 2.71



PLATEAU D'EVIRES

Fig. 2.72

ETAGE	COUPE	POURCENTAGE MOYEN DE MONTMORILLONITE / % D'ARGILE	POURCENTAGE MOYEN D' INTERSTRATIFIES / % D'ARGILE	POURCENTAGE GLOBAL MOYEN DE MINERAUX GONFLANTS / % D'ARGILE	FRACTION < 2 μ (% MOYEN)	MINERAUX GONFLANTS < 2μ / ROCHE TOTALE (% MOYEN)
"HELV."	SIERROZ	30	10	40	28	11,2
BURDIGALIEN	SIERROZ	35	15	50	31	15,5
	EPARRIS	45	10	55	?	?
	FORNANT	35	10	45	29	13,1
AQUITANIEN	SIERROZ	35	25	60	17	10,2
	EPARRIS	45	15	60	?	?
	FORNANT	25	10	35	6	2,1
"CHATTIEN" SUPERIEUR	SIERROZ	30	10	40	13	5,2
	FORNANT	30	10	40	5	2,0
	JAMALOUP	30	10	40	28	11,2
	CONFIGNON	50	10	60	7	4,2
"CHATTIEN" INFERIEUR	FORNANT	30	15	45	9	4,1
	JAMALOUP	30	15	45	24	10,8
	VERNIER	20	10	30	2	0,6
	PLATEAU D'EVIRES	40	15	55	?	?
"CHATT" BASAL	FORNANT	45	15	60	?	?

Tableau 2.21

Le tableau 2.22 donne les proportions moyennes des minéraux phylliteux gonflants au sein de la fraction argileuse.

ETAGE	MONTMORILLONITE (% moyen)	INTERSTRATIFIES (% moyen)	ENSEMBLE DES MINERAUX ARGILEUX GONFLANTS (% moyen)
"HELVETIEN"	30	10	40
BURDIGALIEN	38	12	50
AQUITANIEN	35	17	52
"CHATTIEN" SUPERIEUR	35	10	45
"CHATTIEN" INFERIEUR	33	14	47

Tableau 2.22

Montmorillonite et interstratifiés se retrouvent partout dans des proportions voisines (leur rapport est toujours proche de 3).

L'ensemble des minéraux gonflants représente pratiquement la moitié de la phase argileuse, sauf pour l'"Helvétien" où leur pourcentage est un peu plus bas (40 %). Quant aux autres minéraux argileux, l'illite l'emporte toujours sur la chlorite, alors que la kaolinite n'apparaît qu'épisodiquement et dans des proportions négligeables.

V. LIMITES D'ATTERBERG

Les limites d'Atterberg ont été estimées au "fall-cone".

La figure 2.68 indique la position des échantillons molassiques étudiés dans l'abaque de plasticité de Casagrande. Dans la majorité des cas, il s'agit d'argiles peu (A_p) ou très plastiques (A_t) (Fig.2.67).

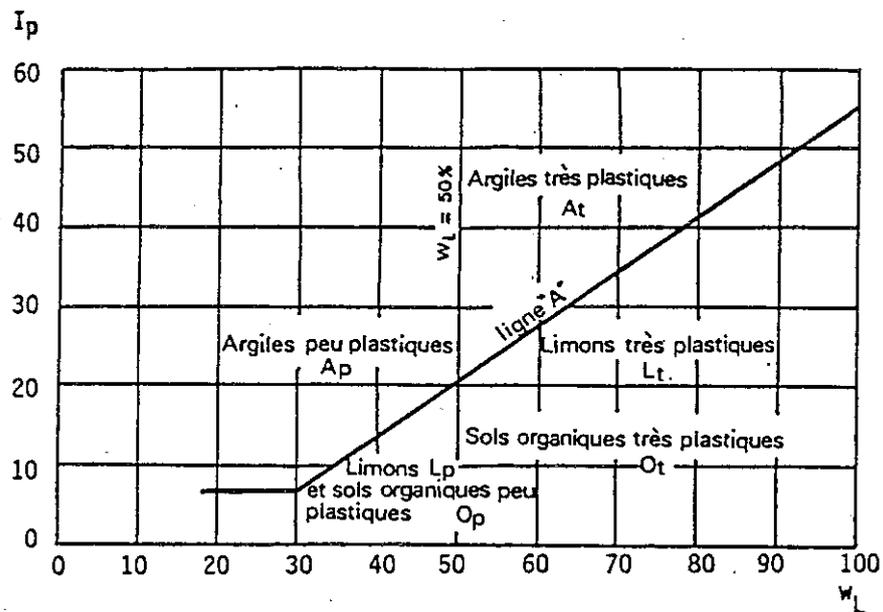
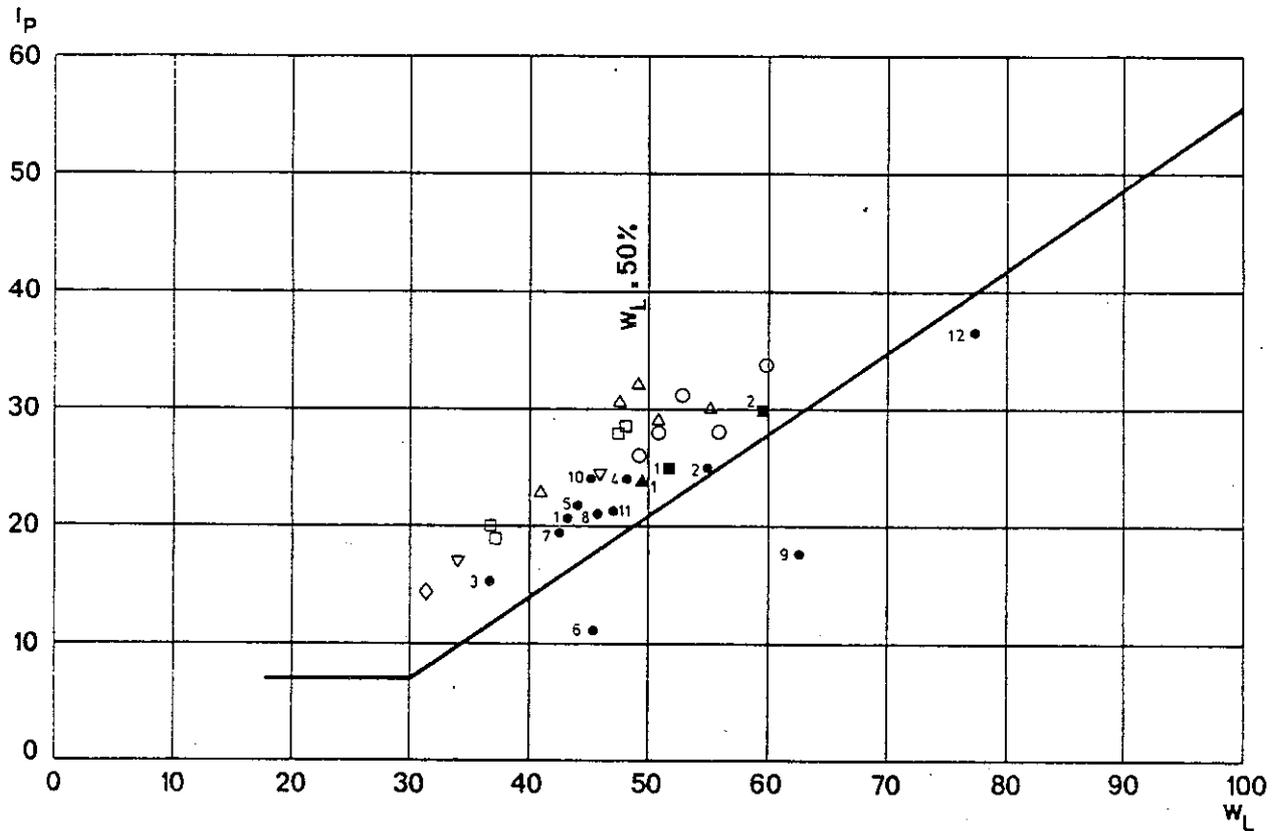


Fig. 2.67 Diagramme de plasticité de Casagrande

Les valeurs de la limite de liquidité (W_L) s'échelonnent de 35 à 77 %, celles de l'indice de plasticité (I_p), de 11 à 37 %.

Mais en éliminant les valeurs isolées (échantillons 6 ; 9 et 12), nous pouvons réduire ces fourchettes de valeurs à : $35\% < W_L < 60\%$ et $15\% < I_p < 34\%$.



ETAGE	SYMBOLE	N°	PROVENANCE DE L'ECHANTILLON	COORDONNEES		LITHOLOGIE
				X	Y	
"HELVETIEN"	■	1	Sierroz	882	2088	Marnes grises
		2	Sierroz			Marnes grises
"CHATTIEN" SUPERIEUR	▲	1	Vernier; for. 9	889	141,5	Marnes grises à gypse
	□		Tunnel de Confignon(1982)	889	137	Marnes grises à gypse
"CHATTIEN" INFERIEUR	●	1	Basset 1	888	2117	Marnes grises
		2	Charre 3	895,5	2117,6	Argile rouge
		3	Charre 6			Marnes silteuses rouges
		4	Pringy 4	894	2113,5	Argile rouge
		5	Pringy 8			Marnes rouges
		6	Pringy 10			Marnes rouges
		7	Evires 1	902	2121,5	Marnes gris-vert
		8	Evires 5			Marnes rouges
		9	Sallenoves 5	883,8	2118,3	Marnes rouges à bioturbations vertes
		10	Sallenoves 8			Marnes rouges
		11	Cersset 2	902	2120,5	Marnes rouges
		12	Mornex 2	900	136	Argile verte
	△		Synchrotron	885,5	144	Marnes argileuses
	▽		CERN (1972)			Marnes gréseuses
	○		LEP; CERN (1982)	885,5	144	Marnes

Plasticité des argiles et marnes molassiques

Fig. 2.68

Quant à la consistance, qui est un état des sols fins variant avec leur teneur en eau, nous pouvons en avoir une idée pour ces marnes gréseuses. Même pour une teneur en eau de 25 %, pratiquement jamais atteinte en profondeur (la teneur en eau du "Chattien" supérieur de Confignon (Genève) varie de 8 à 23 %. (D'après l'étude géotechnique du tunnel de Confignon)), les matériaux molassiques gardent une bonne consistance ($I_c < 0,7$).

VI. NOTION DE GONFLEMENT DES FACIES MARNEUX DE LA MOLASSE

Nous n'avons pas, pour notre part, effectué d'essai de gonflement sur les niveaux marneux des formations molassiques.

Excessivement peu de données existent à ce sujet. Les seules ayant été réalisées sur un grand nombre d'essais proviennent de l'étude géologique préliminaire à la construction du LEP, au CERN (Meyrin, Ouest de Genève).

Les terrains molassiques appartiennent au "Chattien" inférieur du bassin de Genève, constitués d'alternance de grès et de niveaux marneux, de teinte dominante rouge.

Valeurs obtenues

La figure 2.69 donne la pression de gonflement (P_g) et le taux de gonflement (G), tous deux tirés d'essais oedométriques.

Une nette différence existe entre des marnes et des marnes gréseuses, en ce qui concerne le taux de gonflement (G). Les valeurs moyennes maximales à 0,1 bar sont les suivantes :

- marnes gréseuses : 1,6 %,
- marnes : 3,9 %.

La pression de gonflement, pour les deux faciès, est équivalente de 5 à 13 bars.

Si le taux de gonflement des marnes est important, celui des marnes gréseuses n'est pas excessif, et nettement moins important que pour certains grès.

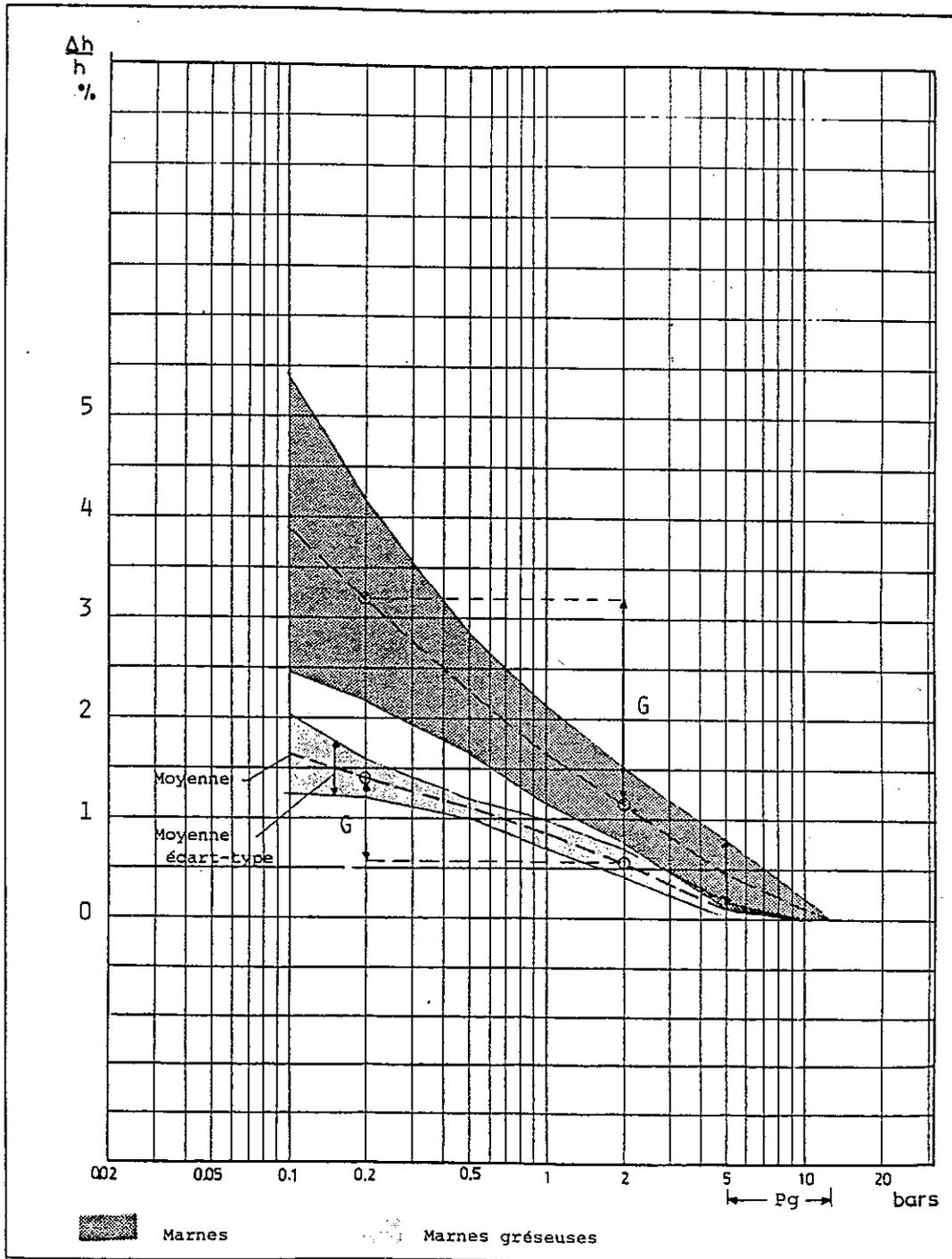


Fig. 2.69. Pression de gonflement (P_g) et taux de gonflement (G) des marnes du "Chattien" inférieur du bassin de Genève (d'après le C.E.R.N., rapport du bureau DERIAZ, 1982).

VII. CONCLUSION

Les niveaux argileux et marneux de la molasse, du moins dans notre secteur d'étude, possèdent des caractéristiques qui impliquent de prendre des précautions lorsqu'on les rencontre au cours de travaux.

En effet, les minéraux phylliteux gonflants (montmorillonite et interstratifiés) sont toujours présents, souvent en proportion importante. De plus, au contact de l'eau, les niveaux argilo-marneux peuvent subir une importante perte de consistance. Les talus de marnes molassiques, naturels ou artificiels, s'altèrent facilement : dégradation en esquilles à la suite d'un gonflement.

Après les pluies, ou si elles sont en contact de venues d'eau, les marnes et argiles s'épandent sous forme de coulées boueuses en pied de talus.

En cas de travaux, il faut donc protéger les molasses marneuses le plus vite possible. En galerie, un recouvrement par du béton projeté, par exemple, est nécessaire au fur et à mesure de l'avancement.

Quel que soit le contexte, on ne doit jamais perdre de vue que les zones molassiques à forte proportion de niveaux marneux et argileux sont fréquemment susceptibles de poser des problèmes.

VII. CONCLUSION

Les niveaux argileux et marneux de la molasse, du moins dans notre secteur d'étude, possèdent des caractéristiques qui impliquent de prendre des précautions lorsqu'on les rencontre au cours de travaux.

En effet, les minéraux phylliteux gonflants (montmorillonite et interstratifiés) sont toujours présents, souvent en proportion importante. De plus, au contact de l'eau, les niveaux argilo-marneux peuvent subir une importante perte de consistance. Les talus de marnes molassiques, naturels ou artificiels, s'altèrent facilement : dégradation en esquilles à la suite d'un gonflement.

Après les pluies, ou si elles sont en contact de venues d'eau, les marnes et argiles s'épandent sous forme de coulées boueuses en pied de talus.

En cas de travaux, il faut donc protéger les molasses marneuses le plus vite possible. En galerie, un recouvrement par du béton projeté, par exemple, est nécessaire au fur et à mesure de l'avancement.

Quel que soit le contexte, on ne doit jamais perdre de vue que les zones molassiques à forte proportion de niveaux marneux et argileux sont fréquemment susceptibles de poser des problèmes.

C H A P I T R E VIII

CONCLUSION ET RESUME

CRITERES DE CARACTERISATION GEOTECHNIQUE DES MOLASSES

Durant cette étude, nous avons recherché des critères de laboratoire caractérisant le comportement de faciès molassiques en présence d'eau et leur durabilité au cours des cycles de gel-dégel ; les vitesses soniques et les résistances à la compression monoaxiale ont également été testées.

Le tableau 2.23 récapitule les principaux paramètres analysés. Nous avons indiqué comment chaque échantillon a été qualifié en fonction du critère choisi : échantillon présentant de bonnes (+) ou de mauvaises (o) caractéristiques.

Pour cela, nous avons fixé les limites fondées le plupart du temps, sur nos observations. Une opinion favorable est donc émise pour les valeurs suivantes des divers paramètres mesurés :

- dilatation hydraulique à 72 heures : $\lambda_{hy72} < 1\text{‰}$
- comportement au gel : $\Delta l/l < 1\text{‰}$ et $\Delta V/V < + 1\%$ au bout de 50 cycles ;
- porosité totale : $P_o < 8\%$
- coefficient de capillarité : $C < 20$
- coefficient de Hirschwald : $I < 0,85$
- rétention volumique $> 40\%$ de P_o
- diamètre critique des pores : $d_{10} > 2\ 000\text{ nm}$
- diamètre moyen des pores : $d_{50} > 100\text{ nm}$
- vitesse des ondes longitudinales (échantillons saturés) : $V_{LSAT} > 3\ 500\text{ m/s}$
- résistance à la compression simple : $R_c > 40\text{ MPa}$.

Quatre critères ($\lambda_{hy 72}$, C , $\Delta l/l$ et ΔV) fournissent des conclusions concordantes quant à la définition d'une molasse ayant à la fois de bonnes caractéristiques hydriques et une excellente tenue au gel. Toutefois, il arrive que le coefficient de capillarité (C) semble favorable, alors que l'on a affaire à des faciès définis par ailleurs comme très gélifs (CHARRE 7, échantillons de VERNIER) Il faut donc le considérer avec une certaine circonspection.

La porosité au mercure, en ce qui concerne les faciès molassiques, semble ne pas donner de résultats intéressants, sauf peut-être au niveau du diamètre critique, qui semble être lié à la dilatation linéaire.

En conclusion, nous sommes conscients que l'essai de gel, tel que nous l'avons pratiqué, est très sévère : il est doublé d'un fort choc thermique. L'influence de ce dernier nous est malheureusement inconnue.

Quant aux mesures de la vitesse des ondes longitudinales et de la résistance à la compression simple, elles donnent de relativement bons résultats et méritent d'être utilisées vu leur simplicité de mise en oeuvre.

N'oublions pas que les conclusions exprimées ici sont fondées sur un échantillonnage assez restreint ; elles devront donc être vérifiées et enrichies par un nombre suffisant d'essais ultérieurs. Dès à présent, il est certain qu'un faisceau de critères sera toujours préférable à une indication unique pour caractériser un faciès molassique.

Il apparaît qu'il est utopique, par le biais d'essais de laboratoire, aussi compliqués soient-ils, d'arriver à représenter exactement les conditions naturelles : cela laisse toute latitude quant au choix des critères d'essai à prendre en considération. Malgré tout, nous pensons que ce chapitre attire l'attention sur divers essais directement et facilement applicables au génie civil car ils caractérisent le comportement éventuel de faciès molassiques susceptibles d'être rencontrés lors de travaux.

Ceci étant, les molasses du bassin savoyard se prêtent mal à un réemploi après la mise en déblai. En fait, si l'on recherche l'utilisation qui a pu leur être donnée dans le passé, on s'aperçoit qu'elles n'ont jamais été exploitées que pour la construction, le Burdigalien, par sa faible proportion d'épisodes marneux et sa richesse en bancs gréseux massifs importants, étant le niveau auquel on a eu le plus souvent recours.

Les faciès de grès glauconieux apparaissent donc dans de nombreux bâtiments, mais trop souvent en des emplacements qui nécessiteraient l'emploi de matériaux plus résistants : chaînes d'encoignures, linteaux et encadrements de portes, de fenêtres, etc. Dans la région de Seyssel- Crempigny (terminaison septentrionale du Gros Foug), ce sont les faciès plaquetés de grès grossiers à nombreux débris (Pecten, dents de requins, etc.) qui ont été employés à l'édification de murs, ou même, débités en lauzes, à la couverture.

Mais la molasse d'eau "douce" inférieure a également été utilisée dans la construction de nombreux édifices de Genève :

- grès calcaire du "Chattien" supérieur exploité en carrière à Archamps (versant occidental du Salève) ; il s'agit ici d'un faciès gréseux à très bonne cimentation calcaire (analogue à celui rencontré au Pont de Lorette : lère partie, Fig.1.7.) ;
- grès relativement argileux, à bioturbations, du "Chattien" inférieur, provenant d'anciennes carrières en bord de lac, au Nord de Genève.

ECHANTILLON	DILATATION HYDRAULIQUE $\lambda_{hy} 72h$	COMPORTEMENT AU GEL		POROSITE TOTALE P_o	COEFFICIENT DE CAPILLARITE C	COEFFICIENT DE HIRSCHWALD I	RETENTION VOLUMIQUE	DIAMETRE CRITIQUE DES PORES d_{10}	DIAMETRE MOYEN DES PORES d_{50}	VITESSE DES ONDES LONG. ECH. SAT. $V_L sat.$	RESISTANCE A LA COMP. SIMPLE R_c
		Allongement $\Delta l/l$	Volume $\Delta V/V$								
NEPHE B 1	+	+	+	+	+	0	+	+	+	+	?
EPARRIS B 7	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	?
EVIERES 10	+	+	+	+	+	0	+	+	0	+	?
NANT FORET 5	+	+	+	0	0	+	+	+	+	0	?
MRG 1	+	+	+	+	+	0	+	+	0	+	+
MRG 5	+	+	+	+	+	0	+	+	+	0	0
JA CS 1	+	+	+	0	+	+	+	+	+	0	+
JA CS 5	+	+	+	0	+	0	+	0	0	+	+
EVIERES 4	+	+	+	0	+	0	0	0	0	+	?
MRG 2 (P_o)	+	+	+	+	+	0	0	+	0	+	+
CREMPIGNY 1	0	0	0	0	0	0	+	+	+	0	0
SIERROZ 1	0	0	0	0	0	0	+	+	+	0	0
CHARRE 7	0	0	0	+	+	0	0	0	0	0	+
ANNECY	0	0	0	0	0	0	+	+	+	0	0
VERNIER 13-2	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0	0
VERNIER 12-6	0	0	0	0	+	0	+	0	+	0	0
VERNIER 12-7	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0

Tableau 2.23. Caractéristiques de faciès molassiques déterminées par divers essais.

De nos jours, la molasse a été abandonnée pour diverses raisons (dont l'évolution des techniques de construction). Mais il faut bien reconnaître aussi que, sous nos climats, elle se montre souvent trop altérable, et gélive en hiver. Toutefois, puisque des exemples de conservation satisfaisante existent aussi, on doit admettre qu'au moins certains bancs ou certains gîtes localisés ne devraient pas être rejetés sans examen.

Une autre utilisation de la molasse, digne d'être citée, est celle qu'en font des tuileries du Nord de Berne (Suisse) : pour la fabrication de tuiles, elles utilisent de l'Aquitaniens de la zone distale du bassin, donc très marneux, sous forme de tout-venant.

Actuellement, le problème posé concerne la recherche de matériaux susceptibles d'entrer dans la composition de granulats, de tout-venant, etc., et ce afin de pallier l'épuisement progressif des exploitations en rivière, ou dans les terrasses d'alluvions anciennes. Il semble qu'en règle générale, il ne faille pas se tourner vers la molasse pour de telles utilisations.

En ce qui concerne la production d'agrégats par broyage des faciès gréseux, la molasse est loin de constituer l'idéal. En effet, si la présence de feldspaths n'est pas forcément rédhibitoire, une proportion inévitable de minéraux argileux, de limonite et de pyrite, etc., la rendent à coup sûr impropre à cet emploi.

Quant à l'utilisation comme matériau d'oeuvre en technique routière (remblais, couches de forme ou de fondation), la molasse constitue, pour diverses raisons, une roche beaucoup trop évolutive : elle est trop fragile pour qu'on la compacte sans dommage, et les formations marneuses qu'elle contient obligatoirement ici ou là peuvent être susceptibles de gonflement.

Nous avons néanmoins cerné une zone (Fig. 2.70) où se trouvent des faciès gréseux à ciment calcaire exceptionnellement indurés et résistants. Ils sont surtout localisés dans la partie occidentale du plateau d'Evires, à l'Est de l'alignement du Salève.

Divers échantillons de ce faciès ont été testés : Jouvenons MRG 1 et MRG 2, Ollières MRG 5, Cruseilles 1, etc. Au cours des cycles de gel-dégel, ils ont démontré leur parfaite résistance aux facteurs réputés les plus agressifs pour les molasses : l'eau et le gel.

Au vu de ces essais, leur emploi dans des conditions difficiles peut être envisagé, mais là encore, cela implique l'élimination des niveaux marneux intercalés.

En conclusion, le réemploi de la molasse dans le domaine du génie civil, doit être écarté, du moins au niveau actuel de nos connaissances. Une étude plus détaillée, qu'une pénurie de matières premières peut justifier, permettra peut-être de trouver, sinon de nouvelles utilisations potentielles des molasses, du moins de nouveaux sites d'exploitation répondant à des exigences précises.

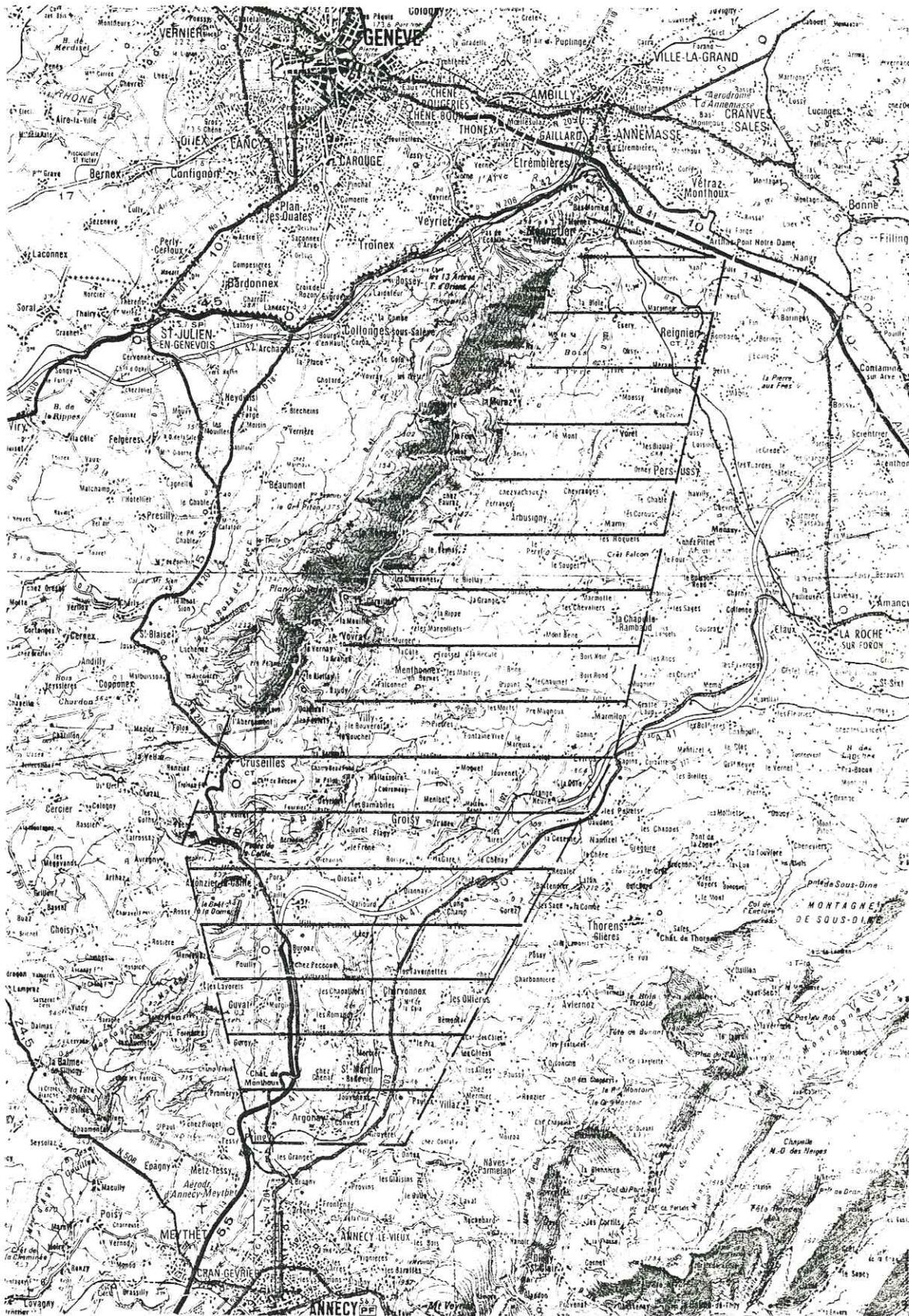


Fig. 2. 70. Zone d'extension de lithofaciès gréseux à ciment calcaire, très indurés ("CHATTIEN" inférieur du Plateau d'Evires).

TROISIEME PARTIE

- CHAPITRE I ESSAI DE MESURES DE DENSITES DANS LES MOLASSES, PAR LA
METHODE GRAVIMETRIQUE
- CHAPITRE II COMPARAISONS AVEC DES DENSITES MEASUREES SUR ECHANTILLONS
- CHAPITRE III LA GRAVIMETRIE APPLIQUEE A LA DETERMINATION DE LA GEOMETRIE
DE STRUCTURES ENTERREES ; COMPARAISON AVEC LES METHODES
SISMIQUE ET ELECTRIQUE

C H A P I T R E I

ESSAI DE MESURES DE DENSITES DANS LES MOLASSES

PAR LA METHODE GRAVIMETRIQUE

I. INTRODUCTION

Il a semblé intéressant, dans l'optique d'une recherche appliquée au génie civil, d'établir quelle est la gamme des valeurs habituelles de la densité propre aux molasses du bassin savoyard. Dès le départ, un problème est apparu, lié à la lithologie de ces sédiments lesquels -à l'exception d'une part importante du Burdigalien- sont constitués par une alternance répétée de bancs lithostratigraphiquement très divers, gréseux, marneux, voire calcaires, sans omettre les faciès de transition.

Dans ces conditions, il paraissait illusoire de vouloir aboutir de façon simple à une densité globale relativement représentative, en partant seulement d'une série de mesures de densités effectuées sur des échantillons isolés. C'est ce qui nous a amené à envisager l'utilisation de mesures gravimétriques pour parvenir, au moyen d'une brève série d'opérations, à l'estimation de la densité globale de volumes relativement importants.

La méthode utilisée est celles des profils gravimétriques de densités, ou "profils Nettleton". Rarement employée; et pourtant d'une mise en oeuvre aisée, elle permet, nous allons le voir, d'aboutir à des résultats intéressants.

II. L'APPAREIL DE MESURE : LE GRAVIMETRE

Les profils ont été réalisés au moyen d'un gravimètre WORDEN (1). Le faible encombrement et la précision de ce gravimètre (1/100 de milligal) ont permis d'effectuer les mesures dans des conditions très satisfaisantes.

(1) Nous tenons à remercier ici Monsieur G. DIXON, Président Directeur Général de Pétroconsultants S.A., à Genève, qui a mis aimablement cet appareil à notre disposition.

III. LA METHODE NETTLETON

III.1. PRESENTATION

Cette méthode permet d'obtenir la densité globale d'un matériau par l'exploitation de profils gravimétriques de densité.

L'avantage de ce procédé est qu'il permet de prendre en considération des volumes importants de terrain.

III.2. LES PROFILS DE DENSITE

L'emplacement de chaque profil gravimétrique est choisi de façon à recouper une zone dont la topographie est accidentée (colline, vallée, etc.) mais dépourvue de tout accident tectonique (faille, etc.) susceptible de fausser les mesures. On peut ainsi couvrir des volumes très importants.

Dans le cas présent, nous n'avons visé que des volumes moindres : en effet, la molasse étant souvent couverte par un Quaternaire fort épais, qui aurait perturbé les mesures, nous avons sélectionné des sites où seule la molasse affleure, tels que talus de routes, rives de cours d'eau, etc.

On se reportera à l'annexe II, pour le détail des calculs relatifs à l'obtention des densités de masse par la méthode Nettleton. Néanmoins, il nous paraît bon d'évoquer ici quelques points particuliers :

- les deux stations extrêmes du profil gravimétrique doivent être séparées par une dénivellation suffisante ;
- la densité mesurée est celle du prisme de terrain compris entre ces deux stations, la plus basse déterminant le niveau du "plan de référence" ;
- c'est à partir de ce plan de référence que sont déterminées les altitudes relatives des autres points de mesure ; de leur précision va dépendre celle de l'anomalie de Bouguer à chaque station. En effet, afin d'obtenir la densité globale du prisme de terrain étudié, l'anomalie de Bouguer est calculée, pour les diverses stations, en partant de différentes valeurs hypothétiques de la densité. D'où une série de courbes (Fig.3.1.).

On constate alors que, parmi ces courbes, l'une se rapproche d'une droite : c'est la valeur de d prise pour la construire qui est retenue comme densité du terrain concerné.

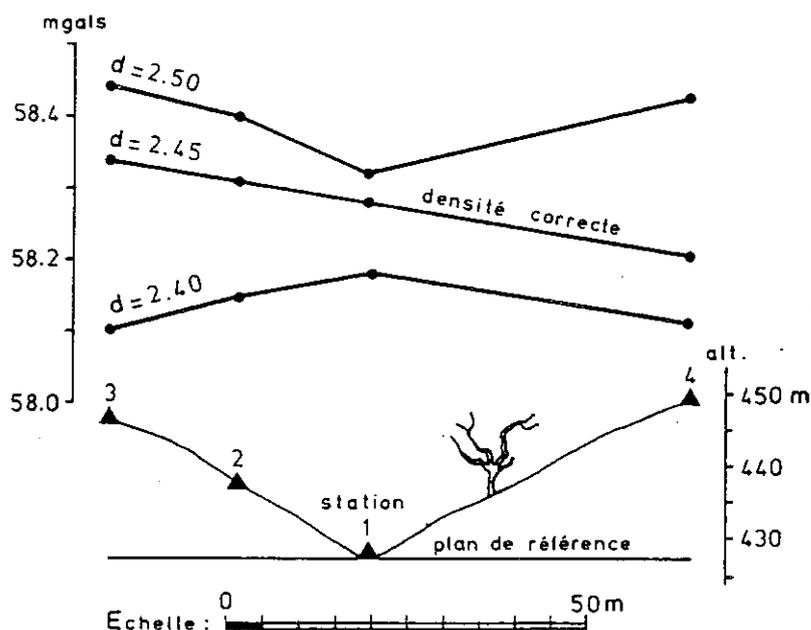


Fig. 3.1
Profil NETTLETON:
courbes d'anomalie
gravimétrique en
fonction de la
densité.

IV. PROFILS GRAVIMÉTRIQUES DE DENSITÉ DANS LA MOLASSE DU BASSIN SAVOYARD

IV.1. PROFILS EFFECTUES

Cinq profils Nettleton ont été réalisés en des sites choisis pour rendre compte de la diversité lithologique de la molasse.

Deux autres n'ont pas donné de résultats satisfaisants et n'ont pas été retenus.

Le tableau 3.1. récapitule la situation de ces différents profils.

	NIVEAU STRATIGRAPHIQUE	PROFIL N°	LOCALISATION DU PROFIL
MOLASSE MARINE SUPERIEURE	BURDIGALIEN	5	Route d'accès au barrage de Seyssel
		4	Usine du barrage de Seyssel
MOLASSE D'EAU "DOUCE" INFÉRIEURE	AQUITANIEN	3	Barrage de Génissiat D. 214, en rive droite du Rhône
	"CHATTIEN" SUP.	2	Rivière des Ussets au pont de Lorette
	"CHATTIEN" INF.	1	Autoroute A 41 au Nord d'Annecy

Tableau 3.1

IV.2. DENSITES OBTENUES DANS LES DIFFERENTS PROFILS

Profil 1 (Fig.3.2.)

Niveau stratigraphique : "Chattien" inférieur.

Lithologie : molasse rouge du Sud du plateau d'Evires. Alternances de niveaux marneux et gréseux à dominante rouge.

Densité : deux valeurs ont été obtenues. L'une correspond à la base du talus, surtout marneuse : 2,45. L'autre au sommet, plus gréseux : 2,50.

Profil 2 (Fig.3.3.)

Niveau stratigraphique : "Chattien" supérieur.

Lithologie : molasse d'eau "douce" à faciès de marnes grises avec bancs gréseux et assez nombreux niveaux de calcaires limniques blanc-gris, dont l'épaisseur varie de 10 à 50 cm.

Densité : 2,57 environ.

Sa valeur relativement élevée peut être expliquée par la présence de ce calcaire très massif. Mais probablement aussi par l'existence de dolomite et de pyrite dans ces niveaux.

Profil 3 (Fig.3.4.)

Niveau stratigraphique : Aquitanien.

Lithologie : alternance de niveaux assez épais de grès et de marnes avec quelques bancs de calcaires d'eau douce.

Densité : la partie inférieure du profil manifeste une densité très faible (2,1), due sans doute à la présence du remblai routier et à celle d'une cunette bétonnée, d'une profondeur d'environ 1 m, située au voisinage de la station 13.

A partir de la station 14, une densité globale de 2,35 peut être avancée.

Le profil étant réalisé dans le lit d'un petit torrent, la station 19 se trouve sur un placage de 1 m d'alluvions récentes.

Ceci nous a contraint, au cours des corrections, à amplifier la valeur des anomalies afin d'éliminer cette influence parasite. Sur la figure 3.4., des flèches indiquent la modification obtenue par cette annulation de l'effet des graviers.

La réalisation de ce profil Nettleton confirme qu'il faut donc toujours vérifier si des cavités (canalisations, etc.) existent à proximité ; si c'est le cas, il faut essayer d'en éloigner le plus possibles les stations de mesure, sous peine de fausser la valeur de l'anomalie. Pour les mêmes raisons, il faut autant que possible éviter les recouvrements "parasites" sur le terrain dont on veut mesurer la densité.

PROFIL NETTLETON

MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFERIEURE
"CHATTIEN" INFERIEUR

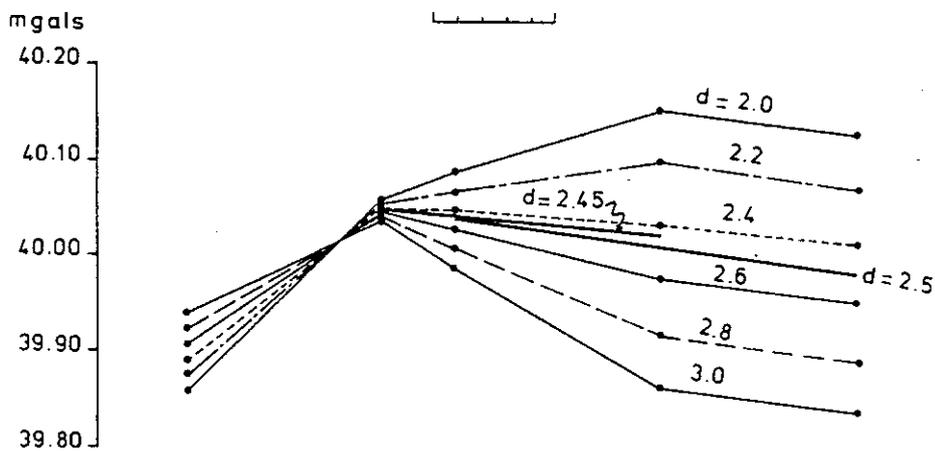
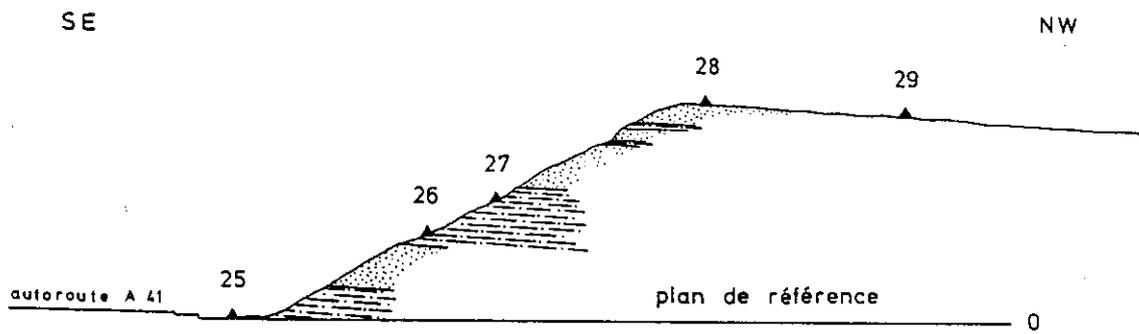
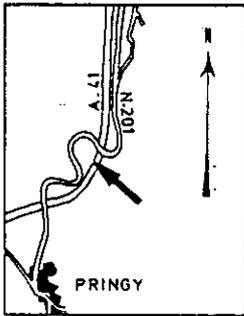
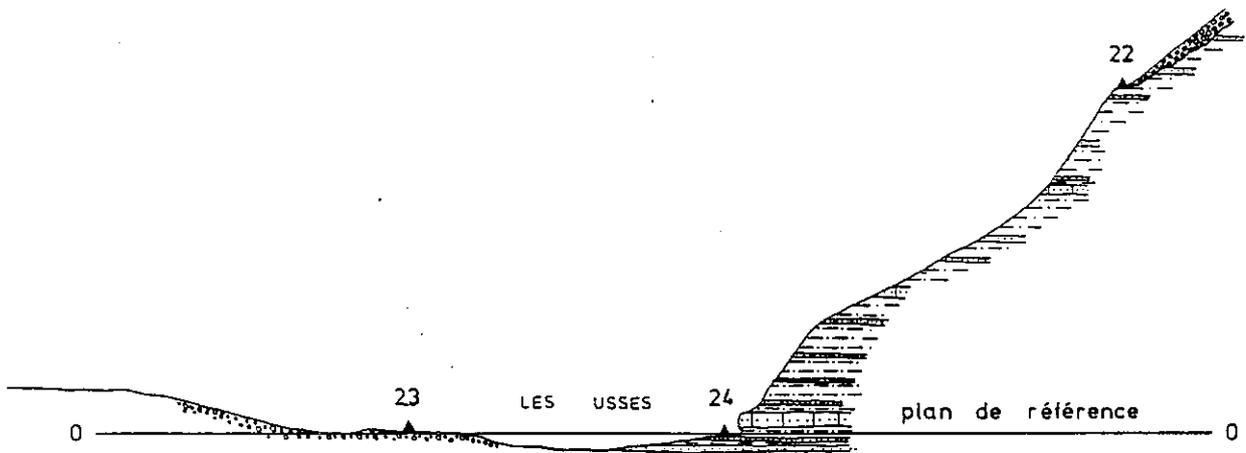
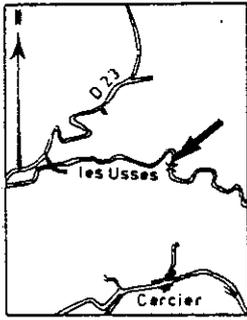


Fig. 3.2. Profil 1

PROFIL NETTLETON

MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFERIEURE
"CHATTIEN" SUPERIEUR



0 5 m

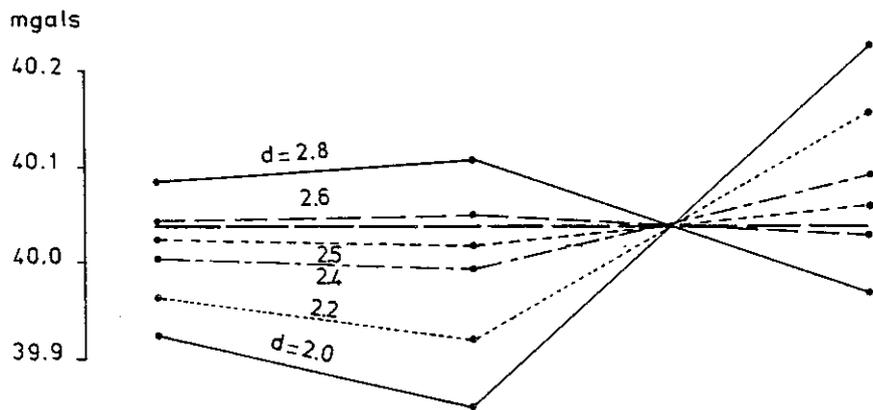
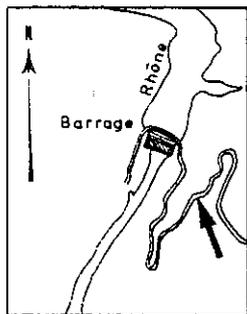


Fig. 3.3. Profil 2

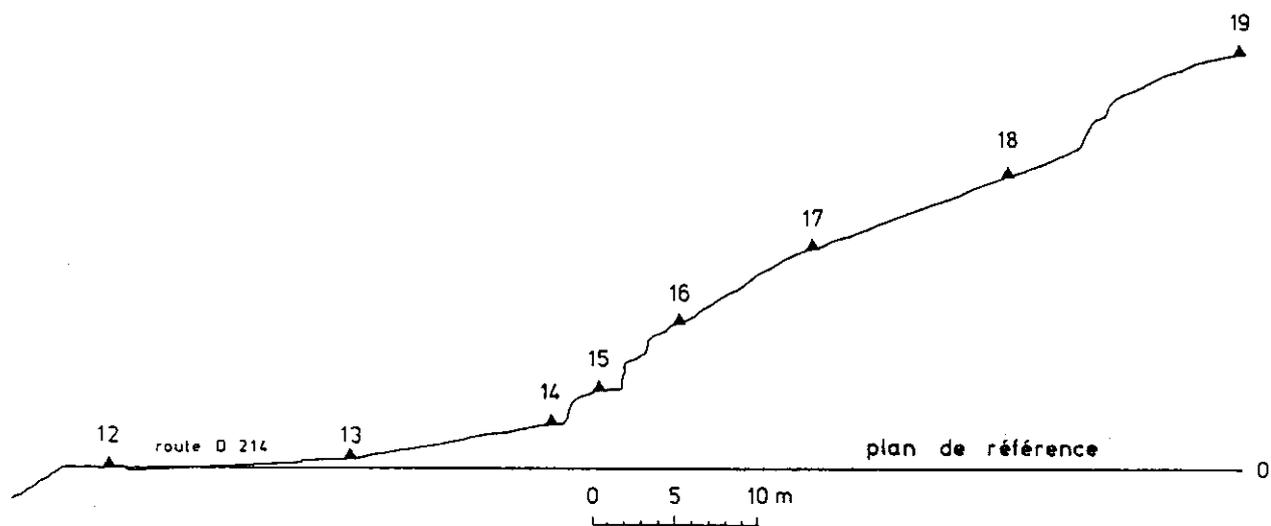
PROFIL NETTLETON



MOLASSE "D'EAU DOUCE" INFERIEURE
"AQUITANIEN"

NNW

SSE



mgals

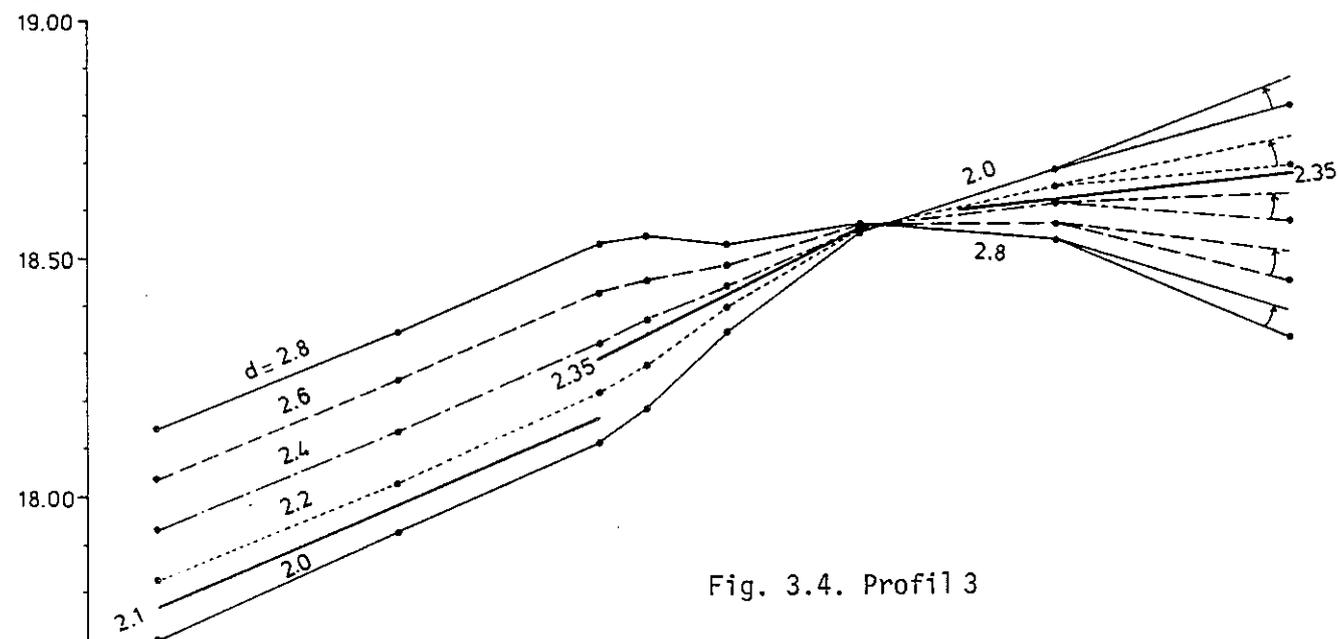
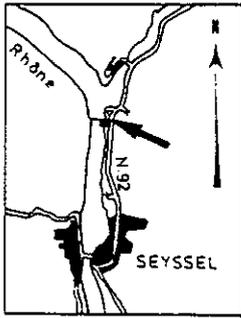


Fig. 3.4. Profil 3

PROFIL NETTLETON



MOLASSE MARINE SUPERIEURE
BURDIGALIEN

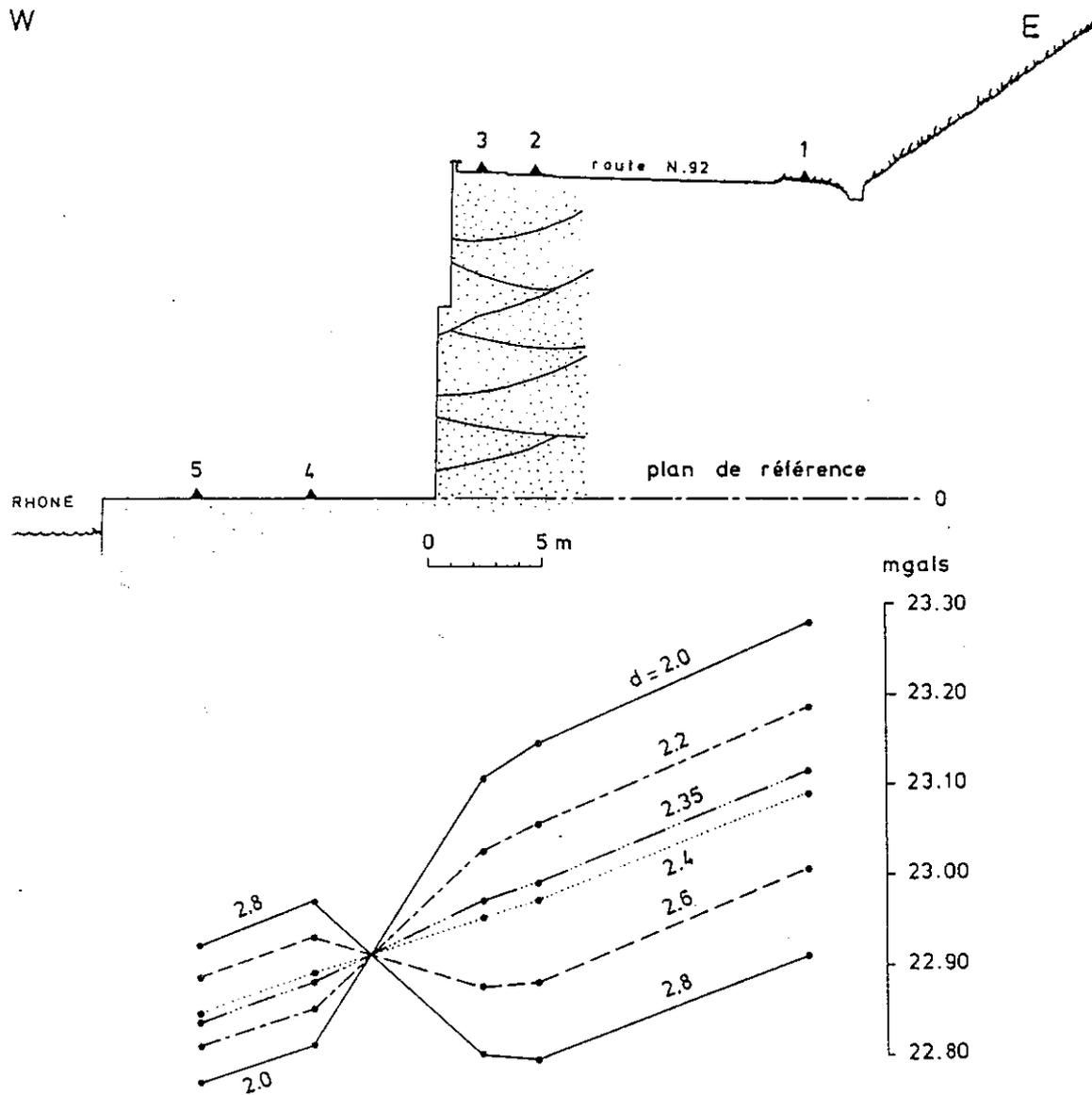
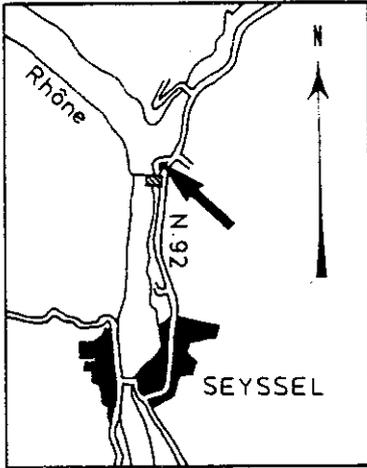


Fig. 3.5. Profil 4



PROFIL NETTLETON

MOLASSE MARINE SUPERIEURE
BURDIGALIEN

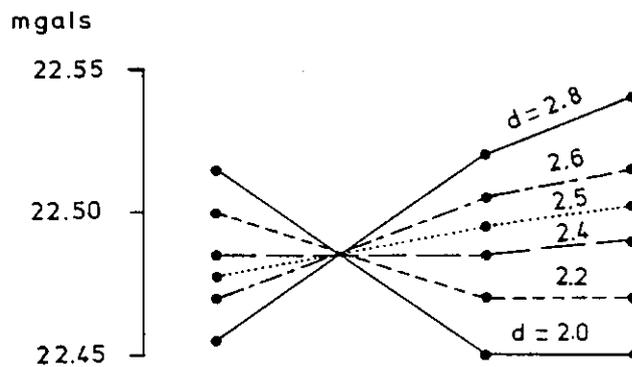
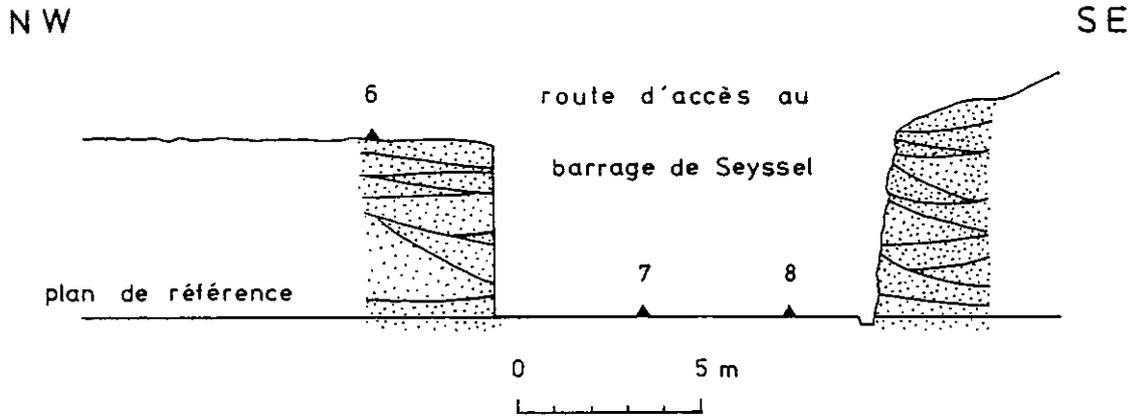


Fig. 3.6. Profil 5

Profil 4 (Fig.3.5.)

Niveau stratigraphique : Burdigalien.

Lithologie : la Molasse Marine Supérieure (O.M.M.) est formée ici de grès gris-vert, grossiers, à nombreux débris organiques (débris de coquilles, dents de requins, etc.). La stratification, très visible dans la paroi verticale surplombant les stations 4 et 5 est composée d'auges assez vastes, caractéristiques des dépôts molassiques marins.

Densité : au niveau des stations 3, 4 et 5, la valeur 2,38 semble la plus probable. Par contre, pour la portion de profil comprise entre les stations 1 et 3, une densité plus faible semble plus réaliste, 2,30 environ.

Il est possible que les valeurs de la densité, pour les stations 1 et 2, soient abaissées par la présence du remblai et du revêtement routiers. Une densité de 2,35 à 2,40 paraît ici plus vraisemblable.

Ce profil de densité met en évidence le problème que pose la falaise située entre les stations 3 et 4 lors des corrections topographiques. De plus, si l'eau de la retenue n'interfère pas ($d = 1,0$), il faut en connaître le profil du fond toujours pour effectuer ces mêmes corrections.

Profil 5 (Fig.3.6.)

Niveau stratigraphique : Burdigalien

Lithologie : ce profil est situé à environ 150 m au Nord du précédent. La formation rencontrée est toujours la Molasse Marine Supérieure gréseuse à stratification chenalisante. Ces grès grossiers à débris sont cependant plus plaquetés (épaisseur centimétrique).

Densité : la valeur de la densité permettant d'annuler l'influence de la topographie et donc de tracer une droite entre les trois stations, est légèrement inférieure à 2,50. Cependant, c'est pour une densité de 2,40 que l'on obtient des chiffres corrigés identiques pour les stations 6 et 7.

L'intervalle entre les stations 7 et 8 est probablement moins caractéristique : en effet, les deux corrections de terrain sont très voisines ; une erreur de 0,002 mgal seulement dans l'une ou l'autre des valeurs de correction terrain entraînerait une variation de $\pm 0,005$ mgal dans la valeur corrigée. La précision du gravimètre utilisé étant 0,01 mgal, cela enlève beaucoup de signification à ces mesures de corrections.

L'intervalle entre les stations 6 et 7 est sûrement plus représentatif : la station 6 a une forte correction de plateau (1,5 fois plus importante que la correction terrain) et le contraste de sa correction terrain avec celle de la station 7 est relativement important.

En conclusion, une densité de 2,40 peut être raisonnablement admise.

Un des deux profils non retenus, qui a été effectué dans l'"Helvétien" des gorges du Sierroz, mérite néanmoins d'être commenté. Des grès bien cimentés ont donné des densités allant de 2,55 à 2,45 vers le haut du profil. Le segment sommital de ce dernier, plus marneux, montre une densité de 2,30.

Cette baisse de densité, outre la lithologie, peut être due à une altération plus intense et à un certain foisonnement. La profondeur du niveau piézométrique sous la surface du sol intervient certainement, mais faute de ces données géométriques, le problème ne peut être traité sous cet angle. Dans certains cas, le niveau de la nappe mérite donc d'être connu.

IV.3. RECAPITULATION

Les diverses densités obtenues sont résumées dans le tableau 3.2.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE	PROFIL N°	DENSITE
BURDIGALIEN	5	2,40
	4	2,35 - 2,40
AQUITANIEN	3	2,35
"CHATTIEN" SUPERIEUR	2	2,55
"CHATTIEN" INFÉRIEUR	1	Surtout gréseux : 2,50 Marno-gréseux : 2,45

Tableau 3.2.

Ce tableau fait apparaître que l'écart entre les diverses valeurs est relativement faible.

A. AXELROD (1978), dans sa contribution à l'étude géophysique de la région des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat, publie la fourchette de densités suivante pour les terrains qu'il a examinés :

- formations quaternaires : 1,85 - 1,95
- formations molassiques : 2,40 - 2,47
- calcaires mésozoïques : 2,62 - 2,64.

Le Quaternaire est ici essentiellement constitué de limons et de sables limoneux.

Une fois encore, on constate que la valeur de la densité dépend de nombreux facteurs :

- avant tout la lithologie (grès-marnes), ce qui est flagrant pour le "Chattien" inférieur du profil 1 ;
- l'état d'altération des molasses ; les conditions superficielles dans lesquelles on opère, notamment la pente, peuvent faire que d'un point à un autre, la roche est plus ou moins altérée. Eventuellement, le degré de saturation du matériau entre en jeu ;
- la compacité des terrains, qui dépend bien davantage des processus diagénétiques qui ont pu se développer, que de l'âge relatif ; un surcroît de consolidation dû à la charge d'une couverture depuis érodée ou à celle des glaciers ;
- la nature des apports (minéralogie et pétrographie des reliefs nourriciers), variable selon la zone où l'on se trouve dans le bassin de sédimentation. La zone proximale, riche en minéraux d'origine alpine plus denses, voit la densité des roches augmenter en comparaison de celles de la zone distale, où les éléments jurassiens plus légers sont prédominants. Ce facteur n'est sûrement pas négligeable.

Les densités, dans le domaine molassique, se révèlent donc soumises à des facteurs complexes et nécessiteraient une étude beaucoup plus détaillée.

V. CONCLUSION

Cette méthode géophysique, de mise en oeuvre simple et rapide, permet donc d'obtenir la densité de masse d'un terrain donné, ici les molasses du bassin savoyard.

Un point délicat, qui est vrai pour toutes les mesures de microgravimétrie, reste malgré tout la correction topographique (voir Annexe II)

En effet, un relevé topographique précis de la zone proche de la station de mesure est une condition obligatoire si l'on veut une mesure précise de la densité.

L'utilisation par le génie civil de la méthode Nettleton peut être intéressante : obtention d'une densité de masse sur des terrains lithologiquement hétérogènes en vue de déblais, terrassements, calculs de stabilité, etc.

C H A P I T R E I I

COMPARAISONS AVEC DES DENSITES MEASUREES SUR ECHANTILLONS

I. INTRODUCTION

Afin d'établir au départ s'il existe des différences significatives entre les densités des divers faciès molassiques, et dans le souci de recouper ensuite les chiffres obtenus par la méthode Nettleton, nous avons effectué une série de mesures sur des échantillons découpés en éprouvettes cylindriques d'élan-
cement 2 (longueur : 8 cm, diamètre : 4 cm).

Leur masse volumique apparente à l'état sec (ρ_d) a été calculée au moyen de la relation

$$\rho_d \text{ (g/cm}^3\text{)} = \frac{P_1}{P_2 - P_3}$$

P_1 : poids sec de l'échantillon

P_2 : poids de l'échantillon saturé pesé dans l'air

P_3 : poids de l'échantillon saturé, par pesée hydrostatique

Le tableau 3.3. regroupe l'ensemble des valeurs obtenues (31 échantillons).

II. ANALYSE DES RESULTATS

Ainsi qu'il fallait s'y attendre, la densité des grès est fonction de leur degré de cimentation ou, en d'autres termes, fonction inverse de leur porosité. En distinguant trois degrés d'induration, il a été possible, lorsque les échantillons étaient suffisamment nombreux de rassembler plusieurs d'entre eux autout d'une valeur moyenne.

Il a été fait également ainsi pour les calcaires présents dans une même formation stratigraphique, ce qui aboutit à une présentation plus synthétique (tableau 3.4.).

ETAGE	ECHANTILLON	COORDONNEES		LITHOFACIES	MASSE VOLUMIQUE APPARENTE ETAT SEC (g/cm ³)	BASSIN
		X	Y			
"HELVETIEN"	SIERROZ 20	883,3	2089,4	Grès fins marneux gris	2,37	BASSIN DE FRANGY - RUMILLY - AIX-LES-BAINS
BURDIGALIEN	NEPHE 1	877,5	2099,8	"Grès de Saint-Sylvestre"	2,56	
	CREMPIGNY 6	876,3	113,1	Grès grossiers calc. indurés	2,60	
	CREMPIGNY 1	876,0	111,2	Grès moyens calc. gris-vert	2,37	
	EPARRIS 2	886,9	2098,4	Grès moyens marneux ocres	2,32	
	EPARRIS 7	886,9	2098,4	Conglo. fin à moyen induré	2,59	
AQUITANIEN	EPARRIS 8	886,9	2098,4	Grès moyens marneux beiges	2,31	
"CHATTIEN" SUPERIEUR	LORETTE 1	887,3	122,0	Calcaire argilo-gréseux	2,53	
	JAMALOUPE 5	880,0	117,5	Calcaire beige	2,54	
	JAMALOUPE 1	880,0	117,5	Calcaire argilo-gréseux	2,45	
	SIERROZ 1	879,7	2086,9	Grès fins marneux gris	2,34	
"CHATTIEN" MOY	MONS 5	876,5	120,0	Calcaire blanc	2,34	
"CHATTIEN" INFERIEUR	EVIREES 10	901,5	2121,5	Grès moyens marneux gris	2,58	PLATEAU D'EVIREES
	EVIREES 7	901,5	2121,5	Marnes silteuses indurées	2,55	
	EVIREES 4	901,5	2121,5	Argile calcaréo-gréseuse	2,50	
	CHARRE 7	895,7	2118,0	Grès moyens argileux	2,49	
	CHARRE 4	895,7	2118,0	Grès fins marneux bioturbés	2,55	
	VILLY OTA 381	895,5	2118,1	Grès moyens calcaires gris	2,47	
	JOUVENONS MRG 1	895,0	2113,0	Grès fins calc. très indurés	2,52	
	JOUVENONS MRG 2	895,0	2113,0	Grès fins calc. très indurés	2,64	
	OLLIERES MRG 5	896,5	2114,0	Grès fins calc. très indurés	2,54	
	GRANGE MRG 7	895,2	2126,7	Grès fins calcaires gris	2,45	
	BAUDY MRG 10	894,1	2123,8	Grès fins calc. très indurés	2,56	
	VOVRAY MRG 13	893,7	2125,3	Grès moyens calcaires	2,40	
	CRUSEILLES 1	891,3	121,0	Grès moy. calc. très indurés	2,49	
BASSIN DE GENEVE	VERNIER 9 (54,4m)	889,0	141,5	Grès fins argileux gris-brun	2,46	
	VERNIER 10-1(55,8m)	889,0	141,5	Grès fins argileux bleu-ocre	2,39	
	VERNIER 12-6(48,7m)	889,0	141,5	Grès fins argileux gris-rge.	2,45	
	VERNIER 12-7(51,4m)	889,0	141,5	Grès fins argileux gris-rge.	2,49	
	VERNIER 13-2(47,4m)	889,0	141,5	Grès fins argileux gris-rge.	2,46	
?	ANNECY 6	?	?	Grès grossiers marneux verts	2,43	?

Tableau 3.3.

Masses volumiques apparentes des faciès molassiques

ETAGE	LITHOFACIES		ρ_d (g/cm ³)
"HELVETIEN"	Grès fins moyennement indurés		2,37
BURDIGALIEN	Grès fortement indurés		2,58
	Grès moyennement indurés		2,35
	Conglomérat de base, fin à moyen		2,59
AQUITANIEN	Grès moyennement indurés		2,31
"CHATTIEN" SUPERIEUR	Grès fins moyennement indurés		2,34
	Calcaires		2,51
"CHATTIEN" MOYEN	Calcaires (contenant de petites cavités)		2,34
"CHATTIEN" INFERIEUR	Plateau d'Evires	Grès très indurés (l'échantillon marneux n'est pas représentatif)	2,52
	Bassin de Genève	Grès fins argileux	2,45
?	Molasse verte d'Annecy	Grès verts assez compacts (utilisés dans la construc- -tion de bâtiments anciens)	2,43

Tableau 3.4. Synthèse des masses volumiques des faciès molassiques

Une généralisation encore plus poussée, étendue à tout le secteur étudié et tous étages confondus, permet enfin de proposer les valeurs moyennes suivantes :

grès fortement indurés : $\rho_d = 2,47$
 grès moyennement indurés : $\rho_d = 2,33$
 calcaires : $\rho_d = 2,50$

Dans l'ensemble, on constate que ces gammes de valeurs sont en assez bon accord avec celles qui ont été fournies par les profils Nettleton. Cette vérification n'a pu malheureusement porter sur les faciès marneux, où il est très difficile de façonner des échantillons, sauf induration exceptionnelle.

Nous n'avons donc pas, pour ceux-ci, de valeur précise à proposer, mais pensons seulement qu'elle doit se tenir autour de 2,35.

Enfin, nous signalerons que les grès du plateau d'Evires ("Chattien" inférieur) sont parfois remarquablement indurés, avec des densités supérieures à 2,5.

CHAPITRE III

LA GRAVIMETRIE APPLIQUEE A LA DETERMINATION DE LA GEOMETRIE

DE STRUCTURES ENTERREES

COMPARAISON AVEC LES METHODES SISMIQUE ET ELECTRIQUE

I. CHOIX D'UN SITE

La recherche et la caractérisation de structures enterrées présentent un intérêt certain en géologie du génie civil. Le fait de connaître leur existence peut permettre de prévoir d'éventuelles difficultés ; citons pour exemple les travaux de construction de l'autoroute A 41 qui, vers le col d'Evires, ont été gênés considérablement par les glissements localisés sur des topographies enfouies. Celles-ci sont également très prisées lors de recherches d'eau.

Cette étude a été appliquée à un sillon à remplissage quaternaire, creusé dans la molasse.

Ce sillon est observable, du moins en ce qui concerne sa partie supérieure, dans les talus de l'autoroute A 41, au Nord de Pringy. Le Tertiaire est ici la molasse d'eau "douce" du "Chattien" inférieur, composée d'alternances grésomarneuses de teinte rougeâtre.

Le Quaternaire, quant à lui, présente un faciès d'argiles le plus souvent silteuses, noires, très compactes ; quelques très fines lentilles sableuses sont visibles par endroit.

Il a semblé intéressant de voir si l'on pouvait obtenir le profil du fond du sillon, à une cote inférieure à celle de l'autoroute, grâce à des mesures gravimétriques.

Une corrélation avec des méthodes géophysiques fréquemment employées, telles que les prospections sismique et électrique, peut permettre de voir si la gravimétrie est fiable pour résoudre ce genre de problèmes que l'on peut rencontrer à diverses occasions en génie civil.

II. LA GRAVIMETRIE

II.1. Le profil de densités

Un profil transversal au sillon, comprenant quinze stations (stations 30 à 44) espacées de quinze mètres, a été réalisé sur la risberme du talus Ouest, qui est celui où cette structure est la mieux observable. Nous mesurons ainsi une courbe d'anomalie gravimétrique, calculée pour diverses densités (Fig.3.7.).

Il apparaît que le flanc SSW de ce sillon est bien exprimé. Le flanc NNE par contre, l'est moins bien et il aurait peut-être fallu deux stations de plus au NNE de la station 30.

Les stations 42-43-44 semblent indiquer un gradient régional vers le SSW. La composante SW-SSW de ce gradient serait d'environ 0,15-0,20 mgal/100 m, voire même 0,25 mgal/100 m.

Diverses causes pourraient être à l'origine de ce gradient :

- le pendage même de la molasse (7-8° au N 200-220°),
- la proximité vers le SSW du décrochement sénestre de la Mandallaz, de direction NNN-SSE.
- un effet plus vaste, que serait la baisse de gravité vers le grand décrochement Annecy-La Balme-Vuache.

II.2. Densités du quaternaire et de la molasse

Afin de calculer les forme et profondeur du sillon, il faut auparavant connaître les valeurs de densité du quaternaire et de la molasse.

Deux profils Nettleton ont été réalisés dans ces deux terrains.

II.2.1. Le Quaternaire (Fig.3.8.)

La densité maximum obtenue est de 1,85 dans les zones basses. Dans la partie haute du talus, cette densité chute à 1,6, le Quaternaire étant ici plus sec et vraisemblablement plus altéré.

PROFIL NETTLETON
 SILLON A REMPLISSAGE QUATERNAIRE
 ENTAILLANT LE "CHATTIEN" INFERIEUR

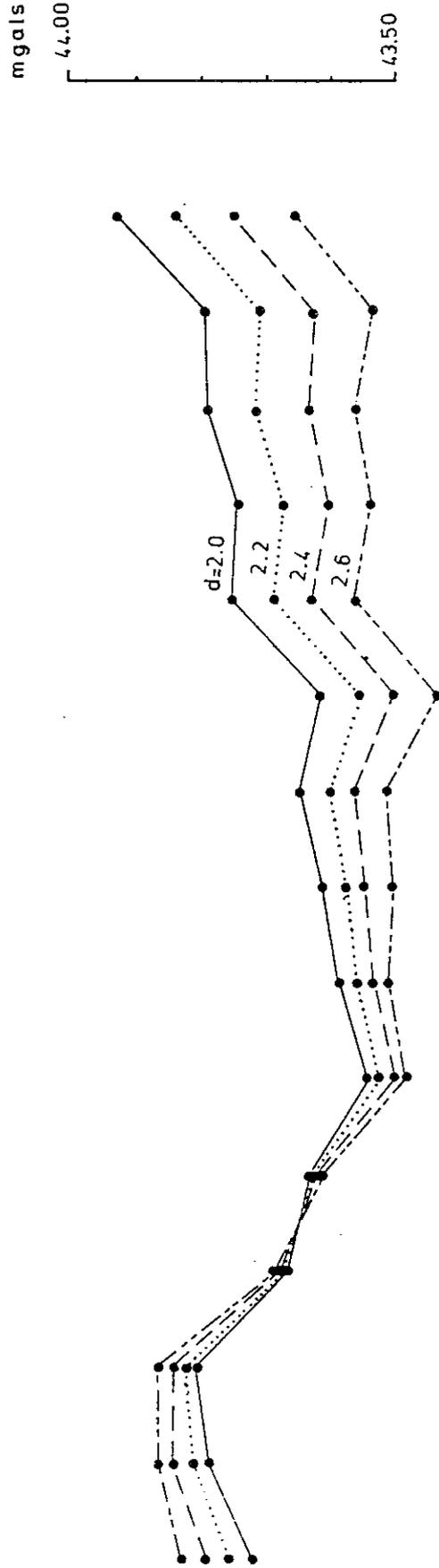
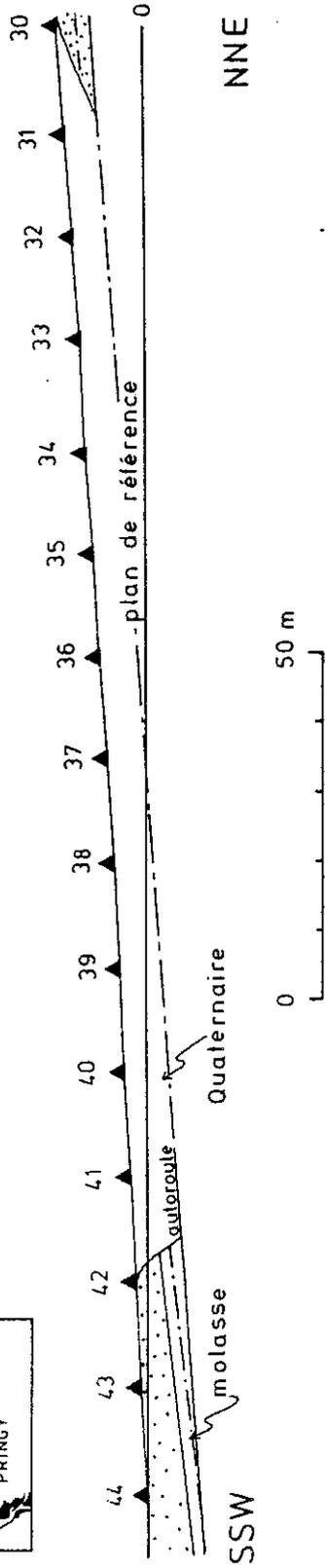
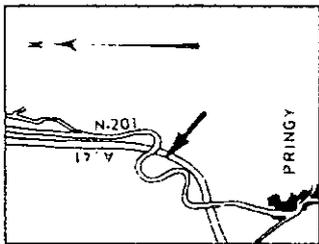
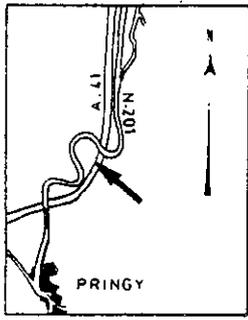


Fig. 3.7.



PROFIL NETTLETON

QUATERNAIRE

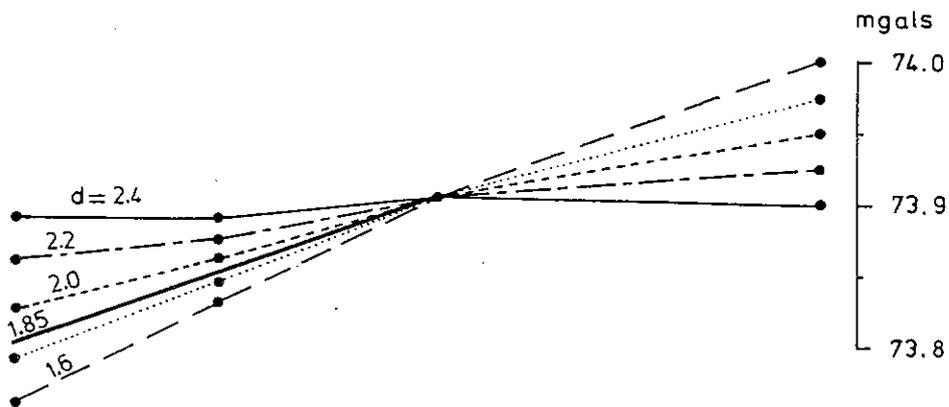
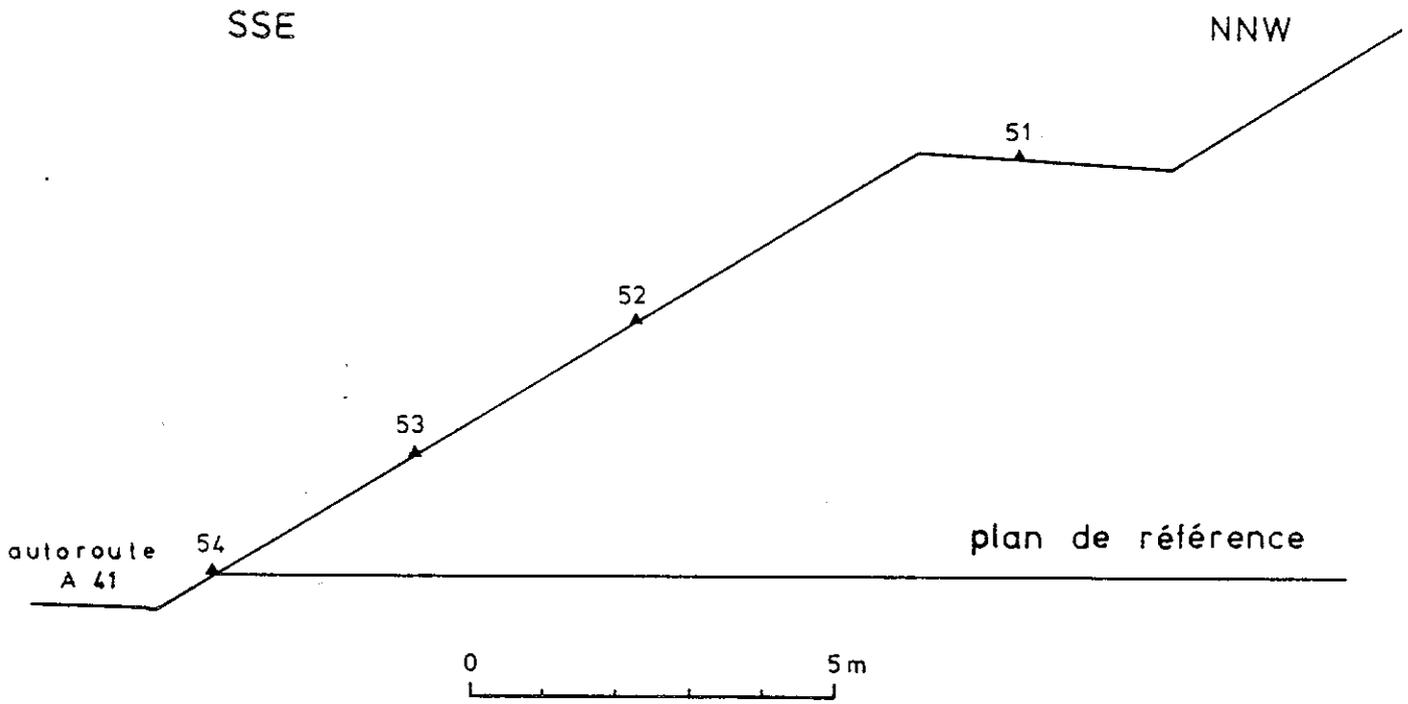


Fig. 3.8.

II.2.2. La Molasse (Fig.3.2.)

Comme nous l'avons vu lors du chapitre précédent, le talus molassique possède ici une densité de 2,45 pour les zones marneuses, et de 2,50 lorsque les grès dominent. Pour procéder aux calculs, nous avons donc choisi les valeurs de densités suivantes :

Quaternaire : $d = 1,77$
 Molasse : $d = 2,47$.

La différence de densité utilisée est donc $\Delta d = - 0,7$

II.3. Obtention du profil du fond du sillon

Nous avons choisi d'utiliser pour cela l'abaque de Jung. Le lecteur pourra se référer à l'Annexe II afin d'avoir le détail de la méthode.

Après avoir essayé divers modèles, nous avons abouti à un profil dont la courbe d'anomalie gravimétrique se rapproche le plus de celle mesurée sur le terrain (Fig.3.9.a.).

Nous obtenons un sillon d'environ 12 m de profondeur au-dessous du niveau de la risberme, entre les stations 39 et 34. Le fond est de plus, relativement plat et peu accidenté.

III. COMPARAISON AVEC LES PROFILS OBTENUS PAR SISMIQUE ET ELECTRIQUE

III.1. La sismique (Fig.3.9.b.)

Le contraste de vitesses sismiques entre le Quaternaire et la molasse est bien marqué, ce qui rend l'interprétation des sondages aisée.

Quaternaire : 1 700 m/s
 Molasse : 3 200 m/s.

L'aspect général du sillon est globalement semblable à celui obtenu par la gravimétrie. Si le profil est encore relativement plat dans l'ensemble, il est à noter néanmoins une dissymétrie des profondeurs entre les flancs Nord et Sud du sillon, dissymétrie ressentie d'ailleurs intuitivement au vu de l'inclinaison des contacts Quaternaire-Molasse dans les talus de l'autoroute.

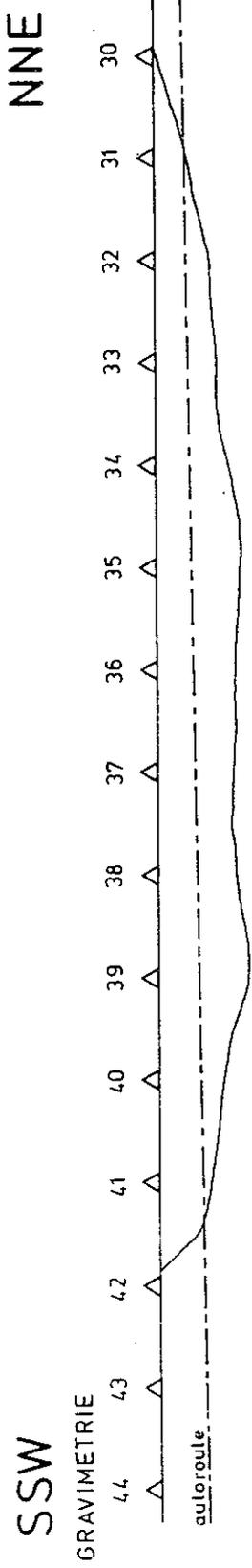


Fig. 3.9.a.

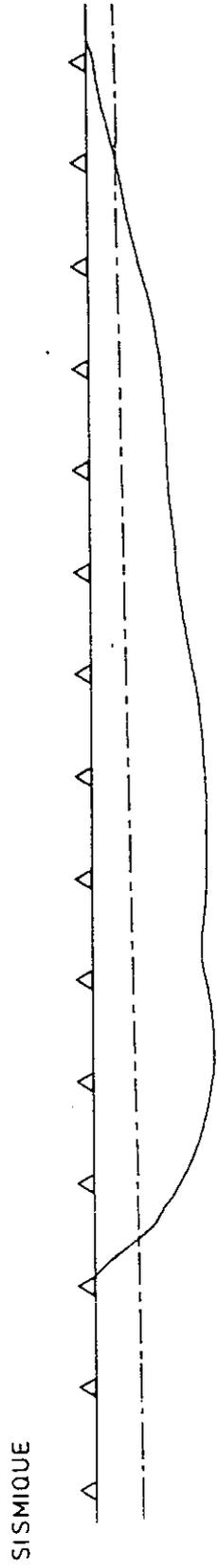


Fig. 3.9.b.

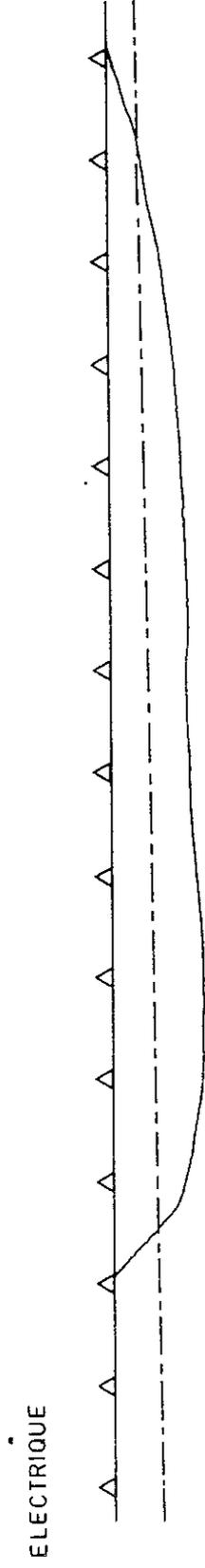


Fig. 3.9.c.



Fig. 3.9.

Comparaison des profils du sillon quaternaire obtenus par trois méthodes géophysiques

La portion Nord du sillon comprise entre les stations 30 et 36 possède une très bonne similitude de profondeur, compte tenu des imprécisions inhérentes à chacune des méthodes.

Entre les stations 36 et 42, les différences sont plus accentuées. Par la prospection sismique, les profondeurs sont d'environ 25 % plus élevées entre les stations 36 et 39. Cette différence passe à environ 45 % entre les stations 40 et 41.

III.2. L'électrique (Fig.3.9.c.)

Les résistivités des deux formations en présence possèdent l'inconvénient d'être faibles et peu contrastées. Le Quaternaire argileux entaille un faciès molassique formé d'alternances gréso-marneuses mais où cette dernière composante est fortement représentée.

Les résistivités sont donc les suivantes :

Quaternaire	:	25	$\Omega.m$
Molasse	:	49	$\Omega.m$

Outre l'importance de l'argile, la Molasse doit être décomprimée et altérée dans sa tranche superficielle.

Malgré tout, les résultats corroborent très bien le profil gravimétrique. Comme lors de la prospection sismique, une profondeur de 28 % environ plus importante que celle obtenue par gravimétrie apparaît entre les stations 40 et 41.

III.3. Conclusion

L'utilisation conjointe de ces trois méthodes de prospection géophysique, même si cela n'a été fait que sur un seul exemple, montre qu'une bonne approche de la géométrie de la structure peut être obtenue par la gravimétrie.

Le fait même d'être en présence d'un sillon n'est pas la situation la plus favorable pour les prospections sismique et électrique. Les meilleures mesures, avec ces méthodes, sont obtenues lorsque les profils sont réalisés parallèlement à l'axe de la structure, ce qui était très difficile dans ce cas.

De plus, si l'on se replace dans le contexte d'une prospection géophysique antérieure au tracé de l'autoroute, nous aurions eu, à cet endroit, environ 30 m de couverture quaternaire argileuse (argile sableuse argile et graviers, argile graveleuse à blocs, au-dessus du niveau où nous avons fait les profils). Cela aurait fortement compromis un résultat avec la méthode électrique, même avec une grande longueur de ligne.

Les réserves sont les mêmes pour la méthode sismique, bien qu'avec des charges explosives, le fond puisse être atteint.

Avec la gravimétrie, tout laisse à croire qu'il n'y aurait pas eu de problème pour appréhender la forme de ce sillon, quel que soit le remplissage. Vu la topographie locale (collines, etc.) et le Quaternaire parfois très épais, un contraste de densité d'environ 0,6 semble au moins nécessaire pour que des structures molassiques enfouies apparaissent. Par contre, lorsque la topographie est calme, un contraste de 0,2 suffit généralement. Cette méthode nous paraît donc tout à fait adaptée à l'étude du contact Molasse - Quaternaire et mérite d'être développée dans cette optique.

CONCLUSION GENERALE

Ce mémoire présente une synthèse des caractéristiques géologiques et géotechniques des formations molassiques du bassin savoyard. Le problème initial, posé par les ingénieurs de l'Équipement, était de savoir si des unités parfaitement différenciables existaient au sein de la série tertiaire, et, si tel était le cas, dans quelle mesure elles possédaient des caractéristiques géotechniques homogènes.

Notre premier travail a donc été de lever "banc par banc" et d'échantillonner de nombreuses coupes, dont les plus caractéristiques sont incluses ici. Nous en dégageons les conclusions suivantes :

- bien que la sédimentation molassique soit complexe, les coupures stratigraphiques usuellement employées délimitent des unités lithologiquement différenciables ;
- cette différenciation est principalement due au mode de dépôt qui est un critère essentiel à prendre en compte lors d'une étude à caractère géologique ou géotechnique dans la molasse. Le comportement géotechnique en découle directement : que ce soit la sédimentation cyclothématique de la molasse d'eau "douce" inférieure ou la sédimentation oblique, en auges, etc. de la molasse marine supérieure, leur conséquence est sensiblement égale ; les lithofaciès varient très rapidement, aussi bien latéralement que verticalement et rares sont les niveaux où des caractéristiques géotechniques homogènes existent sur plus de quelques mètres.

Les grands ensembles lithologiques définis, nous avons recensé les principaux lithofaciès rencontrés. Divers essais, dont le but était de définir des critères de qualités, ont été réalisés.

L'eau et les fluctuations thermiques étant les causes de nombreuses altérations, ce sont les caractéristiques hydrauliques des lithofaciès et leur comportement lors de cycles de gel-dégel en présence d'eau qui ont surtout été étudiés.

Il ressort de nos essais qu'un faciès molassique est déclaré excellent, lorsqu'il répond aux exigences suivantes concernant son comportement vis-à-vis de l'eau :

faible dilatation hydraulique ($< 1\%$), coefficient de capillarité (> 20), porosité totale ($< 8\%$), et coefficient de Hirschwald ($< 0,85$).

Ce sont les faciès fortement indurés, à ciment calcaire, qui présentent les meilleures caractéristiques hydrauliques.

Parallèlement, les essais de gel en présence d'eau montrent deux types de comportements parmi les molasses :

- des matériaux n'ayant aucune résistance au gel : accroissement immédiat et important de la longueur et du volume ;
- des matériaux plus résistants, pour lesquels longueur et volume subissent d'abord une contraction, puis une phase de stabilisation, avant de croître. La manifestation plus ou moins rapide de ce gonflement permet de caractériser la durabilité des lithofaciès.

De fortes vitesses soniques ($> 3\ 300$ m/s) et résistances à la compression monoaxiale (> 40 MPa) semblent également être le propre des faciès résistants et déclarés non gélifs.

Quant à l'essai brésilien de traction, que l'on trouve dans tous les rapports géotechniques concernant la molasse, la dispersion des résultats est telle qu'à notre avis sa représentativité est douteuse : son abandon nous semble donc souhaitable avec les terrains molassiques.

Le mode de dépôt est aussi responsable dans la sédimentation molassique, de la présence de nombreux niveaux argilo-marneux. Souvent prédominants dans la molasse d'eau "douce" inférieure, très fréquents dans l'"Helvétien", c'est à leur niveau que prennent généralement naissance les instabilités de pentes naturelles ou de talus artificiels.

Nous avons réalisés de nombreuses analyses diffractométriques dont il ressort que :

- la montmorillonite et les interstratifiés se retrouvent partout dans le bassin molassique ;
- au sein d'un cyclothème, si les pourcentages relatifs d'interstratifiés et d'illite semblent constants dans les niveaux marno-gréseux et marneux, on remarque une diminution de la montmorillonite parallèlement à une augmentation de la teneur en chlorite, vers le haut de ceux-ci ;
- si les niveaux argilo-marneux sont toujours fortement altérables, leur susceptibilité au gonflement va néanmoins dépendre du pourcentage de la fraction fine ($< 2\mu$) par rapport à l'ensemble de la roche ; lorsque les minéraux phylliteux gonflants occupent plus de 10 % de la roche totale, la dégradation de la cohésion du faciès peut se manifester rapidement dès la mise au contact de l'atmosphère.

Outre les essais sur échantillons, nous nous sommes également attachés, in situ, à l'étude des densités en grandes masses et des structures mio-pliocènes enfouies, par le biais de la gravimétrie.

- Ainsi, en ce qui concerne les densités en grandes masses, une valeur précise peut être obtenue grâce à l'emploi de profil de densités (profils Nettleton). Ce résultat est intéressant, car ce type de mesure intègre les innombrables variations de densité dues à la multiplicité des faciès.
- La discrimination entre le Quaternaire et les topographies molassiques qu'il ennoie est très nette et la géométrie des structures enfouies peut donc être appréhendée facilement.

L'emploi de la gravimétrie à cette fin, fait ressortir :

- sa grande souplesse d'emploi vis-à-vis des dispositifs plus encombrants déployés lors de prospections sismique ou électrique ;
- la nécessité d'un contraste de densités d'au moins 0,6 entre Quaternaire et molasse dans le cas de topographies tourmentées, pouvant descendre à environ 0,2 dans le cas de topographie peu accentuée.

Son principal inconvénient reste l'extrême précision dont il faut faire preuve lors du levé de terrain et des corrections topographiques.

Mais, la prospection gravimétrique semble néanmoins tous à fait adaptée à une utilisation par le Génie civil à l'intérieur du bassin molassique, et mérite donc d'être plus amplement utilisée à l'avenir.

Le réemploi des molasses apporte de moins grandes satisfactions outre les piètres caractéristiques mécaniques souvent rencontrées dans les niveaux compétents, la grande proportion des niveaux argilo-marneux rend la chose difficile. Cette optique ne devrait jamais être perdue de vue lors des travaux dans les molasses : on arriverait alors progressivement à définir des niveaux, des secteurs dignes d'être exploités comme remblais, etc. Nous avons pour notre part délimité une zone (secteur occidental du plateau d'Evires) où des grès exceptionnellement indurés peuvent se prêter à de nombreuses utilisations, sous réserve d'éliminer les niveaux marneux.

Ce qu'il faut donc retenir, c'est que face à la molasse, formation dont le mode de dépôt, la lithologie, la répartition des faciès, etc. sont de prime abord difficile à percevoir, il est toujours possible de l'aborder, même lorsque la finalité est géotechnique. C'est ce que veut montrer ce mémoire, où sont décrits des essais simples, représentatifs, et facilement reproductibles.

Face à un travail à réaliser en terrain molassique, nous pouvons proposer la méthode globale d'investigation suivante, que l'expérience acquise au fil de cette étude nous a inspiré :

- étude lithologique de la zone, en insistant sur les structures sédimentologiques qui permettent de caractériser le mode de dépôt. La situation stratigraphique, si elle est ignorée, peut être déduite grâce à ces observations.
- recensement des principaux lithofaciès rencontrés et essais de caractérisation géotechnique :
 - sur les niveaux compétents : quelques essais simples de comportement à l'eau, de mesure de vitesse sonique, etc. pourront donner rapidement une idée quant à leurs caractéristiques hydriques et mécaniques.

Quelques cycles de gel-dégel peuvent mettre en évidence les lithofaciès irrémédiablement mauvais. Il sera possible de poursuivre les essais sur les autres échantillons afin de les caractériser plus précisément.

- sur les niveaux argilo-marneux : une étude des paragenèses argileuses alliée à une détermination de la granulométrie permettra de savoir si des surprises désagréables de décohesion sont à craindre au cours des travaux.

Ce schéma devra être affiné en cours d'exécution et de nouveaux essais, de mise en oeuvre toujours aussi facile, devront être recherchés. Mais cela ne sera possible que si les travaux ultérieurs dans la molasse sont l'occasion d'étudier rationnellement le comportement des divers faciès rencontrés. Un regroupement de tous les résultats au sein d'une banque de données permettrait une étude statistique, et il pourrait alors en découler un inventaire de paramètres et d'essais réellement représentatifs des caractéristiques des matériaux molassiques.

Cette compilation permettrait sûrement aussi, du point de vue du réemploi, de préciser les domaines d'emploi des niveaux molassiques, par la détermination de faciès et de zones répondant aux spécifications.

ANNEXES

- ANNEXE I POROSIMÉTRIE AU MERCURE
- ANNEXE II PROFILS NETTLETON - METHODE DE CALCUL
- ANNEXE III DÉTERMINATION DE LA GÉOMÉTRIE DE STRUCTURES ENTERRÉES
UTILISATION DE L'ABAQUE DE JUNG

ANNEXE IPOROSIMETRIE AU MERCURE

Le porosimètre utilisé est un Carlo ERBA série 200.

Il permet de saturer automatiquement au mercure la porosité, jusqu'à une pression de 200 MPa.

L'opération est menée en deux temps :

- dans un premier temps, on mesure le volume de mercure absorbé par l'échantillon sous l'effet de paliers croissants de pression, atteignant in fine un maximum de 200 MPa ;
- dans un second temps, on décomprime, également par paliers, et à la fin du cycle on mesure, par pesée, la quantité de mercure restée piégée dans les gros pores de l'échantillon.

Mode opératoire

L'échantillon est débité en petits cubes d'environ 5 mm de côté et mis à l'étude.

Dix grammes sont ensuite introduits dans un dilatomètre, ils subissent un dégazage de deux heures grâce à une pompe à vide (pression obtenue : ≈ 1 kPa) (Fig 4.1).

Le fait de dégazer l'échantillon permet de n'opposer à la pénétration du mercure que les forces capillaires.

On remplit alors de dilatomètre de mercure qui se trouve donc en contact avec toutes les faces libres de l'échantillon si l'on a pris soin de ne pas laisser de vide résiduel lors du remplissage.

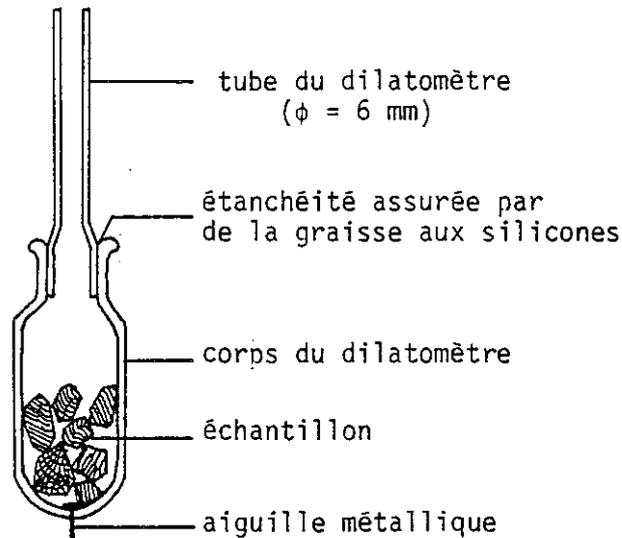


Fig.4.1. LE DILATOMÈTRE

Une visée à la lunette permet de mesurer le niveau du mercure dans le tube du dilatomètre.

Le vide est ensuite cassé par paliers successifs jusqu'à la pression atmosphérique. Une seconde visée de la hauteur de mercure permet de déterminer la variation de niveau due à sa pénétration dans l'échantillon.

Cette première mesure fournit une évaluation de la macroporosité directement accessible de la roche (pores de diamètre compris entre 750 et 7,5 μm).

Le dilatomètre est alors placé dans la cellule de mesure. Dès lors, les variations de volume ne seront plus repérées optiquement, mais à l'aide d'un dispositif électrique. A cet effet, un circuit est établi à travers le mercure, entre un contact fixe situé à la base du dilatomètre et un palpeur, mobile dans le tube supérieur. L'abaissement de ce palpeur est commandé par un moteur synchrone.

Lorsqu'une augmentation de pression entraîne une baisse du mercure dans le dilatomètre, le palpeur perd le contact ; le moteur se met alors en route jusqu'à fermeture du circuit.

Le diagramme d'enregistrement inscrit, durant la perte de contact, une déviation radiale.

Quand le contact électrique est rétabli, cela déclenche une nouvelle augmentation de pression, enregistrée sur le diagramme.

Cela implique donc que l'enregistrement n'est pas continu ; il s'effectue en une série de paliers, correspondant chacun à une baisse du niveau du mercure.

On mesure au cours de cette étape, la "microporosité" du matériau, c'est-à-dire la pénétration dans des vides dont le diamètre est inférieur à $7,5 \mu\text{m}$.

La pression maximale atteinte, on décomprime ensuite par paliers. La décompression se fait manuellement, mais le palpeur suit automatiquement la remontée du mercure.

L'échantillon est ensuite sorti du dilatomètre.

Après 24 heures, une pesée permet de connaître la quantité de mercure restant piégée dans les pores qui n'avaient été pénétrés que par le développement d'une pression supérieure à la pression atmosphérique.

La précision n'est évidemment pas la même sur toute la courbe porosimétrique. En effet, eu égard aux erreurs dues aux bulles d'air et aux lectures à la lunette, la partie correspondant au remplissage du porosimètre est la moins fiable.

A N N E X E II

PROFILS NETTLETON - METHODE DE CALCUL

I. INTRODUCTION

Un profil Nettleton va comporter plusieurs stations de mesure. L'une, choisie arbitrairement, sert de base, permettant de vérifier la dérive du gravimètre durant l'établissement du profil. Pour ce faire, une lecture y est effectuée en début et en fin de manipulation.

Lorsqu'une lecture moyenne est obtenue pour chaque station, et avant tout calcul, il faut la convertir en milligals (unité usuelle pour mesurer l'anomalie de Bouguer).

La notice technique du gravimètre Worden employé stipule que la conversion est de 0,0936 milligal/division.

Après correction de la dérive de l'appareil et de l'effet luni-solaire (ce dernier grâce à des tables, ou par passage périodique à des bases), plusieurs autres corrections sont nécessaires avant d'aboutir à la valeur finale de l'anomalie de Bouguer.

II. CORRECTIONS INTRODUITES

En admettant que les modifications apportées à la lecture brute dans le paragraphe précédent nous donnent la valeur observée de l'anomalie gravimétrique (g_{OBS}), l'anomalie de Bouguer est la somme de toutes les corrections suivantes :

$$g_B = g_{OBS} \pm Dg_L + dg_{AL} - dg_{PL} + dg_T$$

g_B = anomalie de Bouguer ; g_{OBS} : valeur observée après corrections de dérive et luni-solaire

dg_L = correction de latitude

dg_{AL} = correction à l'air libre

dg_{PL} = correction de plateau

dg_T = correction de terrain

II.1. Correction de latitude

La relation de base est la suivante :

$$\frac{dg_L}{ds} = \frac{1}{R_t} \frac{dg_L}{d\phi} \approx \frac{1}{R_{eq}} \frac{dg_L}{d\phi} \approx 1,307 \sin 2 \phi \text{ mgal/mile}$$

$$\approx +0,76 \text{ mgal/km dans le sens Sud-Nord}$$

d_s : distance horizontale Nord-Sud

R_t : rayon de la Terre à la latitude ϕ

R_{eq} : rayon équatorial

La valeur maximale de correction apparaît pour une latitude de 45° car fonction de 2ϕ . Or, dans notre région, nous sommes peu éloignés de cette valeur :

Cruseilles : $46^\circ 02'$
 Annecy : $45^\circ 54'$
 Grésy-sur-Aix : $45^\circ 43'$

La variation induite par la latitude est assez sensible :

1,32 km/mgal dans le sens Nord-Sud,
 soit 13,20 m/centième de mgal dans le sens Sud-Nord, le centième de milligal étant la précision supposée du gravimètre Worden utilisé,

II.2. Correction à l'air libre

Il s'agit, par cette correction, de ramener toutes les mesures effectuées le long d'un profil, au niveau d'un plan de référence que nous avons toujours choisi comme étant le plan de la station la moins élevée.

Il ne faut pas omettre d'inclure dans cette correction la hauteur du trépied supportant le gravimètre.

Elle est établie par la relation suivante :

$$\frac{dg_{AL}}{dRt} = - \frac{2 \gamma Mt}{Rt^3} \approx - \frac{2 g}{Req} \approx - 0,09406 \text{ mgal/ft}$$

$$\approx - 0,3086 \text{ mgal/m}$$

γ : constante de gravitation universelle

Mt : masse de la Terre

La valeur de la correction à l'air libre est ajoutée à la lecture de terrain quand la station est au-dessus du plan de référence, et soustraite quand elle est au-dessous.

Cela implique de connaître les altitudes relatives des différentes stations par rapport à la station de base, de manière très précise (≈ 1 cm), d'où l'emploi d'un niveau.

Pour donner un ordre d'idée, une précision de résultat espérée au 1/100ème de milligal, impliquerait de connaître l'altitude du plan de référence à 5 cm près, et de localiser les stations (en latitude Nord-Sud) à environ 13 m près.

Il faut avouer que ce sont là des conditions assez contraignantes et pas toujours faciles à réaliser, surtout en ce qui concerne l'altitude.

II.3. Correction de plateau

Elle permet de tenir compte de l'attraction du terrain situé entre la station de mesure et le plan de référence. L'existence du prisme de terrain est ignorée lors de la correction à l'air libre.

Cette correction dépend donc de la densité du matériau présent, comme le montre la relation suivante :

$$\frac{dg_{PL}}{dRt} = \frac{dg_{PL}}{d Req} = 2 \pi \gamma \sigma \text{ mgal/ft} = 0,01277 \sigma \text{ mgal/ft}$$

$$= 0,0419 \sigma \text{ mgal/m}$$

σ = densité du matériau

La correction de plateau est appliquée en sens opposé à la correction à l'air libre ; c'est-à-dire soustraite quand la station est au-dessus du plan de référence.

Les corrections de plateau et à l'air libre peuvent être combinées ; elles donnent la correction de Bouguer, bien évidemment fonction de la densité du terrain (tableau 4.1.).

Density	Mg./meter	Mg./ft.
1.6	0.2416	0.07364
1.7	0.2375	0.07237
1.8	0.2333	0.07109
1.9	0.2291	0.06982
2.0	0.2249	0.06854
2.1	0.2207	0.06726
2.2	0.2165	0.06599
2.3	0.2123	0.06471
2.4	0.2082	0.06344
2.5	0.2040	0.06216
2.6	0.1998	0.06088
2.7	0.1956	0.05960

Tableau 4.1.

II.4. Corrections de terrain

La correction de terrain prend en compte les irrégularités du sol au voisinage de la station. Elle est toujours AJOUTEE à la lecture du gravimètre.

Plusieurs méthodes graphiques existent pour calculer la correction de terrain.

Dans tous les cas, cela exige une topographie précise au voisinage de la station de mesure (dans un rayon de 20 m). En effet, c'est la zone proche de la station qui contribue pour la majeure part, à la correction de terrain. De plus, on commet forcément des erreurs lorsque la station est au bord d'une falaise, proche de blocs erratiques, etc.

La topographie est le point le plus délicat de la méthode gravimétrique, et ce fut notre cas, en l'absence d'un fond topographique précis, il fallut le lever à l'aide d'un théodolite.

Pour les corrections plus lointaines, nous avons utilisé les cartes IGN au 1/25 000.

Une "cible" transparente divisée par des cercles concentriques de rayons donnés et par des lignes radiales a été employée (Fig.4.2.). Ces cercles et ces lignes définissent des secteurs dont la surface augmente en s'éloignant du centre.

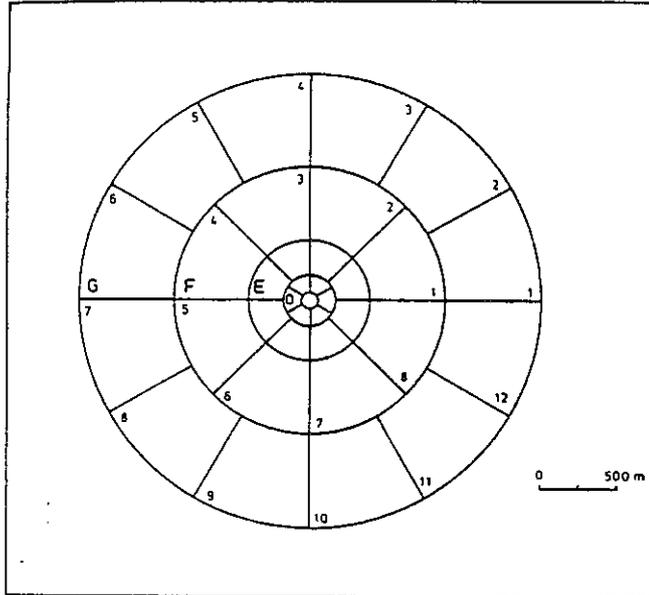


Fig. 4.2.

Le centre de la "cible" est placé sur la station de mesure. Il s'agit de comparer l'altitude moyenne de chaque compartiment avec celle de la station.

La différence d'altitude, reportée sur une table de correction de terrain, donne une valeur en milligal, à ajouter à la lecture du gravimètre (Tableau 4.2.).

Tableau 4.2.

Zone B 4 secteurs 6°36'-54°6'		Zone C 6 secteurs 54°6'-175°		Zone D 6 secteurs 175°-258°		Zone E 8 secteurs 258°-1280°		Zone F 8 secteurs 1280°-2936°		Zone G 12 secteurs 2936°-5018°		Zone H 12 secteurs 5018°-8578°		Zone I 12 secteurs 8578°-14612°	
r_1	d_{gr}	r_0	d_{gr}	r_1	d_{gr}	r_1	d_{gr}	r_1	d_{gr}	r_1	d_{gr}	r_1	d_{gr}	r_1	d_{gr}
0-0-1-1	0-0000	0-0-4-3	0-0000	0-0-7-7	0-0000	0-18	0-0000	0-27	0-0000	0-58	0-0000	0-75	0-0000	0-99	0-0000
1-1-1-9	0-0013	4-3-7-5	0-0013	7-7-13-4	0-0013	18-30	0-0013	27-46	0-0013	58-100	0-0013	75-131	0-0013	99-171	0-0013
1-9-2-5	0-0026	7-5-9-7	0-0026	13-4-17-3	0-0026	30-39	0-0026	46-60	0-0026	100-129	0-0026	131-169	0-0026	171-220	0-0026
2-5-2-9	0-0040	9-7-11-5	0-0040	17-3-20-5	0-0040	39-47	0-0040	60-71	0-0040	129-133	0-0040	169-200	0-0040	220-261	0-0040
3-9-3-4	0-0053	11-5-13-1	0-0053	20-5-23-2	0-0053	47-53	0-0053	71-80	0-0053	133-173	0-0053	200-226	0-0053	261-296	0-0053
3-4-3-7	0-0067	13-1-14-5	0-0067	23-2-25-7	0-0067	53-58	0-0067	80-88	0-0067	173-191	0-0067	226-250	0-0067	296-327	0-0067
7-7-7	0-0133	14-5-24	0-0133	25-7-43	0-0133	58-97	0-0133	88-146	0-0133	191-317	0-0133	250-414	0-0133	327-540	0-0133
7-9	0-0267	24-3-2	0-0267	43-5-6	0-0267	97-126	0-0267	146-189	0-0267	317-410	0-0267	414-535	0-0267	540-698	0-0267
9-12	0-040	32-39	0-040	56-6-6	0-040	126-148	0-040	189-224	0-040	410-486	0-040	535-633	0-040	698-827	0-040
12-14	0-053	39-45	0-053	66-7-6	0-053	148-170	0-053	224-255	0-053	486-552	0-053	633-719	0-053	827-938	0-053
14-16	0-067	45-51	0-067	76-8-4	0-067	170-189	0-067	255-282	0-067	552-611	0-067	719-796	0-067	938-1038	0-067
16-19	0-080	51-57	0-080	84-9-2	0-080	189-206	0-080	282-308	0-080	611-666	0-080	796-866	0-080	1038-1129	0-080
19-21	0-0935	57-63	0-0935	92-10-0	0-0935	206-222	0-0935	308-331	0-0935	666-716	0-0935	866-911	0-0935		
21-24	0-107	63-68	0-107	100-10-7	0-107	222-238	0-107	331-353	0-107	716-764	0-107	911-992	0-107		
24-27	0-120	68-74	0-120	107-11-4	0-120	238-252	0-120	353-374	0-120	764-809	0-120	992-1050	0-120		
27-30	0-133	74-80	0-133	114-12-0	0-133	252-266	0-133	374-394	0-133	809-852	0-133	1050-1105	0-133		
		86-91	0-147	120-12-7	0-147	266-280	0-147	394-413	0-147	852-894	0-147				
		91-97	0-160	127-13-3	0-160	280-293	0-160	413-431	0-160	894-933	0-160				
		97-104	0-174	133-14-0	0-174	293-306	0-174	431-449	0-174	933-972	0-174				
		104-110	0-200	146-15-2	0-200	318-331	0-200	466-483	0-200	1009-1046	0-200				

Corrections de terrain: basées sur une densité moyenne $\sigma=2,67g/cm^3$

r_1 et r_0 : rayons intérieur et extérieur des secteurs

z , r_1 et r_0 en pieds (ft)

d_{gr} en milligals

(d'après "Applied Geophysics")

TELFORD-GELDART-SHERIFF-KEYS

ANNEXE III

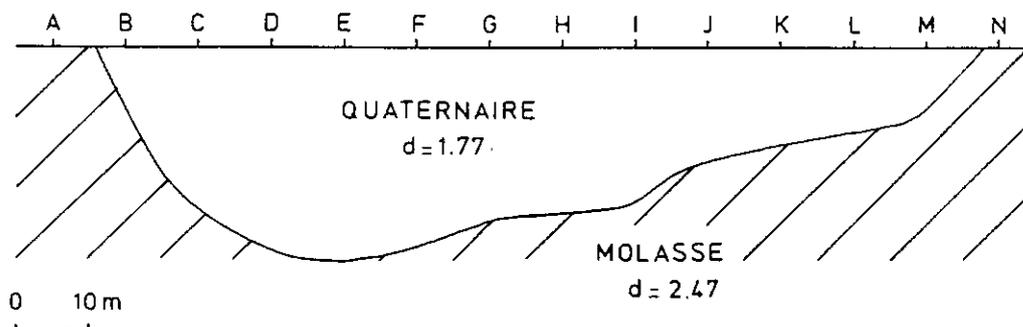
DETERMINATION DE LA GEOMETRIE DE STRUCTURES ENTERREES

UTILISATION DE L'ABAQUE DE JUNG

Afin de calculer la forme du sillon quaternaire entaillant la molasse, que nous avons choisi comme exemple, nous avons utilisé l'abaque de Jung. Bien évidemment d'autres méthodes graphiques existent.

Une chronologie précise des opérations doit être respectée.

I. Un modèle arbitraire est dessiné (Fig.4.3.)



Les densités des deux terrains en présence est déterminée par avance grâce à deux profils Nettleton, réalisés sur chacune des formations.

Nous verrons également que l'échelle du modèle est importante (dans le cas de notre exemple : 1/1 000ème).

II. L'abaque de Jung (Fig.4.4.) est posée sur tous les points choisis du profil.

En chacune de ces stations, on compte le nombre de cases de l'abaque interceptant le Quaternaire (Fig.4.5.).

Nous aurons donc différentes valeurs :

$$\begin{aligned} A &= 0 \text{ case} \\ F &= X \text{ cases} \\ N &= Z \text{ cases} \end{aligned}$$

La même opération est recommencée en utilisant l'abaque de Jung tête-bêche (Fig. 4.5.).

De nouvelles valeurs seront affectées à chaque station.

$$\begin{aligned} N &= 0 \text{ cas} \\ F &= Y \text{ cases} \\ A &= U \text{ cases} \end{aligned}$$

En chaque point, la somme des cases comptabilisées lors du premier et second passage est effectuée.

$$\begin{aligned} \text{Nous obtiendrons : } A &= 0 + U = U \text{ cases} \\ F &= X + Y \\ N &= Z + 0 = Z \text{ cases} \end{aligned}$$

III. A ce stade, il va être possible de calculer l'effet de la différence de densité (Δ_d) existant entre quaternaire et molasse.

Il est à noter que plusieurs valeurs de Δ_d peuvent être essayées selon les fourchettes de densités obtenues lors des profils de Nettleton.

En tous points, l'effet d'attraction pour chaque case de l'abaque est déterminé par la relation suivante :

$$6,67 \times 10^{-6} \times \Delta_d \times p \quad (\text{en milligal})$$

et ce, pour un modèle dessiné à l'échelle 1/p.

Avec notre modèle imaginaire (Fig.4.2.), nous obtiendrons :

$$\text{en A : } U \times 6,67 \times 10^{-6} \times (0,7) \times 1000 = -\alpha \text{ mgals}$$

$$\text{en F : } (X+Y) \times 6,67 \times 10^{-6} \times (0,7) \times 1000 = -\beta \text{ mgals}$$

$$\text{en N : } Z \times 6,67 \times 10^{-6} \times (0,7) \times 1000 = -\gamma \text{ mgals}$$

IV. La courbe de différence d'anomalies gravimétriques est ensuite tracée (Fig. 4.7.)

V. Cette courbe est alors comparée à la courbe obtenue par les mesures gravimétriques de terrain.

On regarde si il y a concordance avec la courbe induite par une valeur de densité de 2,47 qui est celle choisie pour la molasse.

Si c'est le cas, le modèle proposé est celui se rapprochant le plus de la réalité.

Sinon, un autre modèle est essayé, jusqu'à obtention du bon profil.

Ce travail, relativement fastidieux, serait grandement simplifié par l'emploi d'un programme informatique.

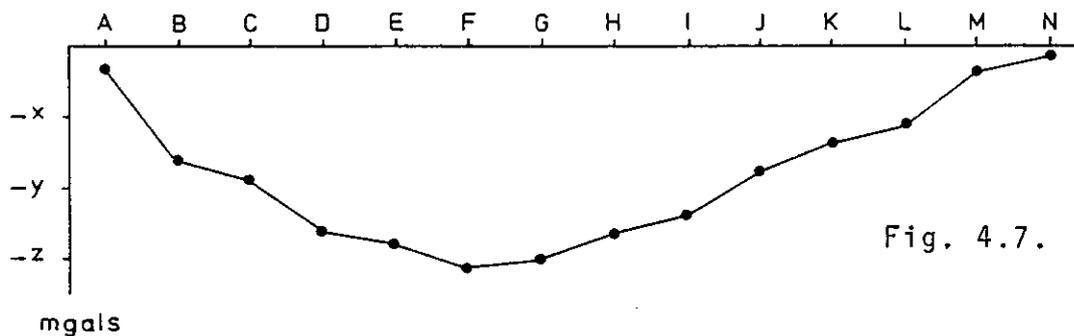


Fig. 4.7.

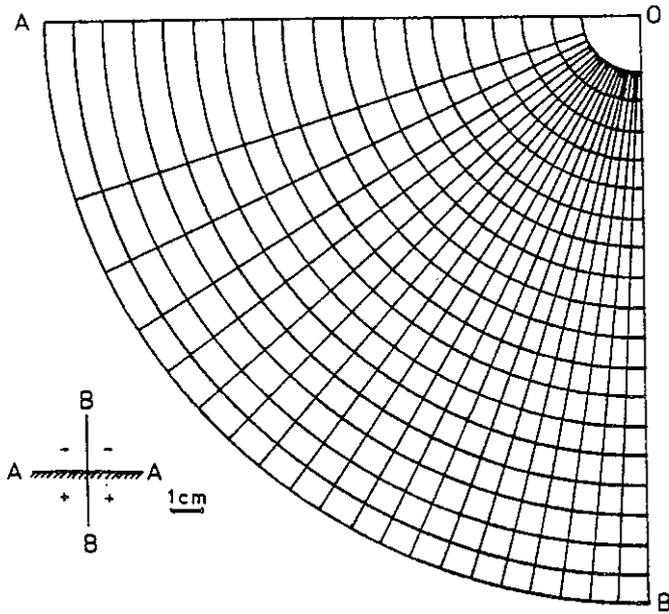


Fig. 4.4. Abaque de JUNG

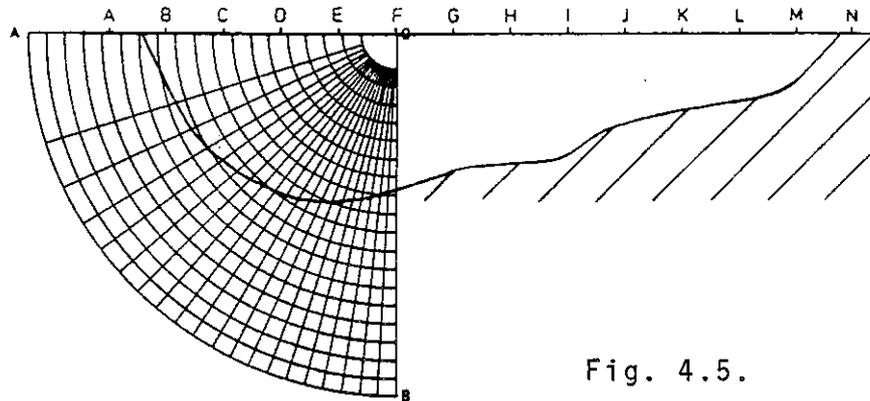
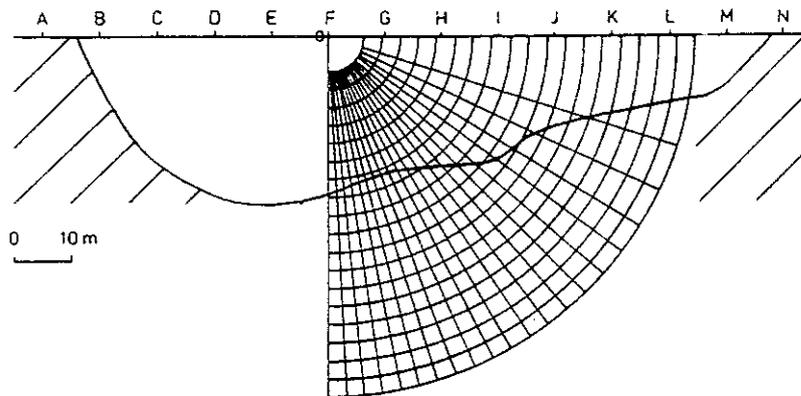


Fig. 4.5.



0 10m

Fig. 4.6.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHIMBAUD C., TOURENQ C. (1971). La gélivité des granulats routiers. Bull. de Liaison des P. et Ch., n° 51, p. 51-60.
- AXELROD A. (1978). Contribution à l'étude géophysique de la région des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat. Thèse, Université de Lausanne.
- BEAUDOIN B., GIGOT P., HACCARD D. (1970). Flysch et molasse, approche sédimentologique. Bull. Soc. géol. de Fr., 7, XII, n° 4, p. 664-672.
- BERSIER A. (1936). La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise. C.R.S. de la Soc. géol. de Fr., n° 7, p. 111-114.
- BERSIER A. (1936). Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Mém. Soc. vaud. de Sc. nat., vol. 6, n° 3.
- BERSIER A. (1936). Un critère de durée dans l'Oligocène vaudois. Bull. Soc. vaud. de Sc. nat., 59, 240, p. 103-109.
- BERSIER A. (1945). Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène. Eclogae geol. Helv., 38, 2, p. 452-458.
- BERSIER A. (1948). Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine. Int^l. Geol. Congress, 18th session, Great Britain, part IV, p. 83-92.
- BERSIER A. (1958). Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclogae geol. Helv., 51, 3, p. 854-893.
- BERSIER A. (1958). Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne. Eclogae geol. Helv., 51, 3, p. 842-853.
- BERSIER A., VERNET J.-P. (1964). Etudes sédimentologiques dans la Chandelar. Bull. de la Soc. vaud. de Sc. nat., 68, 314.
- BOUSQUIE P. (1979). Texture et porosité de roches calcaires. Th. Doct.-Ing., Paris VI.
- BUCHLI H., PAQUIN R., DONZE A. (1976). Etude géoélectrique et gravimétrique du Chablais entre Anières et Evian. Matériaux pour la géologie de la Suisse, Géophysique n° 18.
- C.E.R.N. (1972). Etudes géologiques et géotechniques effectuées sur le site du synchrotron européen de 300 GeV. Rapport MC/61/Rev., Genève, 1^{er} juillet 1972.
- COLLET L.W., PAREJAS E. (1934). Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève; n° 1. C.R. des Séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, vol. 51, n° 2, p. 171-174.
- COLLET L.W., PAREJAS E. (1936). Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève; n° 2; la région comprise entre les Esserts et les Usses. C.R. des Séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, vol. 53, n° 2, p. 95-96.
- COLLET L.W., PAREJAS E. (1936). Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève; n° 3; vue d'ensemble. C.R. des Séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, vol. 53, n° 2, p. 98-101.
- CROUZEL F. (1974). Les dépôts fluvio-lacustres. Bull. du Centre de Rech. de Pau, vol. 8, n° 1, p. 189-208.
- DAXELHOFER J.-P. (1969). Conséquences pratiques d'un nouvel essai de gélivité en laboratoire. "La Conservazione delle sculture all'aperto". Bologna, 23-26 ottobre.
- DAYRE M., FABRE D., LETOURNEUR J., ANTOINE P., ORENGO Y. (1978). Eléments pour une classification géotechnique des terrains. Proceedings of the III International Congress I.A.E.G., Madrid, Sec. II, vol. 2, p. 131-139.
- DONCIEUX L. (1932). L'Oligocène de la vallée du Rhône et de la région des Usses. C.R. des Séances de la Soc. géol. de Fr. n° 1-2, p. 22-23.

- DOUXAMI H. (1896). Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie, et de la Suisse occidentale. Ann. Univ. Lyon, série 1, fasc. 27, 316 pp.
- DOUXAMI H. (1904). Etude sur la Molasse rouge. Annales de la Société linnéenne de Lyon, tome LI.
- FAVINI G.C. (1966). La résistivité électrique des molasses. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 69, n° 321.
- FELIX C. (1978). Molasses et grès de Villarod (Fribourg). L.M.P. de l'E.P.F.L., Inventaire des carrières suisses de pierre de taille, fiche technique n° 1.
- FELIX C. (1981). Caractères pétrographiques et comportement par rapport à l'eau de grès molassiques du plateau suisse. Comparaison avec d'autres grès. Int^{a1}. Symposium on the conservation of stone, Bologna.
- FELIX C., FURLAN V. (1982). Mesures automatiques sur des faciès gréseux, de la dilatation linéaire isotherme par absorption d'eau dans différentes conditions. 4th Int. Congress on Deterioration and Preservation of Stone Objects, Louisville.
- FELIX C. (1983). Sandstone linear swelling due to isothermal water sorption. Materials Science and Restoration, Int. Conference.
- FURLAN V., FELIX C. (1979). Introduction à la conservation de la pierre. E.P.F.L., publication n° 178.
- GIGNOUX M., MORET L. (1939). L'Oligocène du bassin du Rhône entre Genève et Seyssel. Les études rhodaniennes, revue de géographie alpine, vol. XV, n° 1-3, p. 139-144.
- HILLY J., HAGUENAUER B., LA ROCHE H. de, MOINE B., SOUDANT M. (1970). Essai de caractérisation chimique des flyschs et molasses. C.R.S. de la Soc.géol. de Fr., fasc. 7, p. 238.
- HOMWOOD P. (1978). Exemples de séquences de faciès dans la molasse fribourgeoise, et leur interprétation. Bull. Soc. frib. Sc. nat., 67, 1, p. 73-82.
- HOMWOOD P. (1981). Faciès et environnements de dépôt de la molasse de Fribourg. Eclogae geol. Helv., vol. 74, 1, p.29-36.
- HUDEC P.P., SITAR N. (1975). Effect of water sorption on carbonate rock expansivity. Can. Geotech. J., 12, p. 179-186.
- JOHN H. (1957). Die Gliederung der deutschen Alpenvorlandmolasse mit Hilfe die Reflexionseismischer Geschwindigkeiten. Erdöl und Kohle, Hefte 8, 9, 10.
- JUNG P. (Coordonnateur) (1982). Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S. 7, 91 p.
- KAZO S. (1975). Sédimentologie du Tertiaire du massif des Bauges (Alpes de Savoie)- France. Th. 3^e cycle, Grenoble.
- KISSLING D. (1974). L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. Th. n° 1648, Genève.
- KOGBLEVI J.-C. (1973). Contribution à l'étude de quelques formations de flysch et de molasse des Alpes, et réflexions sur les critères distinctifs de ces deux faciès. Th. 3^e cycle, Paris VI.
- KOGBLEVI J.-C., LANG J., LUCAS G., PERRIAUX J., USELLE J.-P. (1974). Etude des critères descriptifs utilisés pour définir des faciès réputés flysch ou molasse à partir d'exemples choisis dans les Alpes. Géol. alpine, tome 50, p. 99- 105.

- KOTHE G. (1980). Les formations molassiques de la commune de Dionay (Isère); géologie et géotechnique; stabilité des pentes. Th. 3^e cycle, Grenoble.
- KUBLER B. (1970). La composition des fractions granulométriques et la distinction flysch-molasse dans le domaine alpin et périalpin. Bull. Soc. géol. Fr., 7, XII, n°4, p. 599-602.
- LAGOTALA H. (1947). Quelques résultats du sondage de Peissy, à Genève; sédimentation et bituminisation. C.R. des Séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, vol.64, n°3.
- LAGOTALA H. (1948). Les roches bitumineuses de Peissy (Genève). Le Globe, tome 87, p. 1-48.
- LAMIRAUX C. (1977). Géologie du Miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné Nord-Oriental, entre Chambéry et La Tour-du-Pin (Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique). Th. 3^e cycle, Grenoble.
- LANTERNO E. (1953). Etude géologique des environs de Champéry. Arch. Sc. Phys., vol.6, fasc.6, Genève.
- LANTERNO E. (1971). Sondages dans la molasse du Reposoir, près de Genève. C.R. des Séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, nouvelle série, vol.6, fasc.2-3, p. 95-99.
- LANTERNO E. (1975). Dix kilomètres d'excavation dans le sous-sol molassique franco-genevois. Musée de Genève, n° 158, p.9-17.
- LATREILLE G. (1969). La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n°33.
- LAUTRIDOU J.-P. (1972). Bilan des recherches de gélifraction expérimentale effectuées au Centre de Géomorphologie. Bull. n° 13,14,15, du Centre de Géomorphologie de Caen.
- LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C. (1975). Protocoles de gel et normes d'analyses physiques des roches. Lab. de Cryoclastie du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen, rapports n°2 et 3.
- LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C. (1978). Relations entre la gélivité et les propriétés physiques (porosité, ascension capillaire) des roches calcaires. Colloque international sur l'altération et la protection des monuments en pierre, Paris.
- LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C. (1981) Définition de normes d'analyses physiques de roches:
Fasc.I. Acquisitions nouvelles sur la porosité et sur la perméabilité des roches au cours des dix dernières années.
Fasc.II. Etude critique de normes employés; proposition de nouvelles normes.
C.N.R.S., Centre de Géomorphologie de Caen.
- LOMBARDI G. (1979). Rock mechanics at the C.E.R.N. proton-antiproton facilities. C.R. 4^e Congr. S.I.M.R., Montreux, tome III, p. 433-436.
- MAINGUET-MICHEL M., LAUTRIDOU J.P., PELLERIN J. (1971). Action du gel sur des grès. Centre de Géomorphologie de Caen, Bull. n° 9.
- MAMILLAN M. (1954). Dix ans de recherches sur les pierres de taille. Annales I.T.B.T.P., 7^e année, n° 74.
- MARTINI J. (1963). Note sur le Tertiaire des environs de Mornex (Haute-Savoie). Arch. Sc., Genève, 15, 3, p.619-626.

- MARTINI J. (1968). Note sur la migration du géosynclinal subalpin à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. C.R. des séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, nouvelle série, 3, 2, p. 79-89.
- MATTER A., HOMEWOOD P., CARON C., RIGASSI D., VAN STUIJVENBERG J., WEIDMANN M., WINKLER W. (1980). Flysch and molasse of western and central Switzerland. Excursion n° 126 A of the 26th International Geological Congress, Paris.
- MEYER DE STADELHOFFEN C. (1965). Résistivités des molasses du Plateau vaudois. Arch. des Sc., Genève, 18, n°2, p. 296-304.
- MICHEL P., CAILLON G. (1957). Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie Autonome des Pétroles. Bull. de la Soc. Géol. Fr., 6, VII, p. 995.
- MILLOT G. (1957). Minéraux argileux et leur relation avec la géologie. Revue de l'I.F.P., vol. VIII, p. 75-86.
- MONNIER F. (1979). Corrélations minéralogiques et diagenèse dans le bassin molassique suisse. Thèse, Neuchâtel.
- MONNIER F. (1982). Thermal diagenesis in the swiss molasse basin: implications for oil generation. Can. J. Earth Sc., 19, p. 328-342.
- MORET L. (1923). La région molassique et sa bordure nummulitique d'Annecy à Cluses. Revue savoissienne, p. 169-183.
- MUJITO (1981). Les sédiments tertiaires dans le Jura méridional et les Bauges occidentales (Savoie, Haute-Savoie). Th. 3^e cycle, Grenoble.
- PANCZA A., LAUTRIDOU J.-P. (1973). Gélifraction artificielle sur quelques molasses du moyen-pays suisse. Bull. Soc. neuchâtel. Géogr., Suisse, vol. 54, n° 2, p. 89-99.
- PELLERIN F.-M. (1978). Les altérations des maçonneries carbonatées de tunnels ferroviaires anciens. Th. 3^e cycle, Paris VI.
- PELLERIN F.-M. (1980). La porosimétrie au mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. Bull. de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, n° 106, p. 105-116.
- PETERS T., MUMENTHALER T., JENNI J.-P. (1972). Etude minéralogique et technologique d'argile à brique provenant de la molasse du Nord-Est de la Suisse. Schweiz. mineral. petrogr. mitt., Schweiz, vol. 52, n°2, p. 331-348.
- POLDINI E. (1963). Les anomalies gravifiques du Canton de Genève. Mat. pour la Géol. de la Suisse, série Géophys., n° 4.
- POTTIER J., JACQUIN C., MARLE C., MONTADERT L. (1964). Méthodes et moyens pour l'étude des milieux poreux naturels. Revue de l'I.F.P., vol. XIX, n° 7-8, p. 872-900.
- POULOVASSILIS A. (1962). Hysteresis of pore water, an application of the concept of independant domains. J. Soil Science, vol. 93, n° 6, p. 405-412.
- PREVOSTEAU J.-M., RAGOT J.-P., SIMA A. (1970). Le spectre de porosité des roches: critère possible de leur degré d'altération et de leur altérabilité. I Congrès international de Géologie de l'ingénieur, Paris.
- PREVOSTEAU J.-M. (1971). Analyse quantitative physique et géométrique de l'espace poreux des matériaux. Application aux roches gréseuses. Th. 3^e cycle, Orléans.

- RECH-FROLLO M. (1962). Flysch et molasse. Bull. de la Soc. Géol. de Fr., 7, II, p. 41-48.
- RECH-FROLLO M. (1970). Flysch, molasse et formations apparentées. C.R.S. des Séances de la Soc. Géol. de Fr., fasc.7 .
- RIGASSI D. (1957). Faune sannoisienne du Pont-de-Naves (Haute-Savoie). Arch.Sc.Genève, 10, 2, p. 171.
- RIGASSI D. (1957). Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. Bull. Assoc. suisse des géol. et ing. du pétrole, vol. 24, n° 66, p. 19-34.
- RIGASSI D. (1967). Etude géologique du Permis Haut-Rhône. Rapport Harry Wassal and Assoc., Inc., pour Esso rep.
- RIGASSI D. (1977). Encore le Risoux. Bull. de l'Univ. de Lausanne, n° 225.
- RIGASSI D. (1977). Subdivision et datation de la molasse "d'eau douce inférieure" du plateau suisse. Paleolab news, n° 1.
- RILEM (1980). Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement. Matériaux et Constructions, 13, p. 175-252.
- ROSSI G., USAI G. (1970). Porosimetria con mercurio. Effetti delle forze di pressione del mercurio sulla struttura porosa di alcuni materiali. Ing. chem. Ital., vol. 6, p.134.
- RUTSCH R.F. (1970). Région-type et faciès de la molasse. C.R. des Séances de la Soc. Géol. de Fr., fasc. 7.
- SCHROEDER J.W. (1957). Géologie du pétrole des régions lémanique, genevoise et savoyarde (bassin molassique périalpin). Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing., vol. 23, Nr. 65, S. 17-31.
- SCHROEDER J.W., LANTERNO E. (1958). Géologie du Pays de Genève. Le Globe, Genève, vol. XVII, p. 37-98.
- SITTLER C. (1965). Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, n° 24.
- TALLON J.-P. (1976). Influence de la texture sur certaines propriétés géotechniques des craies franches. Th. Doc^t.-Ing., Paris VI.
- TOURENQ C. (1970). La gélivité des roches. Application aux granulats. Rapport de recherche du L.C.P.C., n° 6.
- TOURENQ C., FOURMANTREUX D., DENIS A. (1971). Propagation des ondes et discontinuité des roches. Symp. Soc. Int^le. Mécanique des Roches, Nancy.
- TRIAT J.-M., TRAUTH N. (1972). Evolution des minéraux argileux dans les sédiments paléogènes du bassin de Mormoiron. (Vaucluse). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall., 95, p. 482-494.
- TRIAT J.-M., TRUC G. (1974). Evaporites paléogènes du domaine rhodanien. Revue de Géographie phys. et de Géol. dyn., vol.16.
- VAISSIERES H. (1975). Le Tertiaire supérieur du Dauphiné (Région grenobloise et Bas-Dauphiné - Chambaran). Doc. CRDP, n°38.
- VAN DER LINDEN W.J.M. (1967). Deltaic sequences in the tertiary peri-alpine depression. Sediment. Geol., Amsterdam, 1, p.77-81
- VATAN A. (1949). La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire. C.R.S. de la Soc. Géol. de Fr., n° 6, p.102-104.
- VATAN A., ROUGE P.-E., BOYER F. (1957). Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes. Rev. Inst. fr. du Pétrole, 12/4, p. 468-480.

- VAYSSADE B. (1978). Contribution à l'étude du gonflement interparticulaire de sols argileux. Th. 3^e cycle, Paris VI.
- VERNET J.-P. (1956). Les minéraux argileux des sédiments oligomiocènes du bassin molassique suisse. C.R. des Séances de l'Académie des Sciences, Paris, 243, p. 1129-1131.
- VERNET J.-P. (1964). Pétrographie sédimentaire dans la molasse de la région d'Yverdon. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 68, n° 314, p. 443-454.
- VERNET J.-P. (1964). Pétrographie sédimentaire du sondage de Peissy. Arch. Sc., Genève, vol. 17, fasc.1.
- WAGNER A., WELLHAUSER F. (1966). Corrélations pétrographiques et stratigraphiques dans l'Est du bassin de Bellegarde-Seyssel. C.R. des Séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, 1, 2.
- WAGNER A. (1970). Etudes minéralogiques et sédimentologiques dans les formations tertiaires des bassins lémanique et de Frangy-Bellegarde. Arch. Sc. Genève, 22, 3, p. 605-624.
- ZIMMERMANN M.A., KUBLER B. (1976). "Molasse d'eau douce inférieure" du plateau suisse. Bull. du Centre de rech. de Pau, vol. 10, n° 2, p. 585-623.

TABLE DES MATIERES

SUMMAIRE	
INTRODUCTION	
PREMIERE PARTIE	p 3
<u>CHAPITRE I - Aperçu géographique</u>	p 5
I - Situation générale	p 5
II - Aperçu climatique	p 5
<u>CHAPITRE II - La série molassique</u>	p 9
I - Introduction	p 9
I 1 - Structure générale du bassin molassique	p 9
I 2 - Subdivision de la molasse	p 11
II - La molasse d'eau "douce" inférieure (U.S.M.)	p 12
II 1 - Le "chattien inférieur"	p 12
II 1 1 - La "zone distale"	p 14
II 1 2 - La "zone médiane"	p 17
II 1 3 - La "zone proximale"	p 17
II 2 - Le "chattien supérieur"	
II 2 1 - La transition entre "Molasse rouge" et "grès et marnes gris à gypse" : Les calcaires d'eau douce et les dolomies	p 21
II 2 2 - Les "grès et marnes gris à gypse"	p 23
II 2 2 1 - Lithologie	p 23
II 2 2 2 - Paléogéographie au "chattien supérieur"	p 25
II 2 2 3 - Zonation et localisation des "Marnes grises à gypse"	p 25
II 2 2 3 1 - La "zone distale"	p 26
II 2 2 3 2 - La "zone médiane"	p 26
II 2 2 3 3 - La "zone interne"	p 29
II 3 - L'aquitaniien	p 29
II 3 1 - Localisation des dépôts	p 29
II 3 2 - Lithologie et conditions de dépôt	p 30
III - La Molasse marine supérieure	p 32
III 1 - Localisation de l'O.M.M.	p 32
III 2 - Lithostratigraphie	p 33
III 2 1 - Le Burdigalien	p 33
III 2 2 - Caractérisation de la limite Burdigalien "Helvétien"	p 36
III 2 3 - L'"Helvétien"	p 36
III 3 - Origine de certaines structures sédimentaires de l'OMM	p 40
III 3 1 - Les stratifications en auge	p 40
III 3 2 - Les stratifications obliques	p 41

IV - Synthèse minéralogique	p 41
IV 1 - Minéralogie appliquée à l'établissement de corrélations	p 41
IV 2 - Origine des éléments de la Molasse	p 44

DEUXIEME PARTIE

INTRODUCTION

<u>CHAPITRE I</u> - Choix et caractérisation des lithofacies	p 47
<u>CHAPITRE II</u> - Comportement de quelques facies molassiques vis à vis de l'eau	p 51
I - Comportement général des molasses en présence d'eau	p 51
II - Essais de caractérisation de facies molassiques vis à vis de l'eau	p 52
II 1 - Porosité de l'eau	p 54
II 1 1 - Mode opératoire	p 54
II 1 1 1 - Mesure de la porosité par immersion à la pression atmosphérique (A)	p 54
II 1 1 2 - Mesure de la porosité par absorption d'eau sous vide (Po)	p 54
II 1 2 - Résultats obtenus	p 55
II 2 - Coefficient de Hirschwald	p 59
II 2 1 - Introduction	p 59
II 2 2 - Mode opératoire	p 59
II 2 3 - Résultats obtenus	p 59
II 3 - Coefficient de capillarité	p 62
II 3 1 - Méthode de calcul	p 62
II 3 2 - Résultats obtenus	p 62
II 4 - Dilatation hydraulique	p 64
II 4 1 - Mode opératoire	p 64
II 4 2 - Résultats obtenus	p 65
<u>CHAPITRE III</u> - Etude de la durabilité de quelques facies molassiques soumis à des cycles de gel - dégel	p 69
I - But de l'étude	p 69
II - Aperçu des protocoles de gel employés actuellement	p 70
II 1 - Protocole de gel employé à l'EPFL dans le cadre de nos essais	p 70
II 2 - Autres protocoles de gel	p 70
II 2 1 - Essai de gel J P D	p 72
II 2 1 1 - Mode opératoire	p 72
II 2 1 2 - Interprétation des résultats de l'essai de gel JPD	p 73
III - Etude du comportement des molasses au cours de cycles de gel-dégel	p 74
III 1 - Mesure de la variation de longueur en fonction du nombre de cycles	p 74
III 1 1 - Mode opératoire	p 74
III 1 2 - Représentation des résultats	p 74
III 1 3 - Variation de longueur	p 75
III 1 3 1 - Analyse des courbes de type A	p 80
III 1 3 2 - Analyse des courbes de type B	p 81
III 1 3 3 - Apparition des fissures	p 81
III 1 4 - Conclusion	p 82

III 2 - Mesure de la variation de volume	p 83
III 2 1 - Mode opératoire	p 83
III 2 2 - Représentation des résultats	p 83
III 2 3 - Analyse des résultats	p 83
III 2 3 1 - Courbes caractéristiques des molasses de type A	p 83
III 2 3 2 - Courbes caractéristiques des molasses de type B	p 84
III 2 3 3 - Perte de matière au cours des essais	p 84
III 2 4 - Relation entre allongement et variation de volume	p 90
III 3 - Mesure du coefficient de Hirschwald	p 90
III 3 1 - Mode opératoire	p 90
III 3 2 - Interprétation des courbes	p 91
III 3 2 1 - Au début de l'essai de gel	p 91
III 3 2 2 - Au cours de l'essai de gel	p 91
III 3 3 - Conclusion à l'étude de la variation de teneur en eau des facies molassiques étudiés en fonction du nombre de cycles gel - dégel	p 93
<u>CHAPITRE IV</u> - Porosimétrie au mercure	p 97
I - Principe de la mesure	p 97
II - Dispositif d'essai et mode opératoire	p 98
III - Présentation des résultats	p 99
IV - Résultats obtenus	p 99
IV 1 - Validité de l'essai	p 99
IV 2 - Interprétation des résultats	p 100
IV 2 1 - Diamètre critique (d_{10}) et diamètre moyen (d_{50}) des pores	p 107
IV 2 1 1 - Diamètre critique (d_{10}) des facies étudiés	p 107
IV 2 1 2 - Diamètre moyen (d_{50}) des pores de facies étudiés	p 109
IV 2 2 - Mesure de la rétention volumique	p 109
IV 2 2 1 - Mode opératoire	p 110
IV 2 2 2 - Interprétation des résultats	p 110
V - Conclusion	p 112
<u>CHAPITRE V</u> - mesure de la vitesse de propagation des ondes longitudinales	p 113
I - Dispositif expérimental	p 113
II - Mesures et interprétation	p 114
III - Conclusion	p 119
<u>CHAPITRE VI</u> - Essais de compression monoaxiale et essais brésiliens de traction	p 121
I - Essais de compression monoaxiale	p 121
I 1 - Mode opératoire et présentation des résultats	p 121
I 2 - Résultats	p 125

1 2 1 - Relation entre module de Young et résistance à la compression simple	p 126
1 2 2 - Relation entre la résistance à la compression simple et le lithofacies	p 130
II - Essais brésiliens de résistance à la traction	p 130
II 1 - Mode opératoire	p 130
II 2 - Interprétation des résultats	p 132
III - Relation entre résistances à la compression simple (Rc) et la traction brésilienne (Rtb)	p 132
IV - Conclusion	p 135
<u>CHAPITRE VII</u> - Les minéraux phylliteux du bassin molassique savoyard	p 137
I - Introduction	
II - Généralités sur les phyllites du bassin molassique	p 138
III - Essais réalisés et mode de présentation des résultats	p 140
IV - Commentaire des résultats	p 141
IV 1 - Granulométrie des marnes molassiques	p 141
IV 2 - Evolution des pourcentages respectifs des minéraux argileux	p 141
IV 3 - Teneurs en argile des minéraux étudiés	p 146
IV 4 - Teneurs en minéraux argileux gonflants	p 146
IV 5 - Distribution stratigraphique et pourcentages relatifs des minéraux argileux gonflants (montmorillonite - interstatifiés)	p 147
V - Limites d'Atterberg	
VI - Notion de gonflements des facies marneux de la molasse	p 156
VII - Conclusion	p 158
<u>CHAPITRE VIII</u> - Conclusion et résumé - Critères de caractérisation géotechnique des molasses	p 159
TROISIEME PARTIE	
<u>CHAPITRE I</u> - Essai de mesure de densité dans les molasses par la méthode gravimétrique	p 167
I - Introduction	p 167
II - L'appareil de mesure : le gravimètre	p 167
III - La méthode Nettleton	p 168
III 1 - Présentation	p 168
III 2 - Les profils de densité	p 168
IV - Profils gravimétriques de densité dans la molasse du bassin savoyard	p 169
IV 1 - Profils effectués	p 169
IV 2 - Densités obtenues dans les différents profils	p 170
IV 3 - Récapitulation	p 177
V - Conclusion	
<u>CHAPITRE II</u> - Comparaison avec des densités mesurées sur échantillons	p 179
I - Introduction	p 179
II - Analyse des résultats	p 179
<u>CHAPITRE III</u> - La gravimétrie appliquée à la détermination de la géométrie de structures enterrées - Comparaison avec les méthodes sismiques et électriques.	p 183

I - Choix d'un site	p 183
II - La gravimétrie	p 184
II 1 - Le profil de densité	p 184
II 2 - Densité du quaternaire et de la molasse	p 184
II 2 1 - Le quaternaire	p 184
II 2 2 - La molasse	p 187
II 3 - Obtention du profil du fond du sillon	p 187
III- Comparaison avec les profils obtenus par sismique et électrique	p 187
III 1 - La sismique	p 187
III 2 - L'électrique	p 189
III 3 - Conclusion	p 189
CONCLUSION GENERALE	p 191
ANNEXES	
ANNEXE 1	p 199
ANNEXE 2	p 203
ANNEXE 3	p 209
BIBLIOGRAPHIE	p 213
TABLE DES MATIERES	p 221

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

3È CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

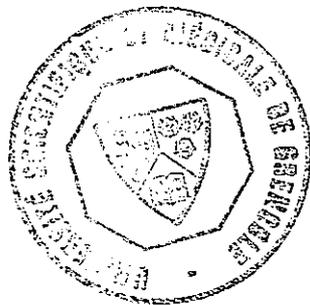
Vu les rapports de M. Pierre ANTOINE.....

M:

M. Jean Roger PAOLILLO..... est autorisé
à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR de 3ème Cycle
de Géologie Appliquée.....

Grenoble, le 19 Juin 1984

Le Président de l'Université Scientifique
et Médicale



M. TANCHE

M. Tanche

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE de 3^e Cycle
GÉOLOGIE APPLIQUÉE

Titre de l'ouvrage :

**ESSAI DE SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES
GÉOLOGIQUES ET GÉOTECHNIQUES
DES MOLASSES PÉRIALPINES SAVOYARDES**

Nom de l'auteur : Jean-Roger PAOLILLO

Lieu de l'ouvrage : Institut de Recherches Interdisciplinaires de
Géologie et de Mécanique

RÉSUMÉ

Au cours des deux dernières décennies, de grands travaux (autoroutes, etc.), ont été réalisés dans le bassin molassique savoyard. A diverses reprises, des problèmes liés à la lithologie et au comportement des niveaux tertiaires sont apparus. Le Ministère de l'Équipement, par l'intermédiaire du C.E.T.E. Lyon a, de ce fait, suscité et encouragé la présente étude, qui vise à caractériser géologiquement et géotechniquement les principaux faciès molassiques.

Plus précisément, une étude stratigraphique et divers essais à caractère géotechnique ont été réalisés, avec les objectifs suivants :

- définir, sur des critères lithologiques, les grands ensembles stratigraphiques de la molasse savoyarde ;
- étudier, sur échantillons, le comportement de faciès caractéristiques soumis à diverses épreuves (eau, gel en présence d'eau, compression simple, etc.). Tenter alors d'aboutir à des critères de durabilité ;
- déterminer les risques de désordres liés aux niveaux argilo-marneux, par l'étude des paragenèses argileuses, notamment du type et des proportions des minéraux gonflants ;
- apprécier, in situ, par l'emploi de la gravimétrie (profils de densité), la densité globale de divers niveaux molassiques, ainsi que la géométrie de topographies miopliocènes enfouies du Quaternaire ;
- enfin, donner une indication quant à l'éventuel réembiement des terrains molassiques.

MOTS-CLÉS

Savoie ; Haute-Savoie ; Bassin molassique périalpin ; Molasse ; Faciès ; Stratigraphie ; Géotechnique ; Résistance à la compression ; Minéraux argileux ; Gélivité ; Capillarité ; Porosimétrie ; Gravimétrie ; Matériaux de carrière.