



Quelques observations sur la fissuration et la fragilité des argiles et des roches : essai d'application à l'analyse des fissures du massif rocheux

Denis Fabre

► To cite this version:

Denis Fabre. Quelques observations sur la fissuration et la fragilité des argiles et des roches : essai d'application à l'analyse des fissures du massif rocheux. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT: . tel-00799344

HAL Id: tel-00799344

<https://theses.hal.science/tel-00799344>

Submitted on 12 Mar 2013

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

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

N° CNRS : A.O. 12845

LABORATOIRE DE GEOLOGIE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE

ET

MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le Grade de

DOCTEUR - INGENIEUR

par

Denis FABRE

Ingenieur E.C.L.

Sujet :

QUELQUES OBSERVATIONS SUR LA FISSURATION
ET LA FRAGILITE DES ARGILES ET DES ROCHES
ESSAI D'APPLICATION A L'ANALYSE DES FISSURES
DU MASSIF ROCHEUX

Soutenue le 29 Juin 1976 devant la Commission d'Examen

MM. R. BARBIER

Président

P. ANTOINE

J. BIAREZ

P. SIRIEYS

P. VIALON

}
Examineurs

LABORATOIRE DE GEOLOGIE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE

ET

MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le Grade de

DOCTEUR – INGENIEUR

par

Denis FABRE

Ingenieur E.C.L.

Sujet :

QUELQUES OBSERVATIONS SUR LA FISSURATION
ET LA FRAGILITE DES ARGILES ET DES ROCHES
ESSAI D'APPLICATION A L'ANALYSE DES FISSURES
DU MASSIF ROCHEUX

Soutenue le 29 Juin 1976 devant la Commission d'Examen

MM. R. BARBIER

Président

P. ANTOINE

J. BIAREZ

P. SIRIEYS

P. VIALON

}
Examineurs

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLEMonsieur Michel SOUTIF : Président
Monsieur Gabriel CAU : Vice-président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
ARNAUD Paul	Chimie
AUBERT Guy	Physique
AYANT Yves	Physique approfondie
Mme BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM. BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
BARBIER Reynold	Géologie appliquée
BARJON Robert	Physique nucléaire
BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
BARRA Jean-René	Statistiques
BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
BEAUDOING André	Clinique de Pédiatrie et Puériculture
BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM. BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Pures
BEZES Henri	Pathologie chirurgicale
BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
BONNET Georges	Electrotechnique
BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
BONNET-EYMARD Joseph	Clinique gastro-entérologique
Mme BONNIER Marie-Jeanne	Chimie Générale
MM. BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques appliquées
BRAVARD Yves	Géographie
CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologique
CALAS François	Anatomie
CARRIER Georges	Biologie végétale
CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
CAQUIS Georges	Chimie organique
CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
CHARACHON Robert	Clinique Oto-Rhino-Laryngologique
CHATEAU Robert	Clinique de Neurologie
CHIBON Pierre	Biologie animale
COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
COUDERC Pierre	Anatomie pathologique
CRAYA Antoine	Mécanique
Mme DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM. DEBELMAS Jacques	Géologie générale
DEGRANGE Charles	Zoologie
DELORMAS Pierre	Pneumo-Phtisiologie
DEPORTES Charles	Chimie minérale
DESRE Pierre	Métallurgie
DESSAUX Georges	Physiologie animale
DODU Jacques	Mécanique appliquée (IUT A)
DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
DREYFUS Bernard	Thermodynamique
DUCROS Pierre	Cristallographie
DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie

IV

MM. GAGNAIRE Didier	Chimie physique
GALLISSOT François	Mathématiques Pures
GALVANI Octave	Mathématiques Pures
GASTINEL Noël	Analyse numérique
GAVEND Michel	Pharmacologie
GEINDRE Michel	Electroradiologie
GERBER Robert	Mathématiques Pures
GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
GIRAUD Pierre	Géologie
JANIN Bernard	Géographie
KAHANE André	Physique générale
KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
LACAZE Albert	Thermodynamique
LACHARME Jean	Biologie végétale
Mme LAJZEROWICZ Janine	Physique
MM. LAJZEROWICZ Joseph	Physique
LATREILLE René	Chirurgie générale
LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
LEDRU Jean	Clinique médicale B
LLIBOUTRY Louis	Géophysique
LOISEAUX Pierre	Sciences Nucléaires
LONGUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
LOUP Jean	Géographie
Mle LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
MM. MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
BOUTET DE MONVEL Louis	Mathématiques Pures
MALINAS Yves	Clinique obstétricale
MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
MAZARE Yves	Clinique médicale A
MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
MICOUD Max	Clinique maladies infectieuses
MOURIQUAND Claude	Histologie
MOUSSA André	Chimie nucléaire
MULLER Jean-Michel	Thérapeutique (néphrologie)
NEEL Louis	Physique du Solide
OZENDA Paul	Botanique
PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
RASSAT André	Chimie systématique
RENARD Michel	Thermodynamique
RINALDI Renaud	Physique
DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-chirurgie
SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
SENGEL Philippe	Zoologie
SIBILLE Robert	Construction mécanique (IUT A)
SOUTIF Michel	Physique générale
TANCHE Maurice	Physiologie
TRAYNARD Philippe	Chimie générale
VAILLANT François	Zoologie
VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme VERAINE Alice	Pharmacie galénique
MM. VERAINE André	Physique
VEYRET Paul	Géographie
VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
YOCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

V

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. CLARK Gilbert	Spectrométrie Physique
CRABBE Pierre	CERMO
ENGLMAN Robert	Spectrométrie Physique
HOLTZBERG Frédéric	Basses Températures
ROST Ernest	Sciences Nucléaires

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mle AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
ALARY Josette	Chimie analytique
MM. AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
BELORIZKY Elie	Physique
BENZAKEN Claude	Mathématiques Appliquées
BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
BILLET Jean	Géographie
BOUCHET Yves	Anatomie
BRUGEL Lucien	Energétique (IUT A)
BUISSON René	Physique (IUT A)
CONTE René	Physique (IUT A)
DEPASSEL Roger	Mécanique des fluides
GAUTIER Yves	Sciences Biologiques
GAUTRON René	Chimie
GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
GLENAT René	Chimie organique
GROULADE Joseph	Biochimie médicale
HACQUES Gérard	Calcul numérique
HOLLARD Daniel	Hématologie
HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine Préventive
IDELMAN Simon	Physiologie animale
JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
JULLIEN Pierre	Mathématiques Appliquées
Mme KAHANE Josette	Physique
MM. KUHN Gérard	Physique (IUT A)
LE ROY Philippe	Mécanique (IUT A)
LUU DUC Cuong	Chimie organique
MAYNARD Roger	Physique du solide
PELMONT Jean	Biochimie
PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et Minéralogie
PFISTER Jean-Claude	Physique du Solide
Mle PIERY Yvette	Physiologie animale
MM. RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
REVOL Michel	Urologie
REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
RICHARD Lucien	Biologie végétale
Mme RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM. ROBERT André	Chimie papetière
SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM. STREGLITZ Paul	Anesthésiologie
VIALON Pierre	Géologie
VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM. AMBLARD Pierre	Dermatologie
ARMAND Gilbert	Géographie
ARMAND Yves	Chimie (IUT A)
BACHELOT Yvan	Endocrinologie

VI

MM. BARGE Michel	Neuro chirurgie
BARJOLLE Michel	MIAG
BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme BERIEL Hélène	Pharmacodynamie
MM. BOST Michel	Pédiatrie
BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM. BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
BUTEL Jean	Orthopédie
CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
CHARDON Michel	Géographie
CHERADAME Hervé	Chimie papetière
CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
COLOMB Maurice	Biochimie médicale
CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
CORDONNIER Daniel	Néphrologie
COULOMB Max	Radiologie
CROUZET Guy	Radiologie
CYROT Michel	Physique du Solide
DELOBEL Claude	M.I.A.G.
DENIS Bernard	Cardiologie
DOUCE Roland	Physiologie végétale
DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM. FAURE Jacques	Médecine légale
FAURE Gilbert	Urologie
FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
GAUTIER Robert	Chirurgie générale
GENSAC Pierre	Botanique
GIDON Maurice	Géologie
GROS Yves	Physique (IUT A)
GUITTON Jacques	Chimie
HICTER Pierre	Chimie
IVANES Marcel	Electricité
JALBERT Pierre	Histologie
KOLODIE Lucien	Hématologie
KRAKOWIAK Sacha	Mathématiques Appliquées
LE NOC Pierre	Bactériologie-virologie
LEROY Philippe	IUT A
MACHE Régis	Physiologie végétale
MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
MALLION Jean-Michel	Médecine du travail
MARECHAL Jean	Mécanique (IUT A)
MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
MICHOULIER Jean	Physique (IUT A)
Mme MINIER Colette	Physique (IUT A)
MM. NEGRE Robert	Mécanique (IUT A)
NEMOZ Alain	Thermodynamique
NOUGARET Marcel	Automatique (IUT A)
PARAMELLE Bernard	Pneumologie
PECCOUD François	Analyse (IUT B)
PEFFEN René	Métallurgie (IUT A)
PERRET Jean	Neurologie
PERRIER Guy	Géophysique - Glaciologie
PHÉLIP Xavier	Rhumatologie
RACHAIL Michel	Médecine interne
RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
RAMBAUD André	Hygiène et Hydrologie
RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
Mme RENAUDET Jacqueline	Bactériologie
MM. ROBERT Jean-Bernard	Chimie-Physique
ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
SHOM Jean-Claude	Chimie générale

VII

MM. STOEENNER Pierre	Anatomie pathologique
VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

M. COLE Antony	Sciences Nucléaires
----------------	---------------------

CHARGE DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

M. JUNIEN-LAVILLAVROY Paul	O.R.L.
----------------------------	--------

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

Monsieur Louis NEEL	: Président
Monsieur Jean BENOIT	: Vice-président
Monsieur Lucien BONNETAIN	: Vice-président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'I.N.P.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. BENOIT Jean	Radioélectricité
BESSON Jean	Electrochimie
BLOCH Daniel	Physique du Solide
BONNETAIN Lucien	Chimie Minérale
BONNIER Etienne	Electrochimie et Electrometallurgie
BRISSENEAU Pierre	Physique du Solide
BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
COUMES André	Radioélectricité
FELICI Noël	Electrostatique
LESPINARD Georges	Mécanique
MOREAU René	Mécanique
PARIAUD Jean-Charles	Chimie-Physique
PAUTHENET René	Physique du Solide
PERRET René	Servomécanismes
POLOUJADOFF Michel	Electrotechnique
SILBER Robert	Mécanique des Fluides

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. RUPPERSBERG Albert, Henner	Chimie
ROUXEL Roland	Automatique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. BLIMAN Samuel	Electronique
BOUVARD Maurice	Génie Mécanique
COHEN Joseph	Electrotechnique
DURAND Francis	Métallurgie
FOULARD Claude	Automatique
LACOUME Jean-Louis	Géophysique
LANCIA Roland	Electronique
VEILLON Gérard	Informatique Fondamentale et Appliquée
ZADWORNYY François	Electronique

MAITRES DE CONFERENCES

MM. ANCEAU François	Mathématiques Appliquées
BOUDOURIS Georges	Radioélectricité
CHARTIER Germain	Electronique
GUYOT Pierre	Chimie Minérale
IVANES Marcel	Electrotechnique
JOUBERT Jean-Claude	Physique du Solide
MORET Roger	Electrotechnique Nucléaire
PIERRARD Jean-Marie	Hydraulique
ROBERT François	Analyse numérique
SABONNADIERE Jean-Claude	Informatique Fondamentale et Appliquée
Mme SAUCIER Gabriële	Informatique Fondamentale et Appliquée

MAITRE DE CONFERENCES ASSOCIE

M. LANDAU Ioan	Automatique
----------------	-------------

CHERCHEURS DU C.N.R.S. (Directeur et Maîtres de Recherche)

MM. FRUCHART Robert	Directeur de Recherche
ANSARA Ibrahim	Maître de Recherche
CARRE René	Maître de Recherche
DRIOLE Jean	Maître de Recherche
MATHIEU Jean-Claude	Maître de Recherche
MUNIER Jacques	Maître de Recherche

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, DECEMBRE 1975.

à la mémoire de mon père

Jean FABRE

professeur de Lettres honoraire à la Sorbonne
décédé accidentellement le 21 août 1975
dans l'Espinouse.

Il est clair que la notion de variété différentielle est sous-jacente à tout traitement d'un milieu continu et que les champs de tenseurs sont par essence des sections du fibré tangent construit sur une variété euclidienne affine prise comme base.

P. GERMAIN - Cours de Mécanique des Milieux Continus, Masson éditeur, Paris, 1973.

Le Val d'Oisans doit sa fertilité prodigieuse à l'opération que voici : depuis plus de trente siècles, la Providence l'a soumis à un assolement dont l'homme a pris exemple pour la culture des étangs : deux ans d'avoine, trois ans de poisson. Seulement l'assolement du Val d'Oisans est d'échéance un peu plus longue.

Tous les deux siècles, la Providence le barre à la gorge, et le transforme en un lac de quinze kilomètres de longueur ; et tous les deux siècles aussi, la Providence détruit son barrage. L'adjudicataire des travaux est à perpétuité la Grande Voudène qui s'engage à fournir subito trois millions de mètres cubes. L'Inferney, qui demeure vis-à-vis, s'associe à l'opération. La fourniture a lieu en trente minutes, sur place et à grand bruit.

Et voilà comment cette contrée se nomme alternativement Lac Saint Laurent ou Val d'Oisans, selon qu'elle est arable ou navigable.

ALPINUS - La chasse alpestre en Dauphiné. F. Dardelet éditeur, Grenoble, 1925.

AVANT PROPOS

Au moment de soutenir cette thèse dont les parties reflètent les étapes de ma formation universitaire, il m'est agréable d'adresser mes remerciements à tous ceux qui m'ont permis de la réaliser.

Je pense tout d'abord

- à Monsieur GEVIN et à Monsieur SANGLERAT, qui furent mes professeurs de Géologie et de Mécanique des Sols à l'Ecole Centrale de Lyon, et qui encouragèrent ma vocation pour la Géologie ;

- à Monsieur BARBIER que je ne remercierai jamais assez pour son enseignement, pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail et la confiance dont il m'a honoré en m'accueillant comme assistant au sein du laboratoire de Géologie Appliquée ;

- à l'Ecole Centrale de Lyon, à son directeur Monsieur COMPARAT, à Monsieur OLIVARI Chef du département de Génie Civil, qui m'offrirent la possibilité de commencer ma thèse dans le laboratoire de Mécanique des Sols.

Je dois beaucoup à Monsieur BIAREZ, qui a dirigé ce travail depuis le début, et qui par ses conseils, ses suggestions et ses encouragements a été le stimulant sans lequel il n'aurait pas vu le jour.

Toute ma gratitude va également à Monsieur VIALON qui a guidé mes pas sur le terrain de la Tectonique analytique, qui m'a associé à l'équipe de recherche qu'il anime avec enthousiasme et générosité et qui ne m'a ménagé ni son temps, ni ses conseils pour la mise au point finale de ce travail.

Je suis très reconnaissant envers Monsieur ANTOINE pour l'amitié avec laquelle il m'a accueilli à l'Institut Dolomieu et associé à ses différents enseignements, pour ses remarques toujours utiles pour mon travail et pour toute la formation à la Géologie du Génie Civil que je lui dois.

Je remercie beaucoup Monsieur SIRIEVS d'avoir bien voulu accepter de faire partie du jury.

Je voudrais remercier particulièrement Monsieur LETOURNEUR pour les fructueuses discussions que j'ai pu avoir avec lui, pour ses remarques pertinentes et pour la gentillesse avec laquelle il a effectué l'ingrat travail de relecture.

Je tiens à remercier également les enseignants et les chercheurs de l'Institut Dolomieu, qui m'ont accepté parmi eux, ainsi que mes camarades et collègues de l'Ecole Centrale de Lyon et de l'Université de Grenoble. Tous ont contribué d'une façon ou d'une autre à la réalisation de ce travail. Je pense particulièrement à Messieurs CAMBOU, DESTRE, FRANGNE, HERMANO, JACQUIER, MAGNIEN, RAYMOND et THIEU et à Messieurs APRAHAMIAN, AZIMI, BOUDON, DARVE, DAYRE, DEMENJON, DESVARREUX, FLAVIGNY, FOREY, GIRAUD, MOUGIN, ROBERT et WACK.

Enfin, je voudrais remercier ma mère pour la première frappe, Madame GINET pour la frappe définitive, l'équipe de Monsieur COLLOMB pour l'impression ...
... David pour ses sourires et Danièle pour sa patience.

S O M M A I R E

GLOSSAIRE

p. XV

INTRODUCTION GENERALE

p. 1

Chapitre premier :

RAPPEL DE DIVERSES APPROCHES THEORIQUES DU PROBLEME DE LA RUPTURE DES MATERIAUX COHERENTS	p.	7
I,1 - Les discontinuités et la mécanique	p.	7
I,2 - Définitions	p.	8
I,3 - La naissance de la fissuration	p.	10
I,4 - La théorie de Mohr	p.	12
I,5 - La théorie de Griffith	p.	16

Chapitre deux :

LE MATERIAU EMPLOYE ET LES ESSAIS REALISES	p.	21
II,1 - Choix du matériau	p.	21
II,2 - Caractéristiques du matériau à l'état de livraison	p.	21
II,3 - Préparation des éprouvettes	p.	26
II,4 - Les paramètres physiques	p.	27
II,5 - Les essais réalisés	p.	29

Chapitre trois :

ESSAIS BRESILIENS	p.	33
III,1 - Considérations générales	p.	33
III,2 - Résultats expérimentaux	p.	34
III,3 - Modes de rupture à l'essai brésilien	p.	41

Chapitre quatre :

ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE	p.	45
IV,1 - Considérations générales	p.	45
IV,2 - Courbes contrainte-déformation	p.	45
IV,3 - L'eau et la résistance des matériaux cohérents	p.	51
IV,4 - Modes de fissuration en compression simple	p.	55
IV,5 - Le degré de fragilité	p.	56
IV,6 - Les déformations	p.	59
IV,7 - Le module d'élasticité	p.	63
IV,8 - L'effet d'échelle	p.	63
IV,9 - Influence de la vitesse de sollicitation	p.	67
IV,10- Conclusion partielle	p.	71

Chapitre cinq :

EFFETS DE LA PRESSION DE CONFINEMENT ET DE LA TEMPERATURE	p.	73
V,1 - Considérations générales	p.	73
V,2 - Le rôle de la pression de confinement	p.	75
V,3 - Le rôle de la température	p.	96

Chapitre six :

L'ORIENTATION DE LA FISSURATION COMMENCANTE	p.	101
VI,1 - La mesure de l'angle	p.	101
VI,2 - Résultats expérimentaux	p.	103
VI,3 - Comparaison avec les théories de la rupture	p.	105
VI,4 - Essai de bilan	p.	109

Chapitre sept :

LES MODES DE RUPTURE DES MATERIAUX COHERENTS	p.	113
VII,1 - Bilan des essais sur l'argile	p.	113
VII,2 - Les paramètres déduits des courbes effort-déformation	p.	113
VII,3 - Recherche d'autres paramètres	p.	121
VII,4 - Essai de classification synthétique	p.	126
VII,5 - Conséquences géologiques	p.	126

Chapitre huit :

CLASSIFICATION ET INTERPRETATION DES SURFACES DE DISCONTINUITÉ CINEMATIQUE OBSERVEES SUR LE TERRAIN	p.	131
VIII,1 - Position du problème	p.	131
VIII,2 - Importance du levé de fracturation pour la géologie struc- turale et le génie civil	p.	132
VIII,3 - Classification des surfaces de discontinuité observables sur le terrain	p.	134
VIII,4 - Les fissures d'extension	p.	134
VIII,5 - Les failles	p.	135
VIII,6 - Le problème des diaclases	p.	139
VIII,7 - Le problème de la schistosité	p.	140
VIII,8 - Essai de Bilan	p.	143

Chapitre neuf :

APPLICATION A L'ETUDE DES ZONES DE CISAILLEMENT	p.	145
IX,1 - Généralités	p.	145
IX,2 - Essais de cisaillement	p.	145
IX,3 - Essais de décrochement	p.	156
IX,4 - Similitudes entre les zones de cisaillement	p.	165
IX,5 - Bilan	p.	165

* *

*

CONCLUSION	p.	169
------------------	----	-----

BIBLIOGRAPHIE	p.	175
---------------------	----	-----

ANNEXES	p.	187
---------------	----	-----

Annexe 1 : Résultats des essais.	p.	187
---------------------------------------	----	-----

Annexe 2 : Le degré de fragilité en contraintes et les courbes intrinsèques.	p.	195
--	----	-----

Annexe 3 : Moyens de reconnaissance de la fissuration.	p.	201
---	----	-----

GLOSSAIRE : RAPPEL DE QUELQUES DEFINITIONS

REMARQUES.

Tout travail qui se trouve aux confins de différents domaines scientifi-
ques se heurte d'abord à un problème de langage. L'expérience montre en effet que
des termes identiques peuvent avoir dans la même langue des sens différents suivant
l'école ou la discipline d'origine des personnes qui les emploient.

Par suite du caractère international des recherches scientifiques, ce pro-
blème est susceptible de devenir encore plus complexe à cause de l'usage de traduc-
tions hâtives ou inexactes, particulièrement redoutables dans le cas de "faux-amis"
(termes de même racine, voire de même orthographe, dont la signification précise est
différente dans les deux langues).

En pensant à des mots comme déformation, rupture, fissure, glissement ou
même cisaillement, nous voudrions rappeler aussi, en préambule, le danger qui "appa-
raît lorsqu'on veut assortir d'un sens étroit et invariable des termes qui appar-
tiennent d'autre part à la langue de tous les jours : ces enfants turbulents et in-
disciplinés n'ont que trop tendance à faire l'école buissonnière".*

Toutes ces difficultés étaient bien présentes à notre esprit lorsque nous
nous sommes posé la question de faire figurer ou non un glossaire dans notre thèse.
Nous avons d'abord consulté les dictionnaires existants en français et en anglais.
Après cet examen nous avons le choix entre deux possibilités : reproduire intégral-
lement les définitions, quitte à en faire figurer plusieurs, lorsque les sens sont
multiples ou différents selon les écoles, ou tenter une ambitieuse synthèse. C'est
finalement vers la première solution que nous nous sommes tourné.

Nous rappelons donc quelques définitions importantes pour notre propos, é-
tablies par le Groupe Français de Rhéologie ⁽¹⁾, le Comité Français de Mécanique des
Roches ⁽²⁾ et la Société Internationale de Mécanique des Roches ⁽³⁾. La liste des
termes n'est pas exhaustive. Quand, dans la suite de notre travail, il a été néces-
saire d'employer un terme qui ne se trouvait pas dans les dictionnaires précités, ou
dont le sens restait ambigu, nous l'avons défini dans le texte. Les quelques commen-
taires que nous avons cru utile d'ajouter figurent en italiques après les défini-
tions. Il a été précisé chaque fois que possible l'équivalent recommandé en anglais.

* J. LETOURNEUR (1969). Réponse au questionnaire de terminologie du Comité Français
de Mécanique des Roches (aimablement communiquée par l'auteur).

I - TERMES MECANIQUES.

Facette (1) - Ce terme désigne un élément de surface infiniment petit considéré comme appartenant à une portion de matière qu'il limite ("surface element").

Vecteur contrainte (1) - Force de contact s'exerçant sur une facette, rapportée à l'aire de cette facette ("stress vector").

Etat de contrainte (1) - Ensemble des contraintes s'exerçant sur les différentes facettes autour d'un point ("state of stress"). Cet ensemble peut être représenté par un tenseur nommé tenseur des contraintes.

Sollicitation mécanique (1) - Ensemble des forces extérieures donnant naissance à des contraintes ("system of loads").

Déformation (1 et 3) - Modification des distances mutuelles des différents points d'un corps ("deformation").

Dilatation linéaire ou extension (1 et 3) - Variation relative, en valeur algébrique, de la distance entre deux points. Une contraction est une dilatation négative.

Distorsion (1 et 3) - Ce terme est employé dans deux sens différents :
a)- Variation de l'angle formé par deux segments issus d'un même point, qui étaient perpendiculaires entre eux avant déformation.
b)- Déformation sans variation de volume. Il est conseillé de réserver le terme distorsion à la variation angulaire (a) et d'employer le terme déformation isochore pour une déformation à volume constant.

Etat de déformation (1) - Ensemble des dilatations et des distorsions autour d'un point ("state of strain"). Cet ensemble peut être représenté par un tenseur appelé tenseur des déformations.

Ellipsoïde des contraintes (3) - Représentation du tenseur des contraintes en un point d'un solide par un ellipsoïde, lieu de l'extrémité du vecteur contrainte, et dont les axes coïncident en direction et proportion avec les contraintes principales ("stress ellipsoid").

Ellipsoïde des déformations (3) - Représentation du tenseur des déformations en un point d'un solide par un ellipsoïde résultant de la déformation d'une sphère centrée sur le point considéré ("strain ellipsoid").

Glissement (1 et 3) - Ce terme est employé pour désigner :
a)- Un déplacement relatif de deux corps ou de deux parties d'un corps, séparés par une surface, tel que les deux corps ou les deux parties restent en contact. Si la surface est un plan, le déplacement relatif est parallèle au plan ("slip").
b)- Une déformation dans laquelle le déplacement au voisinage d'un point est continu, parallèle à une direction fixe et proportionnel à la distance à un plan fixe qui contient cette direction ("shear strain").

c)- La variation de l'angle formé par deux segments issus d'un même point, qui étaient perpendiculaires entre eux avant déformation. Il est préférable de dire dans ce cas : distorsion.

Cisaillement (1) - Ce terme est généralement employé dans le sens de contrainte tangentielle, mais quelquefois aussi dans le sens de déformation par glissement continu. En conséquence, on recommande de préciser le langage en spécifiant contrainte de cisaillement (contrainte tangentielle) ou déformation de cisaillement (glissement continu).

Homogénéité (3) - Qualité d'un corps qui possède les mêmes propriétés en tout point ("homogeneity"). On peut parler de l'homogénéité vis-à-vis d'une seule propriété (idem pour les trois suivants).

Hétérogénéité (3) - Qualité d'un corps qui ne possède pas les mêmes propriétés en tout point ("heterogeneity").

Isotropie (3) - Qualité d'un corps dont les propriétés physiques sont identiques dans toutes les directions ("isotropy").

Anisotropie (3) - Qualité d'un corps dont les propriétés diffèrent suivant les directions ("anisotropy").

Elasticité (3) - Propriété d'un corps qui reprend la forme et les dimensions qu'il avait avant une sollicitation, lorsqu'on supprime celle-ci ("elasticity").

Plasticité (3) - Aptitude d'un corps à subir des déformations permanentes.

Seuil de plasticité (3) - Valeur de la sollicitation à partir de laquelle apparaissent des déformations permanentes. *Définition valable pour un corps solide (voir 1, n° 34).*

Viscosité (1) - Propriété physique impliquant une dépendance entre les contraintes et les vitesses de déformation.

Ductilité (3) - Aptitude d'un matériau à subir sans fracture (*sens strict*) de grandes déformations.

Effet d'échelle (3) - Influence des dimensions de l'échantillon sur la résistance ou sur d'autres paramètres mécaniques ("size effect").

Résistance (3) - Contrainte maximale qu'un matériau peut supporter sans se rompre ("strength").

Contrainte de cisaillement (3) - Contrainte parallèle à l'élément de surface sur lequel elle agit ("shear stress"). *Nous préférons l'emploi du terme équivalent de contrainte tangentielle.*

Contrainte de compression (3) - Contrainte perpendiculaire à l'élément de surface sur lequel elle agit, et qui tend à raccourcir le solide dans la direction où elle s'exerce ("compressive stress"). *Nous préférons : contrainte normale positive (convention de signe de la Mécanique des Sols et des Roches).*

Contrainte de traction (3) - Contrainte perpendiculaire à l'élément de surface sur lequel elle agit, et qui tend à allonger le solide dans la direction où elle s'exerce ("tensile stress"). *Nous préférons : contrainte normale négative.*

Rupture (3) - Dépassement de la résistance maximale de la roche (n° 101).
- Etat instable auquel peut conduire l'extension de la fissuration (n° 121). *Ce terme n'a pas de définition mécanique bien précise.*

II - DESCRIPTION DES DISCONTINUITES.

Surface de discontinuité (2 et 3) - Surface ou zone mince à l'intérieur d'un milieu continu ou entre deux milieux continus différents, en général assimilable à un plan sur une certaine étendue ("discontinuity surface").

Surface de non adhérence (2) - Surface de discontinuité perpendiculairement à laquelle la résistance à la traction est nulle.

Matrice (2) - A l'échelle des discontinuités, matériau situé entre les diverses discontinuités (matériau des blocs).

Fracture (2 et 3) - Surface de non adhérence de grande étendue, partageant le volume considéré en parties distinctes. *Est employé aussi dans un sens plus large : voir fissure. Pour ce sens strict, il n'y a pas de terme équivalent en anglais.*

Fissure (2 et 3) - Surface de non adhérence d'étendue limitée, ne traversant pas le volume considéré ("crack"). *La distinction faite en français entre fissure et fracture (sens stricts) n'est intéressante que lorsqu'on a défini sans ambiguïté le volume considéré. Les deux termes sont quelquefois confondus dans le sens large de surface de discontinuité quelconque ("fracture").*

Joint (2) - Surface de contact entre deux matériaux différents, en général sans vide ni annulation de la résistance à la traction perpendiculaire. Par extension, ensemble de deux surfaces de contact et d'un matériau intermédiaire différent du matériau encaissant, à l'image du joint de mortier dans une maçonnerie. *Pas de terme anglais équivalent.*

Diaclase (2 et 3) - Fracture sans rejet, transversale à la stratification ou à la schistosité ("joint").

Faille (2 et 3) - Surface de discontinuité avec déplacement relatif tangentiel des deux lèvres, appelé rejet, souvent souligné par des stries, avec ou sans interposition d'une zone broyée ("fault").

Famille de surfaces de discontinuité (2) - Ensemble de surfaces de discontinuité sensiblement parallèles dans le domaine étudié ("fracture set").

Système de surfaces de discontinuité (3) - Ensemble de deux ou plusieurs familles de surfaces de discontinuité, susceptibles de délimiter des blocs ("fracture system").

Ouverture (2) - Distance perpendiculaire entre les parois d'une surface de discontinuité ouverte ; distance perpendiculaire entre les deux surfaces de contact d'un joint à matériau intermédiaire.

Espacement (2) - Distance perpendiculaire entre deux surfaces d'une même famille.

Remplissage (2 et 3) - Matériau remplissant les parties ouvertes des surfaces (?) de discontinuité et dont les propriétés mécaniques sont généralement inférieures à celles de la matrice ("filling").

Mylonite (3) - Roche broyée à structure fine et laminée associée à une faille ("mylonite").

Stratification (2 et 3) - Disposition d'une roche sédimentaire en bancs parallèles, de composition identique ou différente, séparés par des joints de stratification.

Schistosité (2 et 3) - Disposition de nombreuses roches métamorphiques en feuillets parallèles de même nature, qui favorise leur séparation suivant des joints de schistosité très rapprochés. *Cette définition, qui est la traduction conforme de l'anglais "schistosity", donne à schistosité un sens trop restreint : on parle également de schistosité pour des roches sédimentaires non métamorphisées. On pourrait distinguer la schistosité ("cleavage") de la schistosité cristallophyllienne ("schistosity").*

Clivage (2 et 3) - Aptitude d'un cristal à se séparer facilement suivant certaines directions de plan du réseau cristallin. Désigne aussi l'opération de séparation en deux parties ou en feuillets minces d'un cristal, et par extension la séparation d'un matériau schisteux, notamment des schistes ardoisiers (sens large proche de l'anglais "cleavage").

BIBLIOGRAPHIE.

- (1) - Groupe Français de Rhéologie (1972). Dictionnaire de Rhéologie, réédition. Supplément aux *Annales I.T.B.T.P.*, n° 295-296, p. 127-138.
- (2) - Comité Français de Mécanique des Roches (1970). Recommandations concernant la description des surfaces de discontinuité. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juillet, p. 3-4.
- (3) - Société Internationale de Mécanique des Roches (1975). Terminology (english, french, german). 83 p.

INTRODUCTION

PRESENTATION GENERALE DE L'OUVRAGE

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

Pour simplifier ses calculs, l'ingénieur-projeteur cherche à assimiler le milieu qu'il étudie à un milieu théorique possédant une ou plusieurs des trois propriétés fondamentales suivantes : la continuité, l'homogénéité, l'isotropie.

Le massif rocheux, et même le plus simple échantillon de roche, ne possèdent généralement pas ces qualités. Il suffit pour s'en convaincre d'examiner un affleurement ou une lame mince. De tous les défauts du massif rocheux, le défaut de continuité des propriétés mécaniques est probablement le plus important car il entraîne également la disparition de l'homogénéité et de l'isotropie au niveau de la discontinuité.

Pour déterminer si l'assimilation du milieu naturel à un milieu idéal fictif, autorisant le calcul, est possible, la notion d'échelle est essentielle : une telle façon de procéder pourra se justifier à une échelle donnée et se trouver complètement absurde à une autre. L'exemple le plus classique est celui de la Mécanique des sols : un sol qui, dans le détail de l'observation, apparaît comme un assemblage de grains discontinu pourra être considéré, pour l'ensemble des calculs courants (fondations, murs, ancrages ...) comme un milieu théorique équivalent en grand et continu.

Dans le cas du matériau rocheux, l'échelle des problèmes à résoudre par rapport à l'échelle des discontinuités interdit le plus souvent cette assimilation. Pour calculer la stabilité d'une fouille au rocher ou pour comprendre une structure géologique en la remplaçant par rapport aux efforts tectoniques qui l'ont engendrée, on ne peut se contenter d'appliquer au milieu naturel les lois de la mécanique des milieux continus. La Mécanique des roches, l'Hydraulique et la Tectonophysique des massifs rocheux trouvent là leur principale originalité.

Ce travail, commencé dans un laboratoire de Mécanique des sols et poursuivi à l'Institut de Géologie de Grenoble, porte sur l'étude de la naissance des surfaces de discontinuité dans les matériaux cohérents. Nous nous sommes intéressé uniquement aux discontinuités qui apparaissent sous l'action d'un système de contraintes, en laissant de côté le problème des discontinuités synsédimentaires, comme la stratification, sur lequel peu de travaux synthétiques ont d'ailleurs été entrepris à ce jour. Nous avons également choisi de rester dans le domaine des discontinuités macroscopiques, domaine vaste cependant puisqu'il s'étend des fissures juste visibles à l'œil nu dans une éprouvette ou sur le terrain jusqu'aux grandes failles qui intéressent tout un massif rocheux.

Après un chapitre de rappel des différentes approches théoriques du problème de la rupture, nous abordons l'étude expérimentale de la naissance et du développement des fissures dans un matériau initialement continu, homogène et isotrope à l'échelle de l'échantillon. Il s'agit d'une argile de poterie dont on fait varier la consistance par séchage lent à l'air. Cette méthode, la seule possible avec le matériel dont nous disposons, à l'avantage de sa simplicité, mais il est clair que, pour une étude plus fondamentale de la rhéologie des argiles non saturées, il serait préférable de pouvoir faire varier indépendamment la teneur en eau et la densité sèche du matériau.

Cent cinquante essais environ ont été réalisés. Les premiers sont des essais classiques (brésiliens et triaxiaux). Leurs résultats sont comparés à ceux que l'on obtient avec des roches dans diverses conditions de sollicitation. On montre ainsi que l'argile peut constituer un bon modèle de matériau cohérent, permettant d'observer tous les modes de rupture classiques. Des comparaisons sont faites entre les influences de différents paramètres dont la teneur en fluide, la pression et la température.

Les différents types de rupture, observés aussi bien sur l'argile dans nos essais que sur les roches (résultats empruntés à la bibliographie), permettent d'aboutir à une classification des modes de rupture des matériaux cohérents. Celle-ci est établie à partir des observations des systèmes de fissure de l'argile et des roches, puis quantifiée à l'aide d'un facteur que nous appelons degré de fragilité en contrainte obtenu dans un essai de chargement à partir du contraste pic-palier. Ce facteur est également relié à des paramètres extérieurs à l'essai, comme par exemple pour les argiles le rapport de surconsolidation (rapport de la contrainte effective maximale subie par le matériau au cours de son histoire à la contrainte latérale réellement appliquée). Pour les roches, comme il n'est pas possible de définir rigoureusement un tel rapport, on peut en première approximation remplacer la contrainte maximale ^{subie} par la cohésion ou la résistance à la compression simple, et étudier les relations du degré de fragilité en contrainte avec le rapport C_u/σ_3 ou R_c/σ_3 .

L'indice de fragilité proposé peut également être rapproché du niveau de compétence d'une roche qui dépend, lui aussi, des propriétés physiques et du contexte mécanique dans lesquels elle se trouve.

On tente ensuite de passer à l'échelle des massifs rocheux. La déformation d'ensemble d'un massif intègre des déformations élémentaires continues et d'autres qui ne le sont pas. En application de l'étude expérimentale précédente, nous nous intéressons plus particulièrement aux secondes. En examinant les surfaces de discontinuité observables sur le terrain (état actuel de déformation), nous avons discuté les différentes hypothèses qui permettent de définir leur histoire mécanique antérieure. Celle-ci détermine aussi leur comportement futur sous l'action de nouvelles sollicitations, comme il s'en produit lors des travaux de Génie Civil.

Dans quelques cas simples de "tectonique monophasée", on peut émettre des hypothèses sur les conditions mécaniques de la déformation. Les règles que l'on utilise découlent des résultats obtenus dans des essais de laboratoire et doivent être

discutées dans chaque cas. Pour étayer une hypothèse de déformation, on peut chercher à construire un modèle expérimental simple et qualitatif se rapprochant plus des conditions naturelles que ne le font les essais classiques. C'est ce qui est proposé dans un dernier chapitre, où l'on s'intéresse à la définition mécanique des zones de cisaillement et particulièrement au problème du décrochement de socle sous une couverture déformable.

Le sujet abordé est très vaste et nous ne prétendons pas l'avoir épuisé. Dans cette étude nous cherchions d'abord à préciser le mécanisme de la fissuration et de la perte de résistance. En pensant qu'elle pourrait contribuer au développement du dialogue entre les géologues et les mécaniciens, nous l'avons également conçue comme une mise au point des connaissances et des théories actuelles sur l'interprétation mécanique des systèmes de surfaces de discontinuité. Cette mise au point est illustrée par l'étude d'un matériau particulier choisi pour ses qualités de modèle, mais elle reprend aussi un bon nombre de résultats tirés de la bibliographie. Dans cet esprit, nous avons envisagé pour finir les applications aux domaines de la Géologie structurale et du Génie civil, en soulignant que ces deux disciplines se rejoignent dans la définition des surfaces de discontinuité du massif.

Nous espérons que ce travail sera poursuivi et qu'il pourra constituer une base de départ pour d'autres recherches, aussi bien dans le domaine des essais sur modèle que dans celui des études de terrain.

CHAPITRE PREMIER

RAPPEL DE QUELQUES APPROCHES THEORIQUES DU PROBLEME DE LA RUPTUREI,1 - LES DISCONTINUITES ET LA MECANIQUEI,1,1 - Généralités

Les grandeurs prises en compte par la Mécanique peuvent être définies comme des fonctions des coordonnées d'un point dans l'espace.

La continuité est cette propriété bien idéale que le mathématicien, soucieux déjà de s'exprimer en un langage vulgarisé, pourrait exprimer comme suit : une fonction est dite continue en un point, si pour des points voisins du précédent elle donne des valeurs voisines.

Cela étant, on peut envisager toutes sortes d'écarts à cette continuité, que l'on appelle "solutions de continuité" ou plus simplement "discontinuités".

Il y a d'abord les discontinuités "statiques", comme par exemple celles qu'entraîne un changement brusque de milieu (discontinuités de la densité, de la cohésion ...) et que l'on peut préciser dans les conditions aux limites du problème. Mais il en existe beaucoup d'autres.

Rappelons qu'en un point de la matière on définit le tenseur des contraintes et le tenseur des déformations (dans un milieu continu ils sont en général représentés par un ellipsoïde). La loi rhéologique relie en ce point et à tout instant les contraintes, les déformations et leurs dérivées par rapport au temps. Ces dernières grandeurs mécaniques peuvent être définies en tout point de l'espace et à chaque temps. On peut concevoir des discontinuités de chacune d'entre elles dans l'espace et dans le temps et aussi des discontinuités de la loi rhéologique (comme celle que l'on observe généralement sur la courbe contrainte-déformation d'une roche en compression simple).

I,1,2 - Les discontinuités cinématiques

Notre travail expérimental se limite à quelques observations sur la création des discontinuités cinématiques. On parle de discontinuité cinématique lorsque deux points initialement voisins ne le restent plus au cours de la déformation. Entre eux est apparue une discontinuité qui se présente le plus souvent dans l'espace sous la forme d'une surface. Dans la suite, nous emploierons le terme de fissure comme équivalent de surface de discontinuité cinématique quelconque.

Les surfaces de discontinuité cinématique autorisent un mouvement qui peut se stabiliser définitivement ou momentanément au cours de l'histoire de la déformation. On peut distinguer, un peu arbitrairement, deux phases :

- la phase de naissance ("initiation" des anglo-saxons) ;
- la phase de développement.

Nous essaierons de préciser plus loin à quelles lois obéit la naissance de la fissuration. Nous aborderons également le problème du développement. On arrive à le reconstituer à peu près dans le cas d'une expérience de laboratoire. Lorsqu'on ne dispose que de l'examen d'un état final complexe de déformation, comme dans le cas d'un massif rocheux fissuré, la reconstitution reste encore extrêmement problématique.

Pour simplifier, on peut classer les surfaces de discontinuité cinématique observables en deux catégories :

- surfaces de discontinuité cinématique avec mouvement relatif parallèle à la surface ;
- surfaces de discontinuité cinématique avec tendance à l'écartement des deux faces.

Il existe des fissures où le mouvement est complexe (cas de combinaison des deux catégories dans l'espace si la surface est gauche, dans le temps si les conditions extérieures changent). Pour être complet, on admet aussi une catégorie qui correspondrait au cas où le mouvement a lieu avec rapprochement et interpénétration des deux faces. C'est l'hypothèse communément admise de l'origine des stylolites (voir ARTHAUD et MATTAUER - 1969). Ce phénomène de "dissolution" est complexe et n'a jamais été reproduit en laboratoire. Il est probable qu'il relève d'une phase postérieure à la création de la discontinuité. Nous n'en reparlerons donc pas dans cette première partie.

Avant d'aborder l'étude expérimentale de la création des fissures, il nous a paru important de rappeler quelques définitions et de préciser l'histoire des études théoriques qui ont été faites à leur sujet.

I,2 - DEFINITIONS.

I,2,1 - La rupture.

L'étude des fissures fait partie du problème de la rupture. Ce terme n'a pas un sens mécanique bien précis. La définition de P. L'HERMITTE : "La rupture est un phénomène commun à toutes les espèces de solides, qui apparaît lorsque la sollicitation en contrainte dépasse une certaine valeur", demeure assez vague et présente le défaut d'accorder la prééminence aux contraintes par rapport aux déformations. On peut tout aussi bien chercher à définir un seuil de rupture à partir des déformations. Dans le petit livret de Terminologie (1975) publié par la Société Internationale de Mécanique des Roches (S.I.M.R.) on trouve d'ailleurs pour le terme français rupture

deux définitions, l'une se rapportant aux contraintes ("dépassement de la résistance maximale de la roche"), l'autre aux déformations ("état instable auquel peut conduire l'extension de la fissuration").

Nous ne chercherons donc pas à attacher au terme rupture une signification stricte, lui laissant plutôt son sens usuel d'accident, de changement brutal ou important dans l'histoire d'un matériau.

La notion de rupture est souvent associée à celle de fissure. Ce n'est pas une règle générale : nous savons qu'il existe des fissures qui n'ont rien à voir directement avec la rupture (comme la stratification). Il y a aussi des cas où la rupture se produit sans fissures apparentes comme dans l'écoulement d'une argile très molle sous charge.

La Résistance des Matériaux qui a précédé historiquement la Mécanique des Sols et des Roches décrit classiquement deux modes de rupture :

- la rupture par séparation : elle est caractérisée par le fait que le solide se sépare brutalement en deux ou plusieurs parties distinctes, sans avoir subi de déformation irréversible importante. Des macrodiscontinuités cinématiques (fractures) se sont développées dans l'échantillon jusqu'à séparation complète. Après la séparation, la résistance du matériau devient négligeable.

- la rupture par écoulement : dans ce cas, le solide "s'écoule" après une déformation irréversible importante. On n'observe pas toujours, au moins à l'œil nu, de discontinuités cinématiques à l'intérieur de l'échantillon qui conserve une résistance résiduelle appréciable.

On retrouve ces deux grandes catégories de rupture en Mécanique des milieux cohérents mais il existe aussi un grand nombre de nuances que nous chercherons à préciser plus loin.

I,2,2 - La fragilité et la ductilité.

Pour nous, est fragile un matériau qui se rompt par séparation. Comme nous le verrons dans la suite, la fragilité n'est pas une caractéristique intrinsèque du matériau, et il vaut mieux parler de rupture fragile que de matériau fragile.

La rupture fragile est brutale, les discontinuités cinématiques tendent à s'ouvrir et les morceaux qu'elles délimitent s'écartent. Il s'agit quelque fois d'un véritable éclatement. Certains emploient, comme équivalent de rupture fragile, le terme de rupture par traction. Celui-ci nous paraît ambigu puisque la rupture fragile peut se produire également dans les essais de compression, comme nous le verrons plus loin.

A la rupture fragile s'oppose la rupture ductile qui aura pour nous le sens de rupture par écoulement. Comme dans le cas précédent, il vaut mieux employer le terme de rupture ductile que matériau ductile ou ductilité tout court. Dans la rupture ductile il n'y a pas toujours de fissures. Si elles existent, elles ne tendent pas à s'ouvrir, et, dans ce cas, on peut à la rigueur employer le terme de rup-

ture par cisaillement, à condition de ne pas confondre cisaillement (déformation par glissement) et contrainte de cisaillement (contrainte tangentielle).

Pour caractériser le degré de fragilité (ou de ductilité) d'une rupture, les auteurs ont proposé plusieurs grandeurs. Celles-ci sont le plus souvent dérivées d'un rapport entre la contrainte maximale et la contrainte résiduelle. On a également cherché à utiliser les déformations de pic. Nous examinerons ces paramètres plus loin.

Comme pour le mot rupture, les adjectifs fragile et ductile que nous emploierons fréquemment par la suite n'auront pas un sens mécanique très précis mais plutôt une valeur descriptive.

I,2,3 - La plasticité et la plasticité parfaite

Un matériau non visqueux se déforme plastiquement s'il ne retrouve pas sa forme initiale une fois la contrainte relâchée. La plasticité se caractérise donc par l'irréversibilité des déformations.

Par suite de cette définition, l'expression de rupture plastique (ou pseudo-plastique) comme cas particulier de la rupture ductile nous paraît constituer un pléonasme et nous la bannirons dans la suite.

Dans le cas d'une sollicitation monoaxiale, on appelle seuil de plasticité la contrainte pour laquelle apparaissent les premières déformations irréversibles. On peut généraliser cette notion à un état de contraintes quelconque à trois dimensions et on parle alors de critère de plasticité.

Il ne faut pas confondre plasticité et plasticité parfaite, pour laquelle le critère de plasticité ne varie pas avec le temps ou l'histoire mécanique antérieure : dans un essai de compression monoaxiale par exemple, le matériau plastique parfait peut se déformer indéfiniment sous une contrainte constante, appelée seuil de plasticité parfaite. Dans le cas de la plasticité parfaite, la forme du critère de plasticité est particulièrement simple et on s'affranchit du délicat problème de l'érouissage.

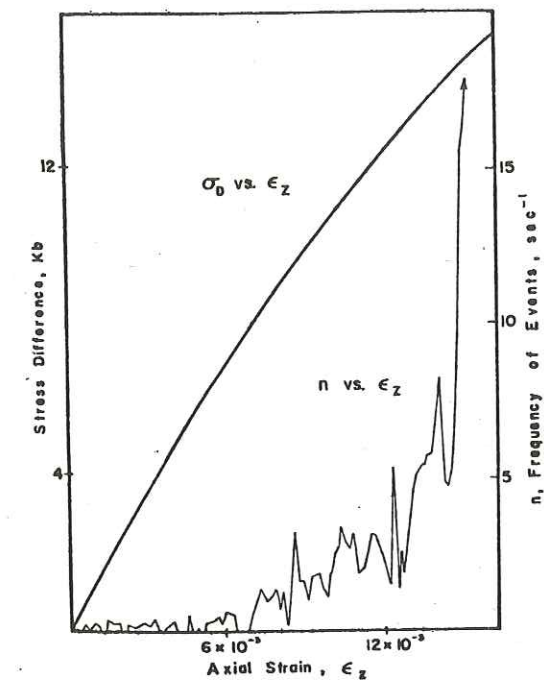
En enregistrant la courbe contrainte-déformation d'un matériau au cours d'un essai, on note en général l'existence d'un domaine élastique pour les petites déformations et d'un domaine plastique pour les grandes déformations. Dans le domaine plastique, on met quelquefois en évidence un palier qui indiquerait des conditions proches d'une plasticité parfaite.

I,3 - L'"INITIATION" DE LA FISSURATION.

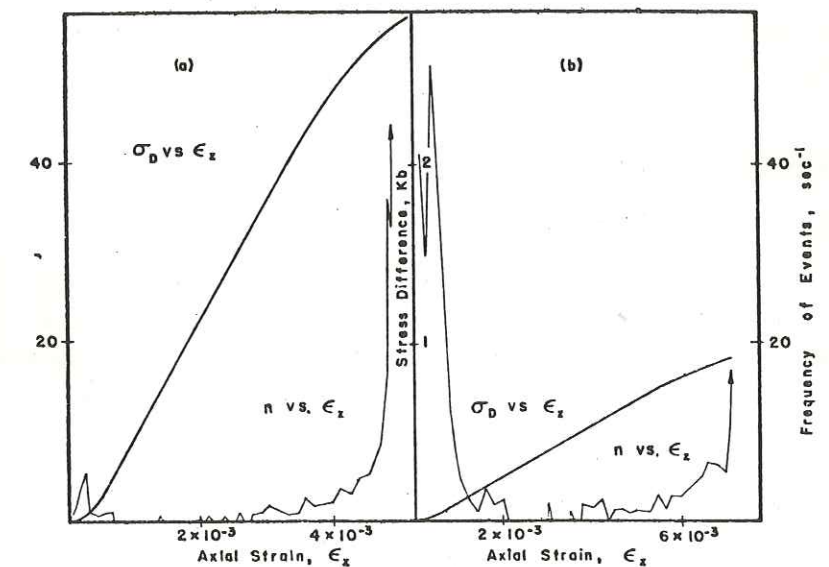
Même dans un essai simple de laboratoire, la rupture d'un échantillon est un phénomène complexe qu'il reste difficile de standardiser. On est toujours tenté de caractériser la rupture par le pic de la courbe contrainte-déformation (critère de résistance maximale). Mais l'état instable auquel fait référence la deuxième définition de la rupture (cf. Glossaire) commence souvent dès l'apparition des premiè-

Figure 1 : Courbes contrainte-déformation et microbruits

d'après
SCHOLZ
(1968)



Microfracturing frequency versus strain and stress versus strain for Westerly granite in triaxial compressions. Confining pressure, 4 kb.



Stress versus strain and microfracturing frequency versus strain for two rocks in uniaxial compression. (a) Westerly granite; (b) Colorado rhyolite tuff.

res fissures. Et l'observation de l'éprouvette montre que celles-ci se dessinent bien avant le pic.

Jusqu'à présent, en Mécanique de la Rupture, on a tenu surtout compte de la contrainte maximale. C'est à elle que l'on a cherché à confronter les résultats théoriques, et c'est elle que l'on a utilisée pour tracer les courbes intrinsèques des matériaux. D'après ce qui précède, on peut aussi caractériser la rupture par l'atteinte d'un seuil d'initiation de la fissuration (contrainte pour laquelle apparaît la première fissure).

Le problème pratique est évidemment de pouvoir déterminer avec précision ce seuil dans les différentes expériences. Plusieurs auteurs (BRACE et al. - 1966 ; BIENIAWSKI - 1967 ; SCHOLZ - 1968), à la suite d'observations très fines, notamment par des techniques ultra-soniques, ont montré que les premières fissures correspondaient à peu près à la limite de proportionnalité entre les contraintes et les déformations (fig. 1).

On trouve donc aujourd'hui dans plusieurs publications des représentations du seuil de fissuration en contraintes tout à fait semblables à celles largement utilisées pour les résistances maximales (fig. 2).

Deux approches théoriques du problème de la rupture ont été développées séparément.

L'une se rattache à la théorie de la plasticité parfaite qui suppose un matériau initialement continu. C'est la théorie de Mohr.

L'autre, au contraire, suppose l'existence dans la matière, avant toute sollicitation, d'une infinité de micro-défauts. Lorsque des efforts mécaniques sont transmis, les défauts peuvent engendrer des discontinuités cinématiques qui conduisent à la rupture. C'est la théorie de Griffith.

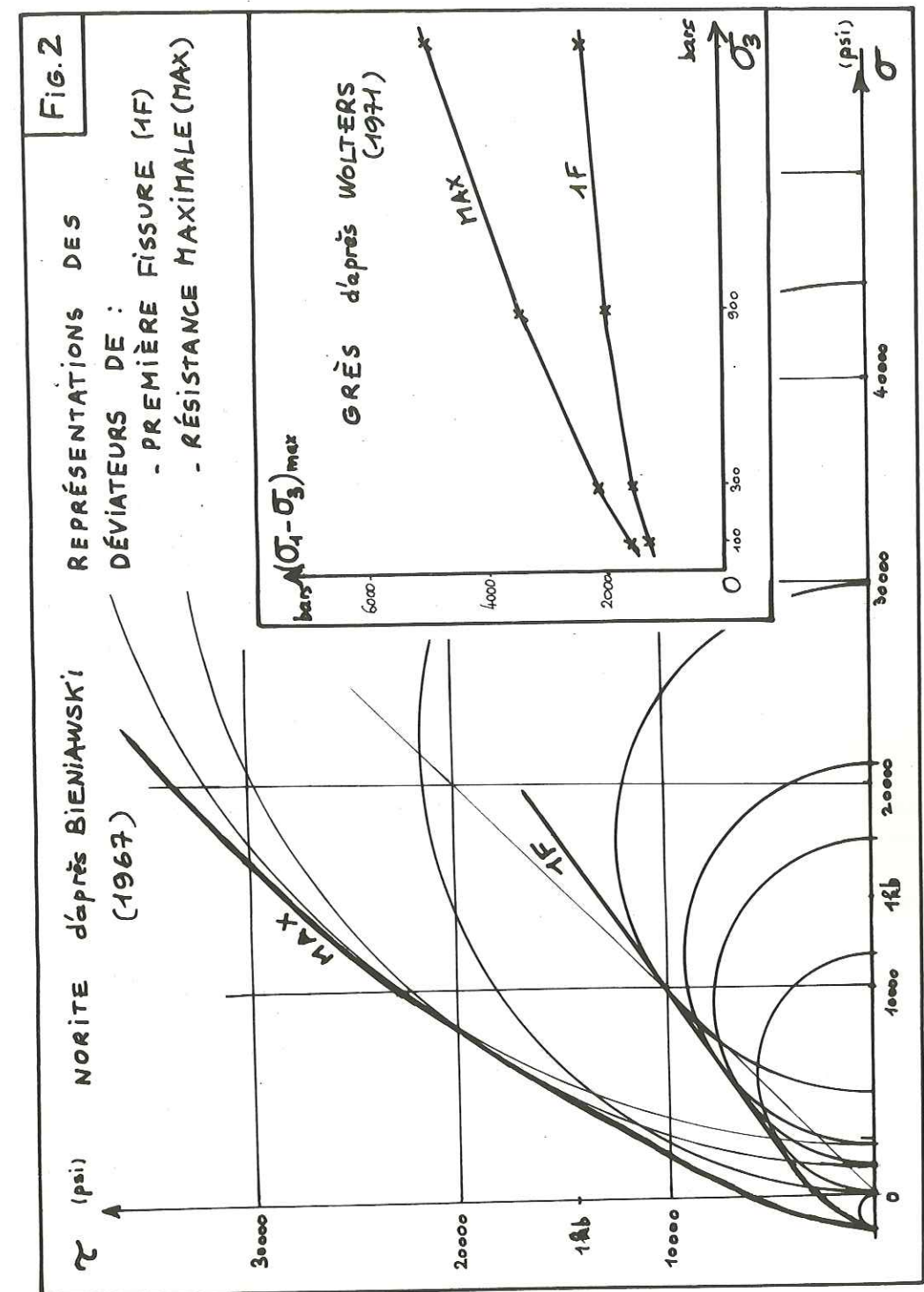
De ces deux théories découlent deux critères que nous allons rappeler brièvement.

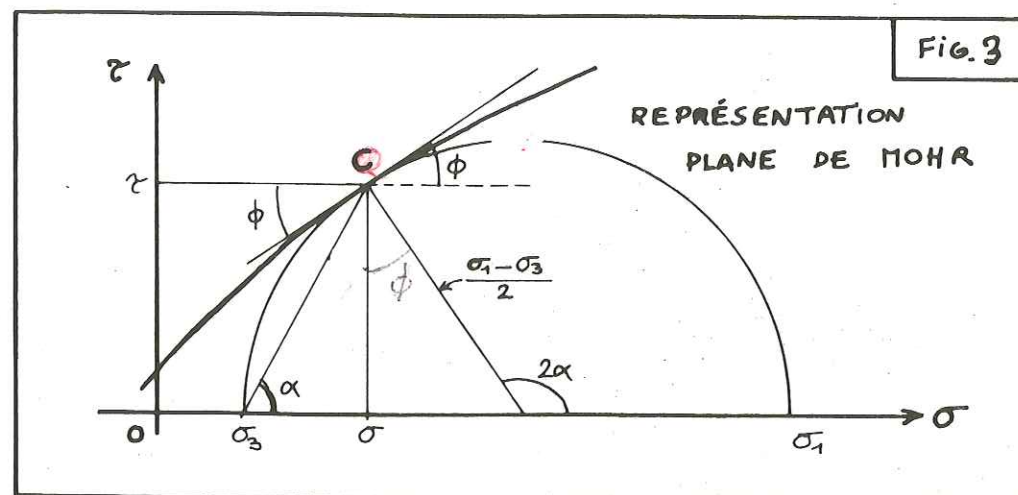
I,4 - LA THEORIE DE MOHR-COULOMB.

I,4,1 - Représentation plane de Mohr.

Avant d'aborder la théorie, il est utile de rappeler la représentation plane de Mohr, qui n'est pas une théorie de la rupture. Pour un milieu continu et pour un problème plan, on démontre que les contraintes sur une facette quelconque de l'espace autour d'un point quelconque peuvent se représenter par un cercle appelé cercle de Mohr (fig. 3).

Nous rappellerons le résultat essentiel de cette figure : "lorsque la facette tourne d'un angle α , le point représentatif sur le cercle tourne en sens inverse de 2α ". La connaissance des contraintes sur une facette particulière et du cercle de Mohr suffit à déterminer complètement l'état de contrainte en un point.





La représentation précédente est une représentation dans un espace des contraintes simplifié. On peut de la même façon montrer l'existence d'un cercle de Mohr des déformations. Cette dernière représentation est rarement utilisée.

I,4,2 - Hypothèses de la théorie.

On peut exposer les idées fondamentales de Mohr en ces termes (MOHR, 1900, cité dans WAGNER, 1969, p. 108):

1- "La limite élastique et le seuil de rupture d'un matériau peuvent être déterminés par les contraintes sur les facettes de glissement et de rupture".

2- "La contrainte de cisaillement sur la facette de glissement atteint au seuil une valeur limite qui dépend de la contrainte normale et des propriétés du matériau".

3- "La facette de glissement ou de rupture contient toujours la direction de la contrainte principale intermédiaire σ_2 ".

On peut noter dans ce qui précède la référence aux facettes de glissement et de rupture qui sont des surfaces de discontinuité cinématique, ce qui exclut à priori les ruptures sans fissures apparentes évoquées plus haut. Mais il est possible de généraliser à tous les modes de rupture dès que l'on convient de traduire arbitrairement le critère en déformation (apparition des fissures) en un critère en contraintes (résistance maximale, limite de proportionnalité, etc...).

Dans le cas d'apparition de fissures, on peut dire que la théorie de la rupture de Mohr est le terme de la Mécanique des Milieux Continus. Dès lors qu'il y a une discontinuité, celle-ci n'est plus applicable, au moins localement. En particulier, la distribution des contraintes en un point sur toutes les facettes possibles peut devenir tout autre que celle prévue dans la représentation plane de Mohr.

I,4,3 - La notion de courbe intrinsèque.

La théorie de Mohr a été développée en France par Caquot, qui en fait une

généralisation du critère de plasticité de Tresca.

Dans la théorie de Mohr, le critère de plasticité s'écrit :

$$\sigma_1 - \sigma_3 = g(\sigma_1 + \sigma_3)$$

La fonction g traduit une relation entre le rayon $\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ et l'abscisse du centre $\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ du cercle de Mohr correspondant à l'état de contraintes au point étudié. Cela prouve que les cercles de Mohr correspondant à tous les états limites (c'est-à-dire ceux pour lesquels le seuil de plasticité est atteint au moins sur une facette) ont une enveloppe que l'on appelle la courbe intrinsèque.

Plusieurs formes de courbes intrinsèques ont pu être déterminées expérimentalement. Nous allons rappeler les plus fréquentes. Dans les différents cas suivants, on fait en général l'hypothèse que le point de tangence du cercle de Mohr critique avec la courbe intrinsèque donne l'orientation de la fissure. Ce qui revient à dire que l'on confond la "facette critique en contraintes", donnée par la représentation en contraintes de Mohr et la "facette critique en déformation", qui est celle de la fissure.

I,4,4 - Théorie et critère du cisaillement maximal.

On suppose, dans cette théorie, que la facette de glissement est celle sur laquelle la contrainte de cisaillement est maximale. Il y a en fait deux facettes critiques répondant à cette condition. Les points représentatifs sur le cercle de Mohr en sont les points C (fig. 3) et son symétrique C' par rapport à l'axe des σ . Leur direction fait un angle de $\pm 45^\circ$ avec la direction de la contrainte principale σ_1 .

La courbe intrinsèque est alors constituée de deux droites parallèles à l'axe des σ .

$$\text{Le critère s'écrit : } \tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \pm C$$

C est une constante du matériau appelé cohésion.

Cette théorie a été quelquefois abusivement employée en géologie, où l'on indiquait que la contrainte principale locale σ_1 se trouvait systématiquement à 45° de la faille observée sur le terrain. Ce cas n'est que très rarement réalisé.

I,4,5 - Critère de Mohr-Coulomb.

COULOMB met en évidence expérimentalement une certaine proportionnalité entre les contraintes normale et tangentielle sur la facette de rupture. Cette observation conduit naturellement à faire l'hypothèse que la courbe intrinsèque est formée de deux droites symétriques par rapport à l'axe des σ dans le plan (σ, τ) . σ et τ à la rupture sont donc reliées par une relation linéaire que l'on écrit :

$$\tau = \pm (C + \sigma \tan \phi)$$

C est la cohésion et ϕ est l'angle de frottement interne du matériau.

Si l'on représente les droites de Coulomb dans le schéma de Mohr (fig. 3), on obtient le résultat essentiel suivant :

- Les deux facettes critiques sont symétriques par rapport aux contraintes principales. Elles font entre elles un angle de $(\frac{\pi}{2} - \phi)$ et de $(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2})$ avec la contrainte principale majeure σ_1 .

Le critère de Mohr-Coulomb s'applique assez bien aux sols pulvérulents, moins bien aux sols cohérents. On l'utilise couramment pour les applications de la Mécanique des Sols.

I,4,6 - Critère de Mohr-Caguot ou de Mohr-Léon.

CAQUOT et LEON proposent une forme parabolique pour la courbe intrinsèque : $\tau^2 + 2K\sigma - K^2 = 0$

où K est une constante du matériau.

Le report de cette courbe dans le schéma de la représentation de Mohr indique alors que les facettes critiques font avec la direction de la contrainte un angle variable, $\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$, compris entre 0° et 45° , puisque ϕ angle de la tangente à la parabole avec l'axe des σ , est variable entre 45° et 0° .

Cette théorie convient mieux aux roches. Elle pourrait décrire assez bien l'inclinaison variable de la fissure observée dans les essais de laboratoire sous différents états de contrainte. Nous reviendrons à la fin de cette première partie sur la confrontation des angles théoriques et des angles observés dans nos essais.

I,5 - LA THEORIE DE GRIFFITH.

I,5,1 - Hypothèses de base et premiers développements.

Les résistances mécaniques des roches et des matériaux voisins n'atteignent pas celles des minéraux qui les constituent :

MINÉRAUX (d'après TOURENQ - 1970)			ROCHES (d'après BRACE - 1964)			
Nature	E k bars	V ₁ km/s	Nature	n %	E k bars	V ₁ km/s
Quartz	964	6,03	Granite W.	0,9	390	3,6 à 4,3
Olivine	2000	8,40	Quartzite C.	0,7	480	4,3 à 5,1
Amphibole	1288	7,21	Calcaire S.	4,7	550	5,5 à 5,6
Orthose	672	5,69	Dolomie B.	0,2	1050	7,0 à 7,1
Calcite	810	6,66	Diabase F.	0,3	980	6,8

Pour GRIFFITH, qui fait la même remarque pour les métaux et pour le verre, ce sont les microdiscontinuités présentes dans tous les matériaux qui expliquent cette baisse de résistance.

Les calculs de GRIFFITH (1921 et 1924) concernent des états plans de con-

trainte ou de déformation. L'auteur introduit une tension superficielle T, analogue à celle définie pour les liquides.

Dans un premier temps (1921), GRIFFITH considère une plaque infinie, percée d'une seule fissure de forme elliptique, soumise à l'infini à une contrainte de traction R perpendiculaire à la fissure. Il utilise les résultats de INGLIS (1913), qui a calculé les contraintes autour d'une fissure dans un tel cas de figure, en appliquant la théorie de l'élasticité. Il écrit la conservation de l'énergie potentielle du système. Celle-ci conduit à une équation qui donne la contrainte R que peut supporter une fissure de longueur 2c sans avoir tendance à s'étendre. Soit E le module d'Young du matériau. On a :

$$R = \sqrt{\frac{2ET}{\pi c}} \quad (\text{état plan de contraintes}).$$

INGLIS (1913) donne l'expression des contraintes de traction sur des facettes parallèles et perpendiculaires aux bords de la fissure elliptique. La contrainte maximale de traction F, s'exerce en fond de fissure sur la facette la prolongeant. Elle vaut :

$$F = 2R\sqrt{\frac{c}{\rho}}$$

ρ est le rayon de courbure aux extrémités de la fissure et reste toujours petit devant c. F est donc toujours plus grand que R. On dit que la fissure "concentre" les contraintes à ses extrémités.

Pour GRIFFITH, la fissure aura tendance à s'étendre, lorsque F aura atteint une valeur limite caractéristique du matériau.

Une première série d'expériences sur du verre artificiellement fissuré confirme les valeurs théoriques précédentes.

GRIFFITH cherche ensuite à généraliser sa théorie (1924). Il postule que la valeur de la contrainte maximale à proximité d'une fissure n'est pas affectée par la présence de fissures voisines (p. 58). Il envisage l'équilibre d'une plaque infinie qui comporte plusieurs fissures d'orientation quelconque (cas de microfissuration isotrope) et sur laquelle s'exercent à l'infini deux contraintes principales P et Q.

On suppose les tractions positives et les compressions négatives (convention de signe de la Résistance des Matériaux), P est pris plus grand que Q.

Pour GRIFFITH, la condition de rupture est réalisée lorsqu'on atteint au bord d'une des fissures du matériau une contrainte de traction spécifique du matériau. Reprenant les calculs de INGLIS (1913), GRIFFITH est amené à distinguer deux cas :

a)- si $3P + Q > 0$ ("domaine des tractions") la fissure critique est alors perpendiculaire à P. La condition de rupture est : $P = K$ (K est une constante du matériau fissuré).

b)- si $3P + Q < 0$ ("domaine des compressions") la fissure critique fait avec Q un angle θ tel que :

$$\cos 2\theta = \frac{1}{2} \frac{P-Q}{P+Q}$$

et P et Q sont reliés, à la rupture, par la formule :

$$(P-Q)^2 + 8 K (P+Q) = 0$$

La théorie de Griffith est étendue à trois dimensions par SACK (1946) puis MURREL (1963). Le plan de la fissure critique contient la direction de la contrainte principale intermédiaire, dont la valeur n'a que peu d'influence sur la résistance maximale (voir BRACE-1960).

Les approches les plus récentes de la mécanique de la fracture, IRWIN (1960) BARENBLATT (1962), STRIFORS (1973) diffèrent quelque peu de celle de GRIFFITH, mais conservent toujours l'idée de base d'aborder les calculs à partir de considérations énergétiques (voir aussi BONNET et JOUANNA - 1975).

I,5,2 - Le critère de Griffith pour les roches.

BRACE (1960) propose une application de la théorie aux roches. Des calculs de GRIFFITH (1924), il déduit une condition limite qui, dans le plan de Mohr, s'exprime par :

$$\tau^2 + 4 R_t \sigma - 4 R_t^2 = 0$$

C'est une parabole d'axe $O\sigma$; R_t est la résistance à la traction simple du matériau.

Cette formule n'est pas très satisfaisante, car le rapport de la résistance à la compression à la résistance à la traction, égal à 8, qu'elle prévoit, est plus faible que ceux déterminés expérimentalement. Et surtout, dans le domaine des fortes compressions, il y a de grandes divergences entre les valeurs des résistances maximales théoriques et expérimentales.

I,5,3 - Le critère de Griffith modifié.

Pour tenter d'expliquer ces divergences MAC LINTOCK et WALSH (1962) envisagent la fermeture des fissures sous l'action de la contrainte latérale. Cette fermeture entraîne la création d'efforts normaux sur les faces des fissures et aussi d'efforts tangentiels dus au frottement. Ces efforts tendent à augmenter la résistance d'ensemble de la roche en réduisant la concentration des contraintes aux extrémités des fissures.

Soit μ le coefficient de frottement face sur face de la fissure. Soit σ_n la contrainte nécessaire pour fermer la fissure. Les compressions sont positives (convention de la mécanique des sols et des roches). Les contraintes principales σ_1 et σ_3 sont telles que $\sigma_1 > \sigma_3$. K est la résistance à la traction du matériau. Dans ce cas, d'après MAC LINTOCK et WALSH, la relation entre σ_1 et σ_3 à l'équilibre limite de la fissure critique s'écrit :

$$\mu (\sigma_1 + \sigma_3 - 2 \sigma_n) - (\sigma_1 - \sigma_3) \sqrt{1 + \mu^2} = \frac{4 K}{\sqrt{1 + \frac{\sigma_n}{K}}}$$

Pour de longues fissures étroites on peut négliger σ_n . Dans le plan de Mohr on obtient alors :

$$\pm \tau = 2K - \mu \sigma$$

Cette expression rend le critère de Griffith modifié comparable à celui de Coulomb. On notera au passage l'égalité formelle entre l'angle de frottement face sur face et l'angle de frottement interne, ce qui est rarement vérifié (voir FABRE 1971).

I,5,4 - Orientation et propagation de la fissure critique.

Nous n'avons pas encore développé le problème de l'orientation de la fissure critique dans la théorie de Griffith. Comme le critère de Griffith est surtout un critère d'initiation de la fissuration à partir d'un microdéfaut, nous parlerons dans la suite plutôt de microfissure que de fissure.

I,5,4,1 - Orientation de la microfissure critique.

Dans le domaine des tractions ($\sigma_1 + 3 \sigma_3 < 0$), seul le critère originel de Griffith est applicable. L'expérience confirme à peu près les expressions théoriques pour la résistance maximale et pour l'orientation de la microfissure (confondue ici avec celle de la macrofissure observable au cours de l'essai) qui reste perpendiculaire à la traction principale σ_3 .

Dans le domaine des compressions ($\sigma_1 + 3 \sigma_3 > 0$), la théorie originelle donne pour θ , angle de σ_1 avec la microfissure critique, une valeur telle que :

$$\cos 2\theta = \frac{1}{2} \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3}$$

Si $\sigma_3 = 0$ on obtient $\cos 2\theta = \frac{1}{2}$ et donc $\theta = 30^\circ$.

Dans le cas de la compression simple, la microfissure critique fait donc avec la direction de la contrainte principale majeure un angle de 30° .

La prise en compte du frottement dans la théorie modifiée de MAC LINTOCK et WALSH aboutit à des équations qui diffèrent légèrement des précédentes. La valeur de l'angle critique θ en compression simple n'est que faiblement affectée : HOEK et BIENIAWSKI (1966) donnent par exemple un angle θ de $27^\circ 30'$ pour du verre.

I,5,4,2 - Propagation de la microfissure critique.

Plusieurs auteurs, intrigués par cette valeur théorique de 30° , qui ne correspond pas avec la direction du plan de rupture généralement observée dans un essai de compression simple, ont cherché à visualiser expérimentalement la propagation de la rupture à partir d'une microfissure.

BRACE et BOMBOLAKIS (1963) ont ainsi montré qu'une microfissure inclinée à environ 30° sur la direction de la contrainte principale σ_1 se propageait ensuite parallèlement à σ_1 . Ce schéma, développé ensuite par HOEK et BIENIAWSKI (1966) et BIENIAWSKI (1967), est illustré sur la figure 4.

BRACE et DULANEY (1960) et BIENIAWSKI (1967) se sont également préoccupés de la vitesse de propagation de la rupture. Développant après d'autres auteurs {MOTT (1948) et IRWIN (1960) en particulier} les calculs basés sur l'énergie élastique et l'énergie dissipée pour la propagation d'une fissure dans l'hypothèse de Griffith, ils déterminent une équation théorique de la vitesse de propagation d'une fissure. Les mesures expérimentales de BIENIAWSKI s'éloignent notablement des valeurs théoriques, sauf pour la valeur asymptotique qui vaut :

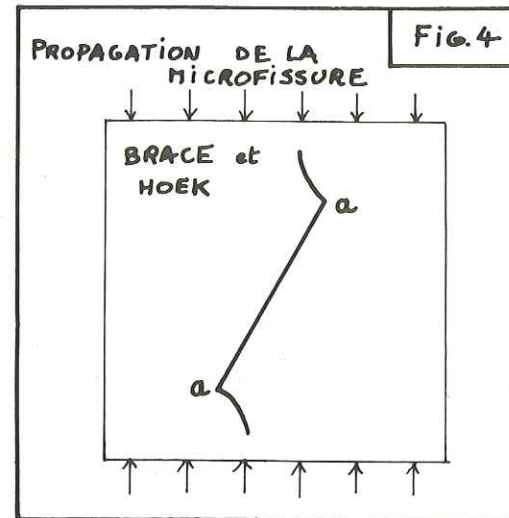
$$V_{F\lim} = 0,38 \sqrt{E/\rho}$$

(où le module d'Young est E et ρ la masse volumique).

PALAT (1971) ne trouve même pas cette concordance pour la valeur asymptotique ; ses mesures montrent que V_F ne dépasse pas 10% de la vitesse V_L des ondes longitudinales. Or on a $V_L = \sqrt{E/\rho \cdot \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \approx \sqrt{E/\rho}$

Durant quelques années, on s'est contenté du schéma de la figure 4, et des correspondances plus ou moins bonnes entre théorie et expérience. On a souligné cependant le fait que la rupture d'un échantillon était un phénomène très complexe qui faisait intervenir non pas une seule microfissure mais plusieurs, réagissant les unes sur les autres. Les tentatives faites pour photographier la propagation des fissures dans le cas général n'ont guère été probantes.

Des travaux récents, dus à BRACE et WAWERSIK (1971) sur des roches de comportement très fragile (un granite et une diabase) remettent le schéma de propagation en question. Ces auteurs observent que les fissures croissent généralement dans leur plan, même si elles sont nettement inclinées au départ sur la direction de la contrainte principale. Ils constatent également qu'une majorité des microfissures ne provient pas de défauts préexistants (comme les joints de grain dans le granite) mais sont bel et bien intracristallines. Ces résultats, qui demandent à être confirmés par d'autres études expérimentales, soulignent les insuffisances de la théorie de Griffith dans le domaine fragile et appellent de façon urgente une nouvelle théorie de la rupture.



CHAPITRE DEUX

LE MATERIAU EMPLOYE ET LES ESSAIS REALISES

II,1 - INTRODUCTION.

Pour étudier la fissuration des matériaux cohérents nous avons réalisé un certain nombre d'essais de laboratoire sur de l'argile de poterie de Vallauris. On s'intéresse à la fissuration de l'argile pour deux raisons principales :

pour elle-même : c'est un aspect peu étudié qu'il importe de préciser et de replacer par rapport au mode de rupture et à la loi rhéologique. Dans ce sens, cette étude fait suite aux recherches fondamentales sur l'argile, entreprises au laboratoire de Mécanique des Sols de Grenoble sous la direction de M. BIAREZ par MM. BELLIER (1968), ILKER (1969) , SUBBARAO (1972)...

Les applications sont diverses : il existe des noyaux de barrage fissurés (BIAREZ, BORDES et LONDE - 1970) ; on trouve aussi dans la nature des argiles fissurées. La compréhension de l'origine des fissures est essentielle, car elle donne un fil directeur pour une meilleure reconnaissance de la géométrie des fissures et peut ainsi aider à la prévision du comportement mécanique ultérieur du massif fissuré. Ceci est particulièrement important dans le cas de terrassements en milieux argileux fissurés ou dans l'étude d'un glissement de terrain.

comme modèle : dans le cadre d'une étude plus générale du phénomène fissuration : l'argile constitue alors un matériau de laboratoire facile à manier, pratiquement homogène et isotrope, offrant suivant sa consistance un mode de rupture variable, allant de la rupture élasto-fragile jusqu'à l'écoulement plastique, avec tous les intermédiaires.

Par des essais simples de laboratoire, le matériau permet d'étudier pour chaque type de rupture les conditions en contraintes et en déformations, l'initiation, le développement et la géométrie des fissures par rapport aux contraintes appliquées. Ces connaissances sont fondamentales si l'on veut un jour essayer de mieux comprendre l'organisation des discontinuités à l'intérieur d'un massif plus important.

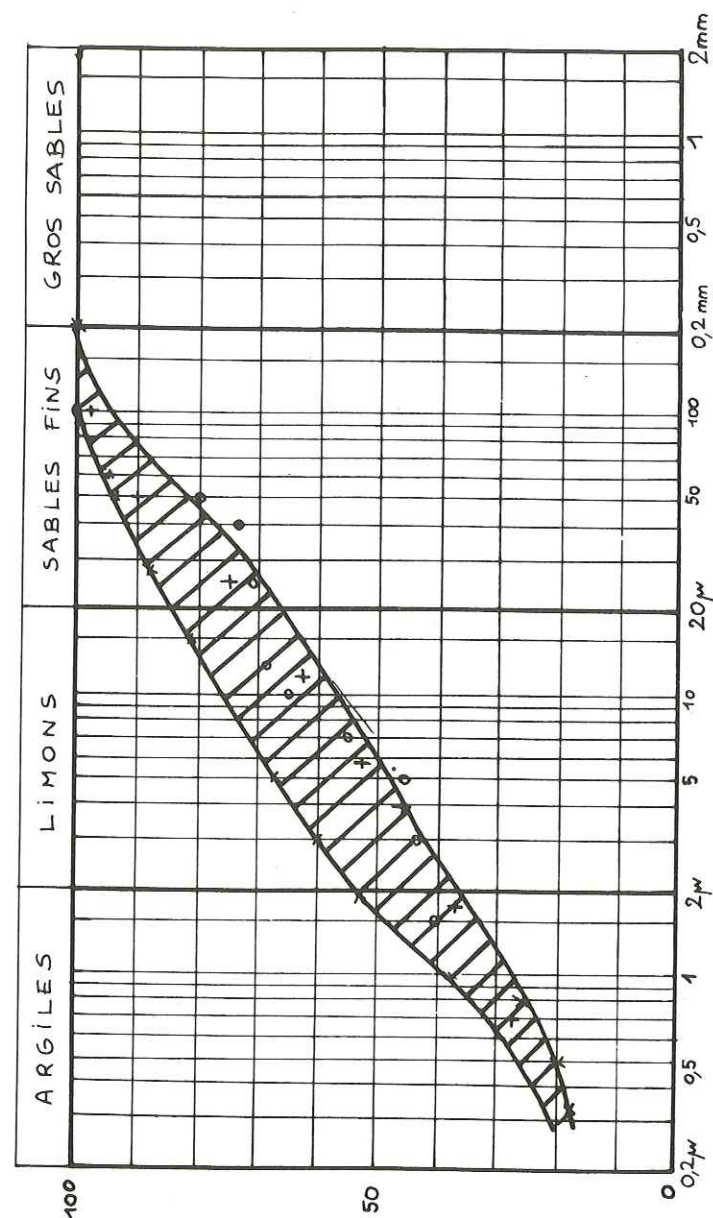
II,2 - CARACTERISTIQUES DU MATERIAU A L'ETAT DE LIVRAISON.

Il s'agit d'une argile de poterie originaire de Vallauris (Alpes-Maritimes) de couleur brun rouge. Elle est livrée prête à l'emploi du potier sous forme de pains

Fig. 5

GRANULOMÉTRIE DE L'ARGILE DE VALLAURIS

Fuseau : + Lot n°1 (Ec. Centrale de Lyon) - x Lot n°2 (Institut Delomieu) - o Lot x (Ec. Centr. Paris) -



parallélépipédiques d'environ 20 x 20 x 15 cm. à une teneur en eau voisine de 28%.

II,2,1 - Analyse granulométrique et minéralogique.

La courbe granulométrique (fig. 5) montre que l'argile de Vallauris comporte environ 45% de particules argileuses inférieures à 2 microns. Dans l'essai de sédimentométrie on constate d'ailleurs une ségrégation par couleur, les particules les plus fines sont colorées en rouge, alors que les plus grossières sont grises. L'analyse par diffraction aux rayons X de l'argile complète montre un pic très marqué pour le quartz, qu'on ne retrouve guère sur le diffractogramme de la fraction argileuse (fig. 6). On peut donc penser que le quartz constitue l'essentiel des particules grossières de couleur grise.

Par ailleurs, dans la fraction argileuse les minéraux prédominants sont, dans l'ordre, la kaolinite (+ de 50%), l'illite et la chlorite. On trouve également des traces de montmorillonite, d'interstratifiés montmorillonite-chlorite, de quartz et aussi des oxydes de fer qui expliquent la coloration brun-rouge de l'argile.

II,2,2 - Limites d'Atterberg.

Les essais classiques d'Atterberg sur la fraction inférieure à 400 microns donnent les résultats suivants :

limite de liquidité $w_L = 41\%$

limite de plasticité $w_P = 21\%$

limite de retrait $w_S = 14\%$

Ils permettent de classer notre matériau parmi les argiles inorganiques de plasticité moyenne dans l'abaque de plasticité de Casagrande.

II,2,3 - Autres caractéristiques physiques.

A la livraison, la teneur en eau est de l'ordre de 28%, ce qui correspond à un indice de consistance :

$$I_c = \frac{w_L - w}{w_L - w_P} = \frac{w_L - w}{I_p} \approx 0,65$$

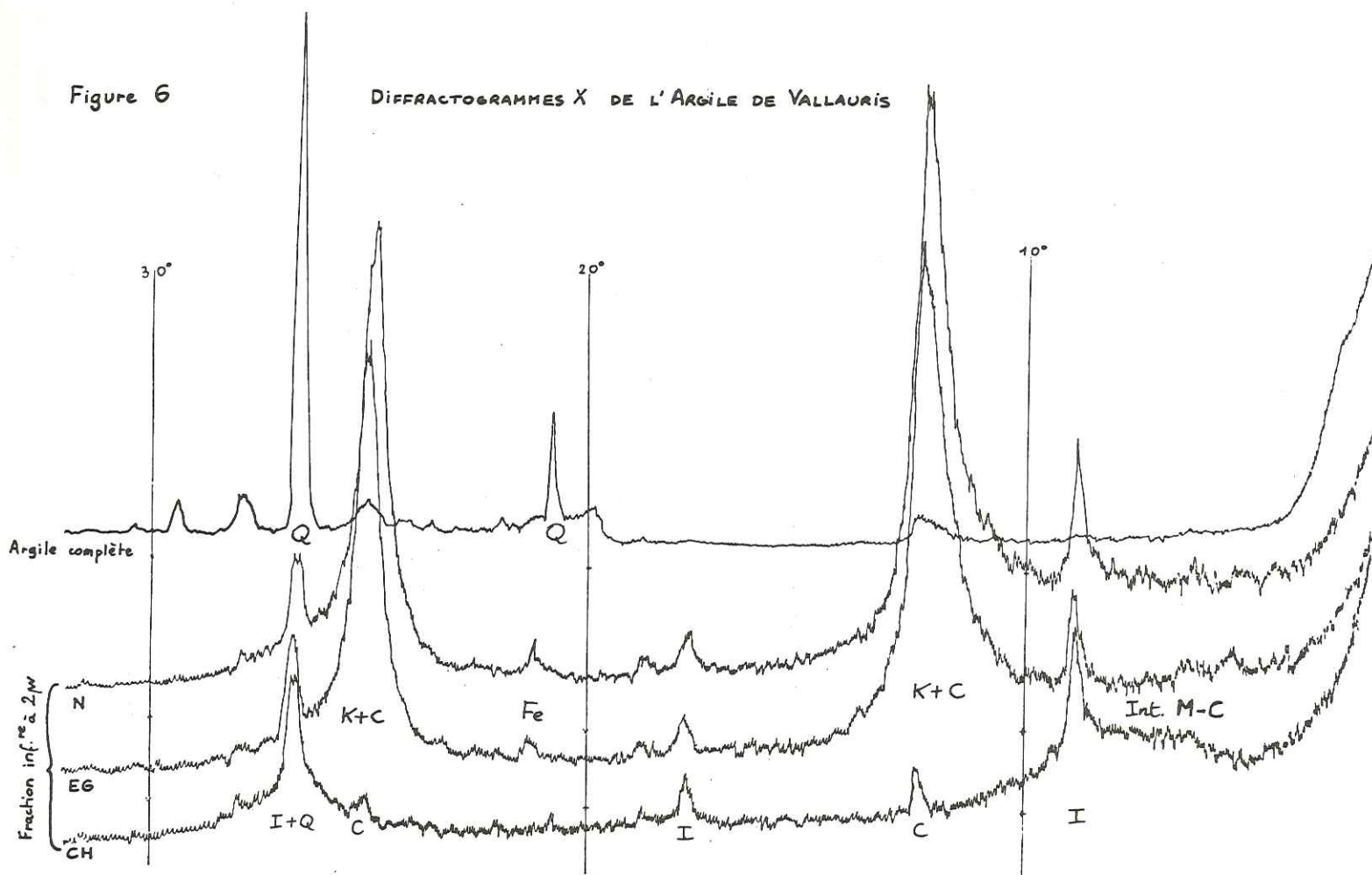
Le poids volumique est alors de $\gamma_h = 1,95 \text{ gf/cm}^3$.

II,2,4 - Histoire mécanique antérieure.

Dans l'usine de préparation de cette argile, le matériau est tamisé puis malaxé à la teneur en eau de 30% et enfin légèrement consolidé pour être livré en pains. Pour retrouver la valeur de la contrainte de consolidation σ_c nous avons utilisé les résultats d'un essai oedométrique réalisé au laboratoire de Mécanique des Sols de Grenoble. La courbe oedométrique (fig. 7) montre un coude bien marqué pour une contrainte σ_c d'environ 1,2 bar. Cette valeur est approximativement celle que

Figure 6

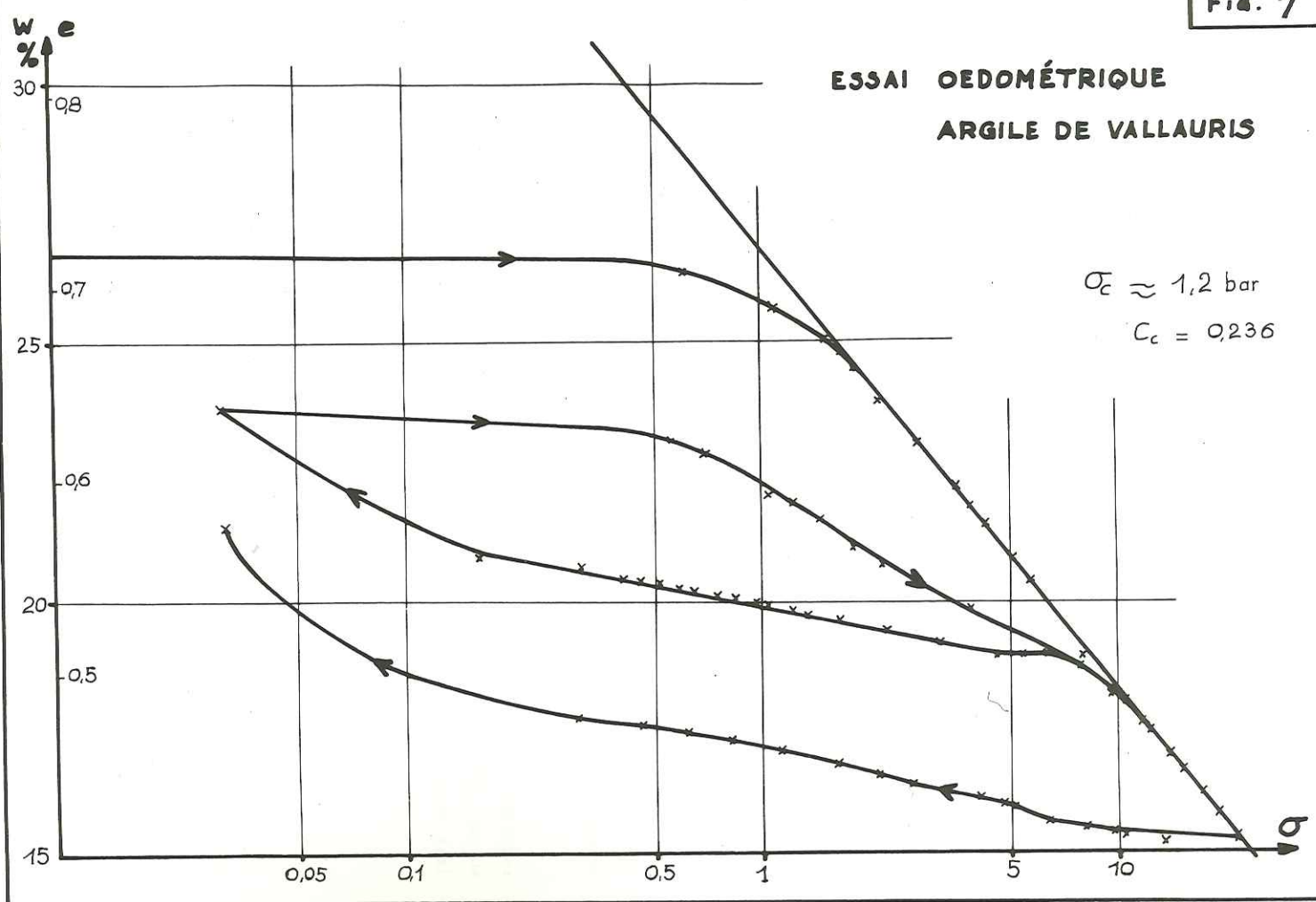
DIFFRACTOGRAMMES X DE L'ARGILE DE VALLAURIS



24

Fig. 7

ESSAI OEDOMÉTRIQUE
ARGILE DE VALLAURIS



25

l'on obtient par la formule empirique de Skempton :

$$\frac{C_u}{\sigma_c} = 0,11 + 0,37 I_p .$$

Avec une cohésion non drainée C_u de 0,25 bar (voir plus loin) on trouve $\sigma_c = 1,33$ b. On note d'ailleurs que dans le domaine saturé toutes les caractéristiques de l'argile correspondent bien à celles de l'abaque général donné par BIAREZ et FAVRE (1975).

II,3 - PREPARATION DES EPROUVETTES.

Les éprouvettes sont taillées dans les pains d'argile à l'aide d'une trousse coupante et d'un couteau ou d'un fil d'acier très fin.

On fait varier la teneur en eau par séchage lent à l'air. Quand on a atteint la teneur en eau désirée, le séchage est stoppé par emballage de l'éprouvette dans une feuille d'aluminium qui est ensuite paraffinée et glissée dans un cylindre rigide de plastique.

L'éprouvette repose toujours au moins quelques jours avant l'essai, sauf pour les teneurs en eau d'essais proches de la teneur initiale (> 26%). Ceci permet une homogénéisation de la teneur en eau, car il est clair qu'au cours du séchage, l'extérieur de l'éprouvette se déshydrate plus vite que le centre. Dans l'ensemble, comme on pourra le vérifier sur les photographies d'éprouvettes après essai, l'homogénéisation obtenue est bonne (on a eu néanmoins quelques cas d'éprouvettes à extrémités notablement plus sèches que le centre).

Pour vérifier que le matériau pouvait être considéré comme initialement isotrope, on a procédé pour deux teneurs en eau à des essais de compression simple sur des échantillons prélevés selon des axes perpendiculaires. L'écart entre les deux valeurs ne dépasse pas 15%.

$w_1 = 23,5\%$		$R_{c1} = 1,11b$		$R_{c1} = 0,96b$
$w_2 = 20,0\%$		$R_{c2} = 2,80b$		$R_{c2} = 2,38b$

On a cherché à confronter cet écart à la dispersion des résultats. Nous n'avons pas réalisé suffisamment d'essais identiques pour effectuer une analyse statistique de la dispersion, comme BERNAIX l'avait fait, par exemple, pour le gneiss de Malpasset (1968). Nous nous sommes contenté de deux séries d'une dizaine d'essais sur des échantillons, carottés toujours dans le même sens dans les pains d'argile, à deux teneurs en eau différentes. Les résultats montrent que la dispersion est faible. L'écart maximal est de l'ordre de 10%.

Tableau 2 : Dispersion de la Résistance maximale.

Essais de compression simple	Essai n°:	3	4	5	10	14	15	113	122	123	124
$w = 23,5 \pm 0,2\%$	R_c (bars)	1,11	1,13	1,14	1,06	1,09	1,08	1,04	0,98	0,99	1,15
Essais triaxiaux	Essai n°	28	31	43	49	59	67	68	70		
$\sigma_3 = 2$ bars											
$w = 21,5 \pm 0,3\%$	$(\sigma_1 - \sigma_3)_{\max}$	2,44	2,56	2,17	2,10	2,18	2,64	2,58	2,35		

On voit donc que l'on peut considérer au départ notre argile comme quasi isotrope. Pour éviter toute erreur systématique, on a, par la suite, carotté les éprouvettes toujours dans le même sens (échantillons prélevés parallèlement à la direction de la contrainte de consolidation).

II,4 - LES PARAMETRES PHYSIQUES.

II,4,1 - La teneur en eau.

Le paramètre le plus facile à contrôler est la teneur en eau w . Si W est le poids de l'échantillon naturel et W_d son poids après passage à l'étuve, on a :

$$w = \frac{W - W_d}{W_d} .$$

Dans nos essais les teneurs en eau ont varié entre 28% et presque 0%. Il est en effet délicat d'effectuer un essai sur un échantillon parfaitement sec : entre la sortie de l'étuve et la fin de l'essai, de la vapeur atmosphérique peut être rapidement fixée dans des proportions qui relèvent la teneur en eau à 0,2% et plus.

II,4,2 - Les poids volumiques.

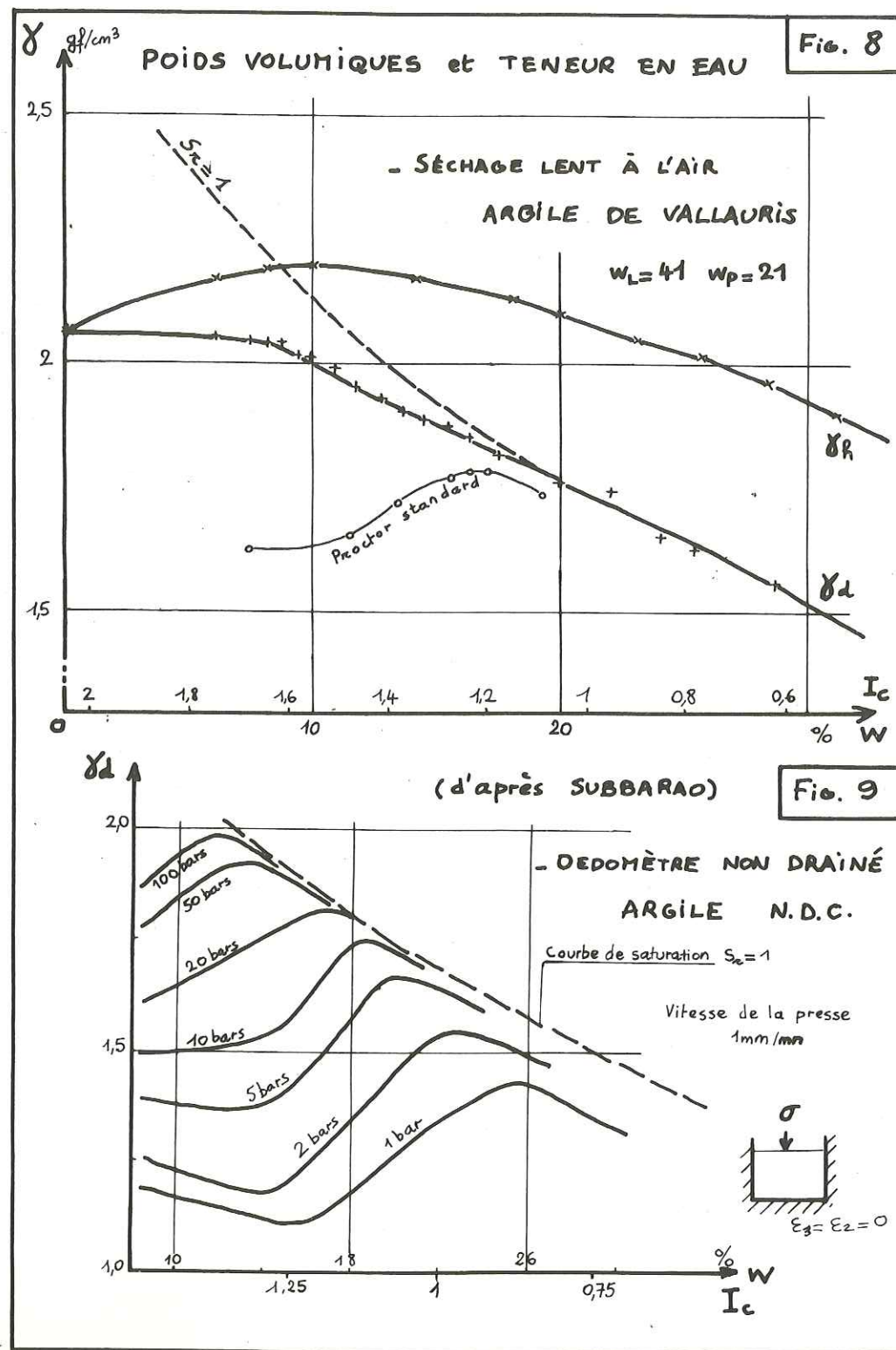
Si l'on mesure également V le volume de l'échantillon humide, on peut calculer γ_h le poids volumique humide de l'échantillon et γ_d le poids volumique sec :

$$\gamma_h = \frac{W}{V} , \quad \gamma_d = \frac{W_d}{V} .$$

Entre γ_h et γ_d on peut immédiatement établir la relation :

$$\gamma_d = \frac{\gamma_h}{1+w} .$$

Dans le cas de notre argile les variations de γ_h et γ_d en fonction de w pour un échantillon cylindrique normal ($D = 35\text{mm}$, $H = 80\text{mm}$) sont représentées sur



la figure 8. On constate sur cette courbe que γ_d décroît presque linéairement jusqu'à une valeur proche de 9% et reste stationnaire ensuite. Ceci correspond au fait qu'à partir de ce point, le volume de l'échantillon ne varie plus, c'est-à-dire que l'on a atteint la limite de retrait w_g . La différence de valeur avec les essais normalisés de détermination de w_g (14%) peut s'expliquer par le fait que les volumes considérés dans l'essai standard et dans notre expérience sont très différents et que le matériau n'est pas exactement le même (granulométrie et histoire mécanique antérieure différentes).

Nous donnons par comparaison (fig. 9) les courbes γ_d fonction de w obtenues par SUBBARAO pour une argile de caractéristiques voisines de la nôtre (argile de Notre-Dame-de-Commiers) et pour d'autres chemins de consolidation (consolidations oedométrique et Proctor).

II,4,3 - Incertitude sur les paramètres.

L'incertitude sur la teneur en eau est faible car la détermination des poids se fait de manière très précise. On trouve : $\left| \frac{\Delta w}{w} \right| < 0,5\%$. Les incertitudes sur les poids volumiques sont plus grandes car les erreurs relatives possibles pour le calcul des volumes sont fortes. On a :

$$\left| \frac{\Delta \gamma_d}{\gamma_d} \right| \approx \left| \frac{\Delta \gamma_h}{\gamma_h} \right| < 2\%$$

Enfin pour le degré de saturation l'incertitude est de loin la plus grande à cause de l'imprécision sur la mesure des volumes. On a :

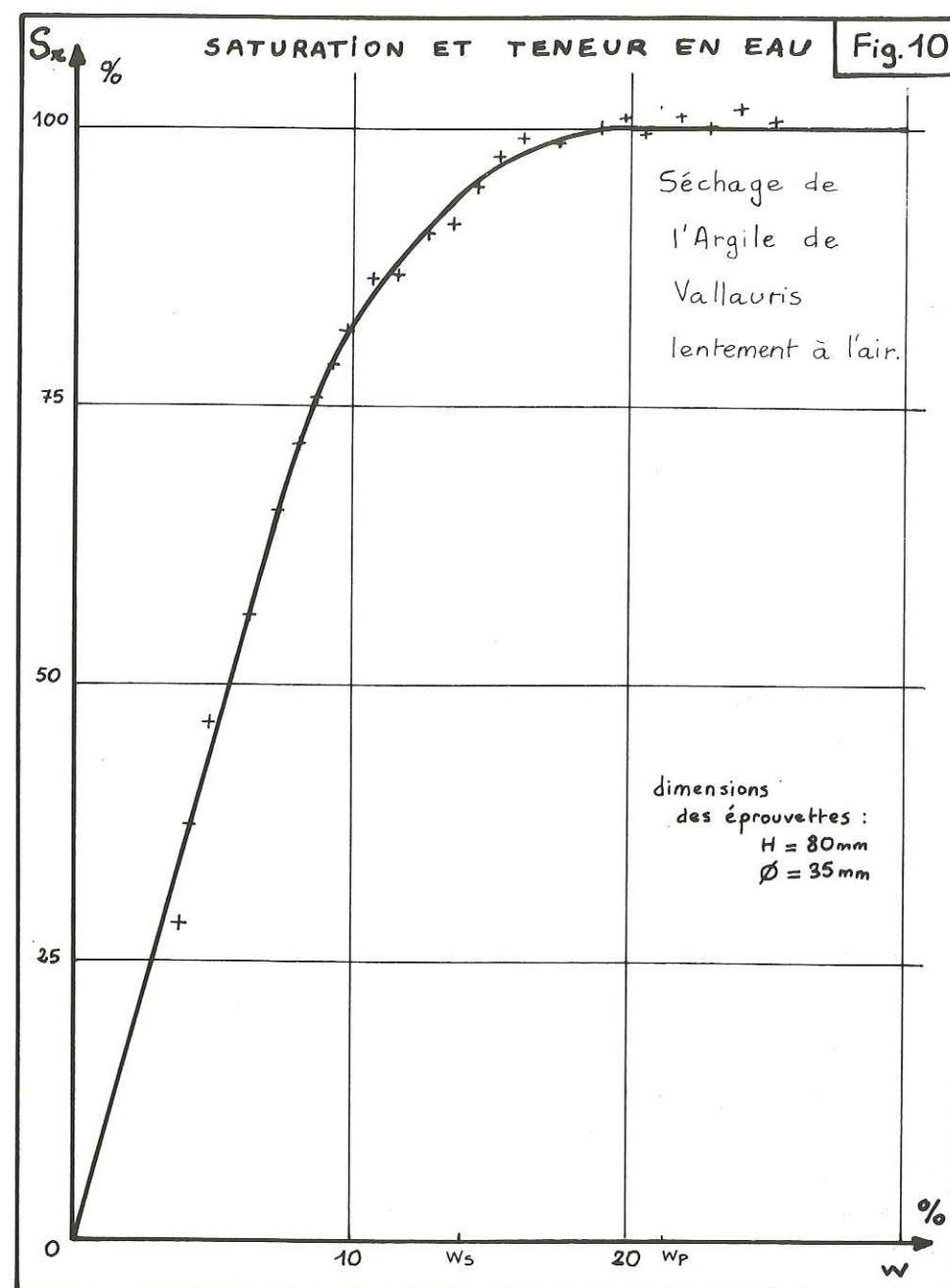
$$\left| \frac{\Delta S_r}{S_r} \right| < 5\%$$

II,5 - PRÉSENTATION DES ESSAIS.

Des éprouvettes ont été taillées dans les pains d'argile pour différents essais :

II,5,1 - Les essais brésiliens ont été effectués sur des cylindres de diamètre $2R = 35\text{mm}$. La longueur l a été prise égale au diamètre. Après séchage et homogénéisation, les échantillons sont écrasés à l'air libre à l'aide d'une presse à main. On mesure l'effort d'écrasement F à l'aide d'un anneau dynamométrique et la déformation axiale avec un comparateur. Tous les essais ont été photographiés à différents stades de la déformation.

II,5,2 - Les essais de compression simple et triaxiale ont été pratiqués sur des éprouvettes cylindriques carottées au diamètre de 35mm. L'élancement normal était légèrement supérieur à 2 ($H = 80\text{mm}$). Cet élancement est recommandé par tous les auteurs, en particulier par HAWKES et MELLOR dans leur traité sur l'essai



de compression simple (1970), afin de contrebalancer l'influence du frettage des têtes. Quelques essais ont été également fait à des elongations différentes.

Après le séchage, les cylindres carottés sont écrasés entre deux plateaux de presse à l'air libre (essais de compression simple) ou dans une enceinte où règne une pression latérale σ_3 ou σ_1 variable (essais triaxiaux).

On enregistre les efforts d'écrasement en fonction du déplacement relatif des plateaux. Cet effort est divisé par la surface de l'échantillon pour donner la contrainte verticale σ , supposée homogène. Le déplacement relatif des plateaux est divisé par la hauteur initiale de l'éprouvette pour donner la déformation relative axiale ϵ . Lorsqu'à propos d'essais, on parlera de déformation ce sera toujours de la déformation axiale (ou transversale) relative ϵ (ou $\bar{\epsilon}$) qu'il s'agira.

On note les apparitions des premières fissures visibles à l'oeil nu (IF) et le cas échéant, la formation du plan de rupture (PR). Beaucoup d'essais ont été photographiés à différents stades de la déformation.

Pour éviter le frettage des têtes dans ces essais, on a toujours centré l'échantillon au mieux, à l'aide de deux petites pointes métalliques. De plus les têtes étaient légèrement enduites d'huile.

Pour les essais triaxiaux, l'échantillon est enfermé dans une capote étanche qui le protège de l'agent (ici l'air comprimé) produisant la pression latérale. Pour nos essais nous avons choisi un modèle de capote (des préservatifs) permettant d'observer au mieux la formation des fissures en cours d'essai.

Enfin la plupart des essais ont été effectués à des vitesses relativement rapides, de 0,02 mm/mn. (quelques uns) à 2 mm/mn (la plupart) sans dispositif de drainage (essais non drainés).

II,5,3 - Les essais non conventionnels :

D'autres essais moins conventionnels ont été également pratiqués. On a construit d'abord un dispositif de cisaillement particulier, adapté à une machine classique de Casagrande pour échantillons parallélépipédiques, et permettant d'observer la formation des fissures sur les côtés de l'échantillon. On a également utilisé l'argile sous forme de galette mince appliquée sur un dispositif rigide simple, reproduisant un décrochement. Ces essais non conventionnels seront décrits dans le chapitre neuf de cette étude. La naissance des fissures est étudiée par des photographies prises à différents stades de la déformation.

CHAPITRE TROIS

LES ESSAIS BRÉSILIENS

III,1 - CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

L'essai brésilien est un essai de compression diamétrale qui consiste à soumettre un échantillon cylindrique aux contraintes qu'exerce une presse sur deux génératrices opposées. C'est un essai très simple qui peut être pratiqué sur un morceau de carotte quelconque sans rectification de face.

Dans l'essai brésilien le champ de contrainte est hétérogène, contrairement à ce qui se passe dans les autres essais de compression (simple ou triaxiale).

PELTIER (1954) a développé le problème théorique posé par cet essai dans l'hypothèse du matériau élastique. Il montre que, si l'on tient compte d'une petite aire de contact au niveau des plateaux, la contrainte de traction reste pratiquement constante sur les 3/5 centraux de la hauteur de l'éprouvette et qu'elle décroît aux extrémités. PELTIER propose une formule donnant la résistance en traction qualifiée de "brésilienne", R_{tb} en fonction de l'effort enregistré Q :

$$(1) \quad R_{tb} = \frac{Q}{\pi R l} .$$

Dans sa thèse de docteur-ingénieur, A. JULIEN (1973) reprend et développe les calculs théoriques de PELTIER par la méthode des éléments finis. Il montre en particulier le caractère approché de la formule (1).

Comme, dans l'état actuel des essais, leur précision ne permet pas de choisir entre les différentes hypothèses énoncées par PELTIER et par JULIEN, nous nous contenterons dans ce qui suit des valeurs tirées de la théorie simplifiée de PELTIER.

Les essais confirment les résultats théoriques au moins pour l'initiation de la micro-fissure : celle-ci débute toujours vers le milieu de l'échantillon. Elle se développe ensuite le plus souvent suivant le plan diamétral vertical de l'éprouvette.

On peut se servir de la théorie de PELTIER pour tracer le cercle de Mohr correspondant à l'essai brésilien. A la rupture les contraintes principales σ_1 et σ_3 se trouvent approximativement dans le rapport :

$$\sigma_3 / \sigma_1 = - 1/3 .$$

Nous utiliserons ce résultat pour préciser les courbes intrinsèques de l'argile de Vallauris (voir chap. V).

La résistance à la traction obtenue par la formule (1) est comparable à la

résistance à la traction directe Rtd (tableau 3).

TABLEAU 3 : Résistance en traction directe et résistance en traction "brésilienne".
d'après TOURENQ (1969).

Roche :	calcaire de Villette	basalte de Raon-l'Etape	microgra- nite de Corbigny	ophite de Salies-du- Salat	porphyrite de la Meilleraie	polystyrène
Rtd _(b.)	100	360	195	250	180	490
Rtb _(b.)	100	330	210	210	200	415

Pour tenter d'expliquer les petites différences entre Rtb et Rtd, TOURENQ (1969) observe les éprouvettes par la méthode des répliques : en traction directe la rupture débute toujours à partir d'une microfissure préexistante. Dans l'essai brésilien, c'est rarement le cas. D'après TOURENQ ceci peut s'expliquer par le fait qu'il y a dans l'essai brésilien une contrainte de compression sur le plan de rupture. L'essai brésilien donnerait donc plutôt la résistance de la matrice intacte, et le rapport Rtd/Rtb pourrait caractériser l'état de microfissuration. Le tableau 3 montre que cette loi n'est pas générale et qu'on ne peut l'appliquer qu'à certains types de roches.

III,2 - RESULTATS EXPERIMENTAUX.

Nous avons effectué une vingtaine d'essais sur des échantillons d'argile de Vallauris à teneur en eau variable. Deux types de rupture ont été mis en évidence :

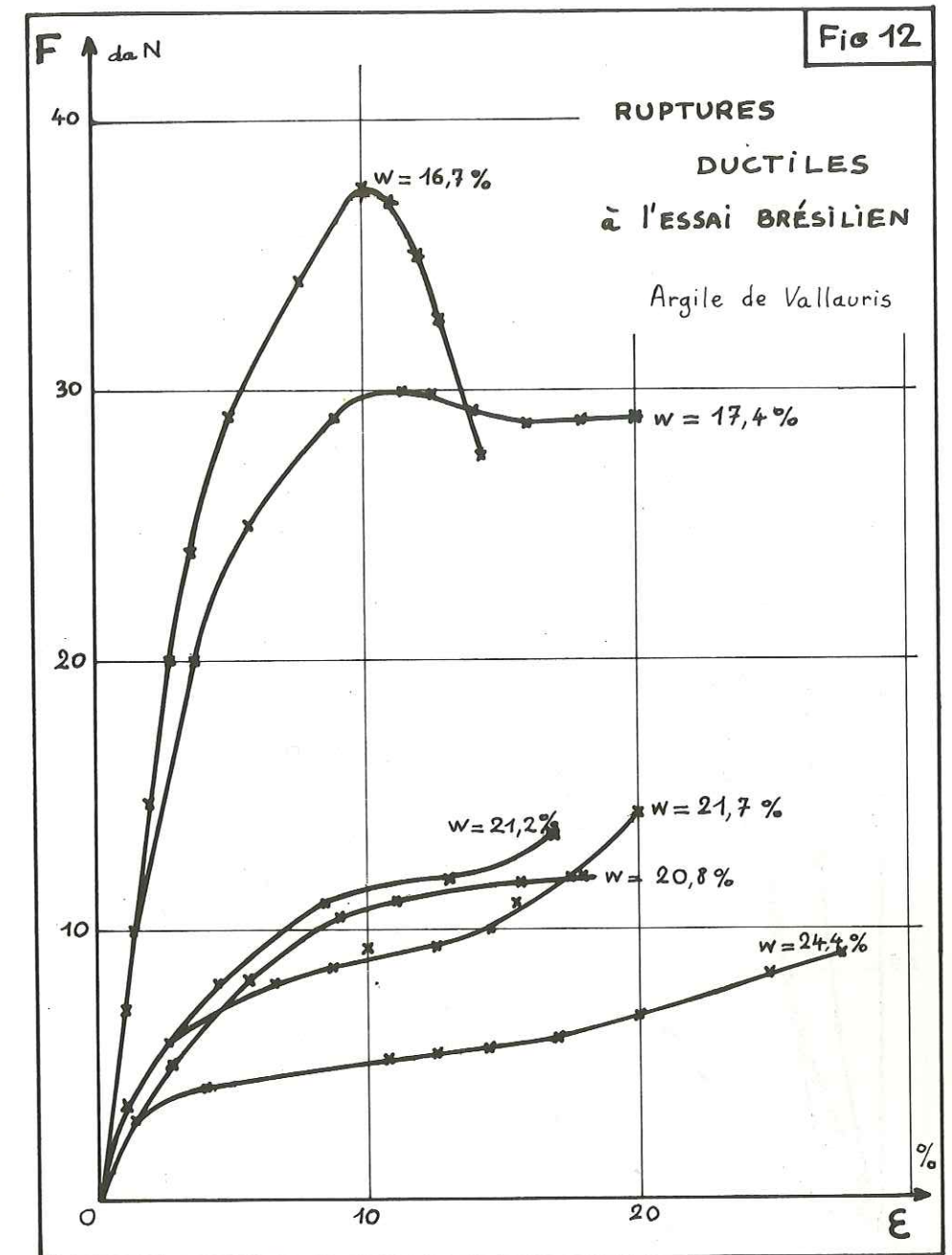
la rupture fragile, par séparation, se produit pour les faibles teneurs en eau (fig. 11). Les courbes effort-déformation, sont tout à fait analogues à celles obtenues par JULIEN (1973), sur des roches (fig. 13);

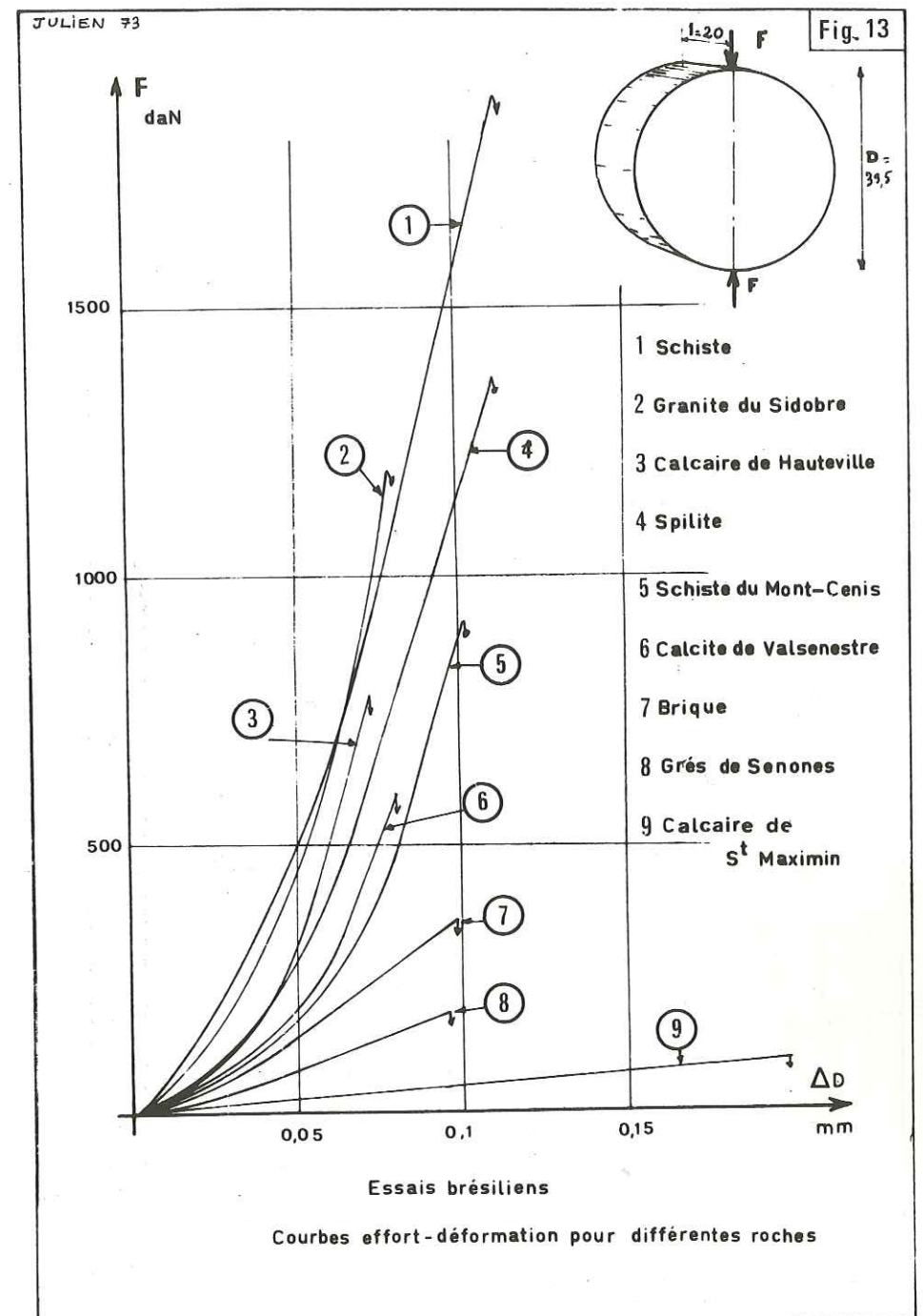
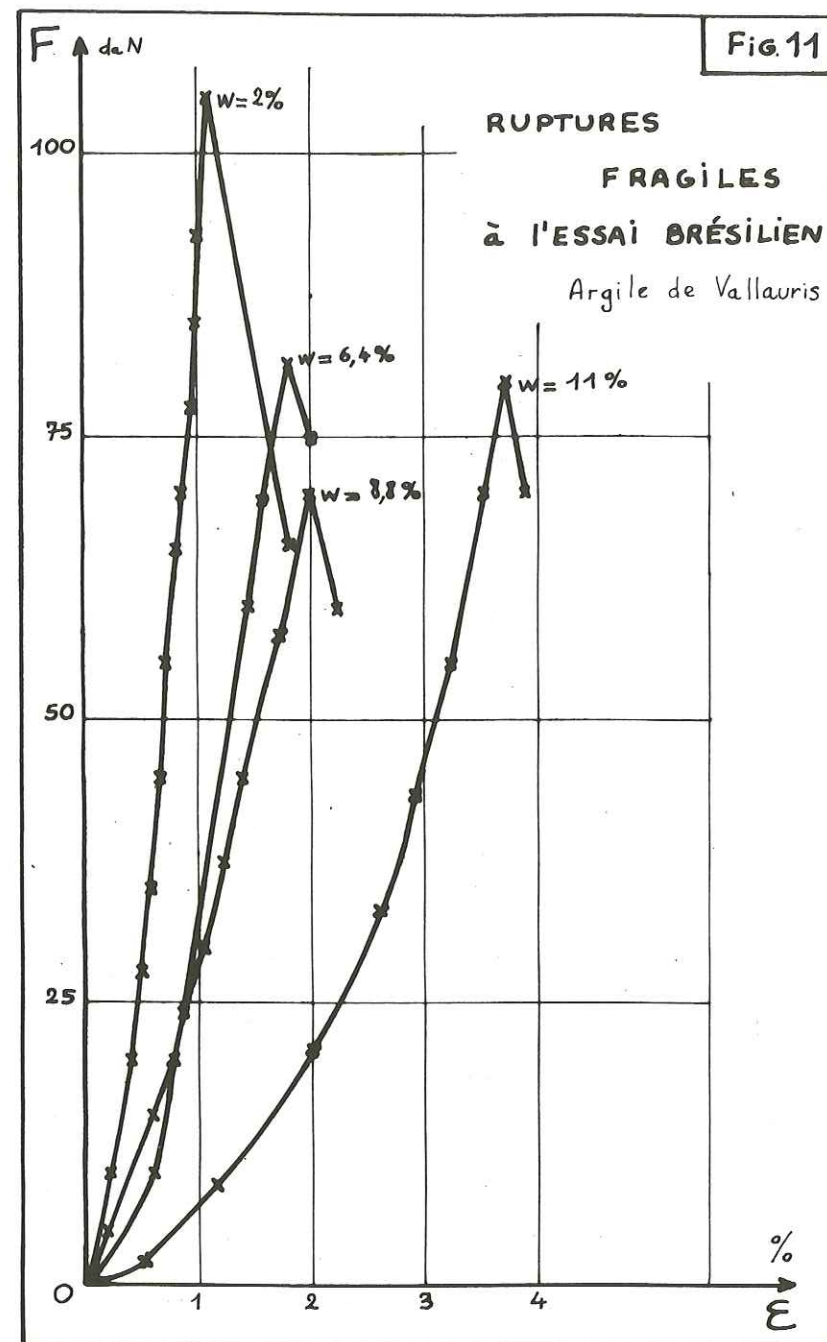
la rupture de type ductile avec deux plans de rupture (type "diabolo" ou "bicoïn") est obtenue pour les teneurs en eau plus élevées (fig. 12). Dans ce cas, la déformation de la surface de contact avec les plateaux de la presse est importante (fig. 15).

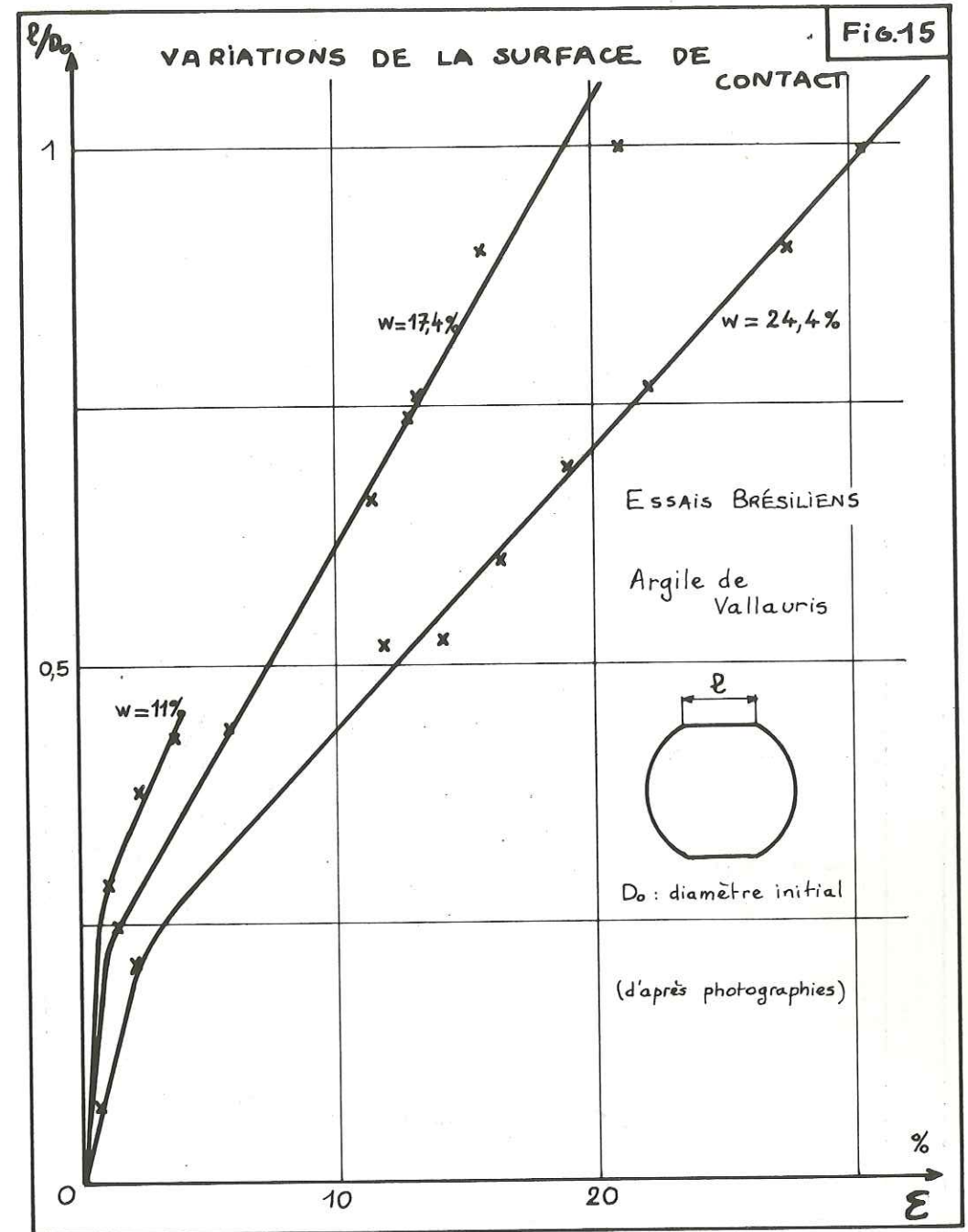
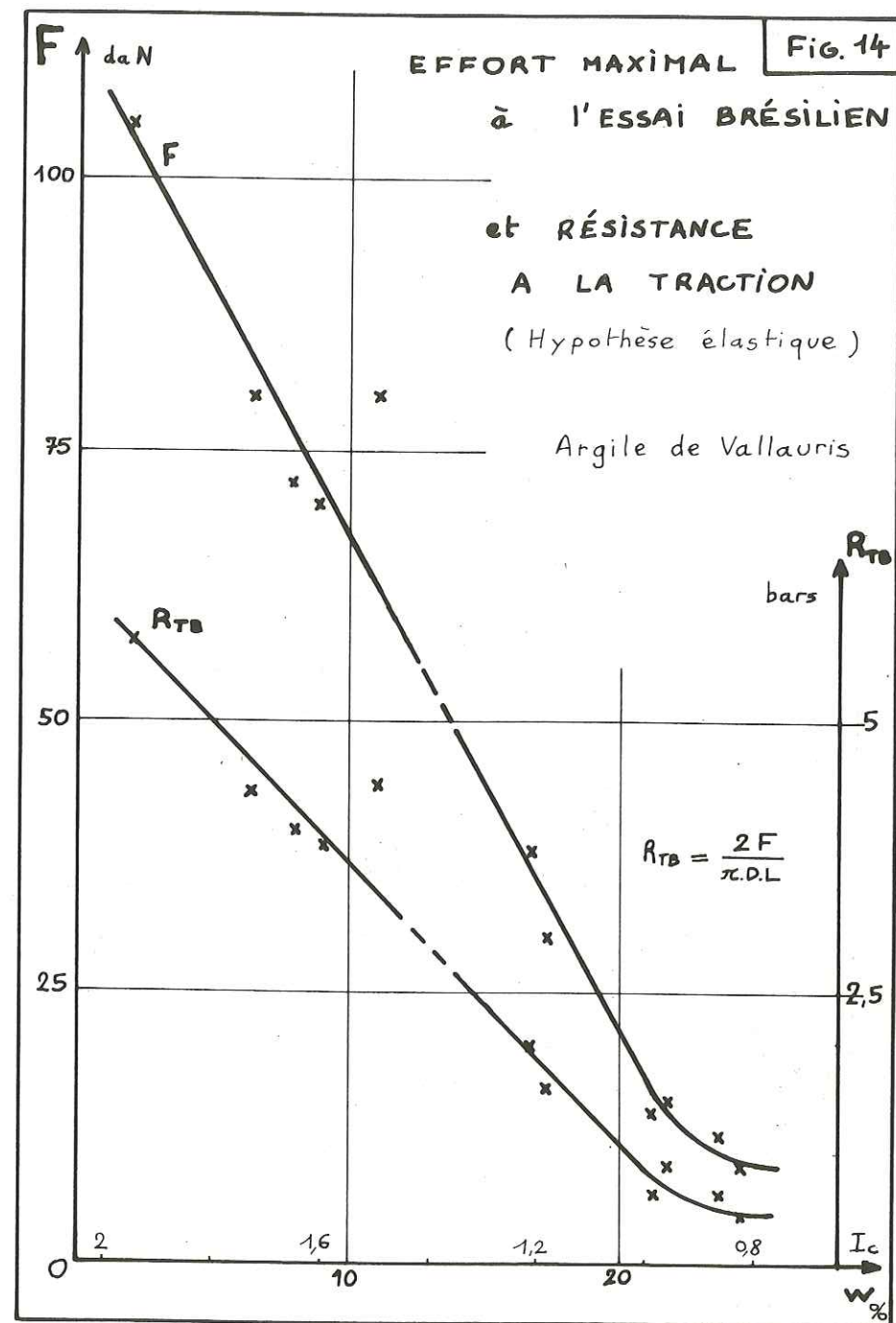
L'effort maximal enregistré et la résistance à la traction brésilienne déduit de la formule (1) croissent nettement lorsque la teneur en eau des échantillons diminue (fig. 14).

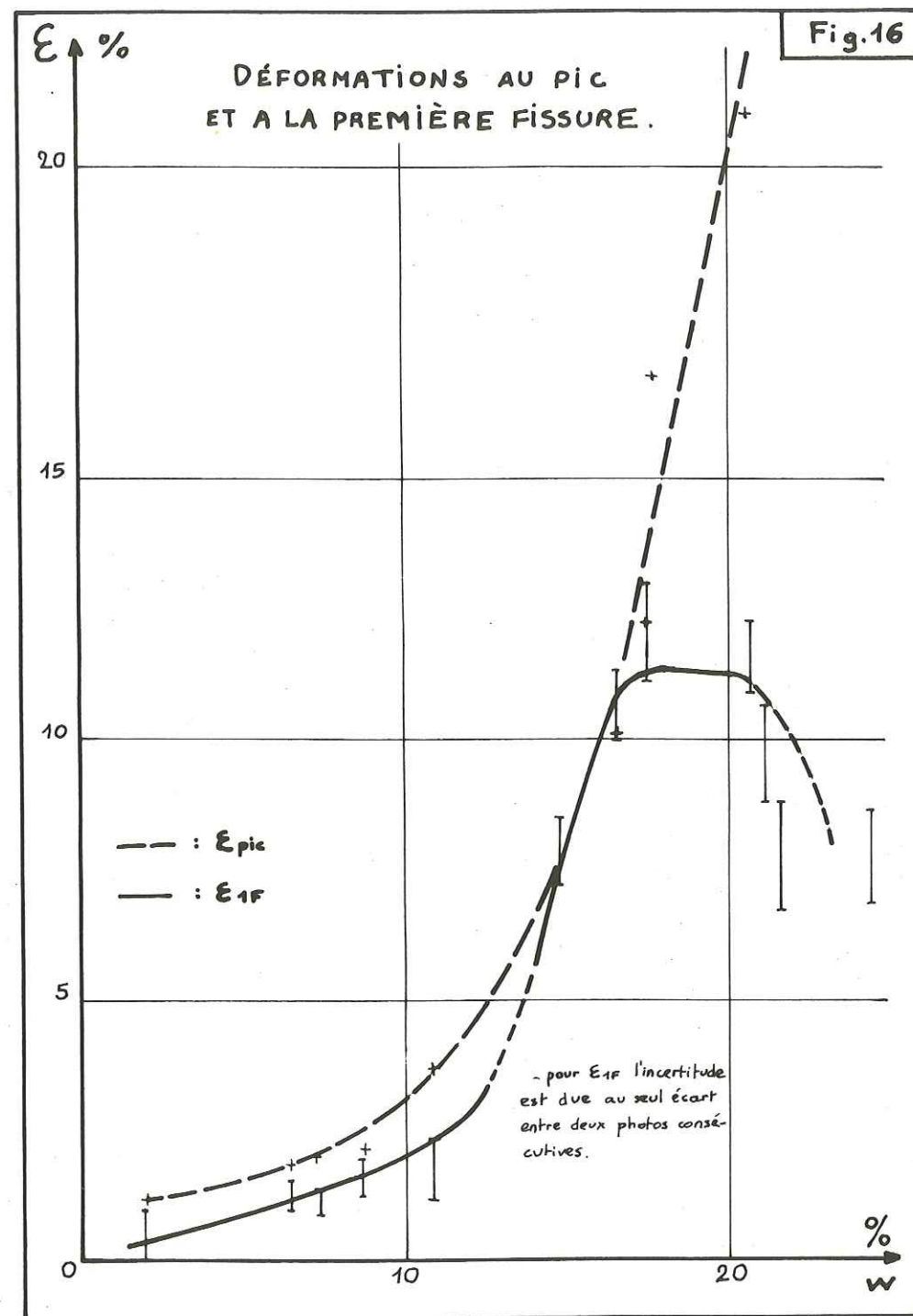
La déformation correspondant au pic de la courbe effort-déformation (ϵ_{pic}) croît avec la teneur en eau (fig. 16).

Enfin, pour visualiser l'apparition et le développement de la fissure, nous nous sommes servi des photos prises pendant les essais. Les résultats, traduits en termes de déformations, sont également reportés sur la figure 16.









III,3 - MODES DE RUPTURE A L'ESSAI BRÉSILIEN.

En plus des courbes expérimentales précédentes, nous avons relevé l'orientation du plan de la première fissure à son apparition. Ces résultats sont regroupés dans le tableau 4. (Voir aussi la figure 77).

TABLEAU 4 : Angle du plan de rupture avec la verticale (Essais brésiliens).

Teneur en eau %	2	6,4	7,3	7,9	8,8	11,0	14,7	16,7	17,4	20,8	21,2	21,7	23,8	24,4
Angle α°	02	04	04	12	10	06	14	30	30	23	28	30	25	30

Le passage de la rupture fragile par plan unique de séparation à la rupture de type bicoïn s'accompagne d'une variation notable de la valeur de l'angle α . Sur les planches 1 et 2 nous présentons les éprouvettes après l'essai et deux expériences à plusieurs stades de déformation. La planche 2 (essai n°19,1) montre bien la formation, au sommet de l'éprouvette, d'un "bulbe" un peu analogue au "coin" trouvé par Julien, dans ses essais.

Nos photos montrent également la naissance des fissures au centre de l'échantillon, aussi bien pour les ruptures fragiles que pour les ruptures ductiles.

L'apparition simultanée de deux fissures conjuguées pour les essais à forte teneur en eau (ruptures ductiles) n'est pas observable sur les roches dans l'essai brésilien classique.

En définitive, les deux modes de rupture se caractérisent par :

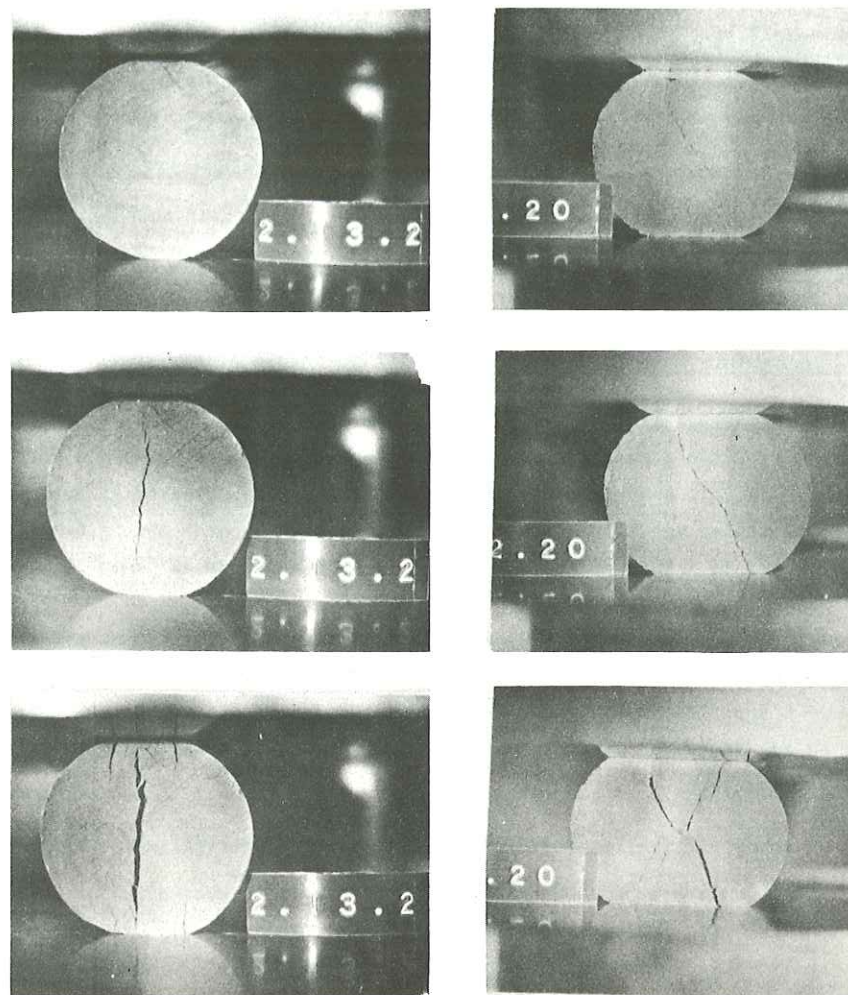
Comportement FRAGILE

- rupture brutale, un plan unique de rupture
- déformation de pic faible ($\epsilon_{pic} < 4\%$)
- résistance maximale importante
- concavité de la courbe $F(\epsilon)$ tournée vers le haut
- la fissure apparaît vers le milieu de l'éprouvette (la rupture étant très brutale, nous ne pouvons pas être plus précis)
- à la fin de l'essai, on recueille plusieurs morceaux d'éprouvette séparés et indépendants les uns des autres.

Comportement DUCTILE

- rupture progressive par écoulement, deux plans de rupture bien individualisés
- déformation de pic importante
- résistance maximale faible
- concavité de la courbe tournée vers le bas
- les deux fissures apparaissent au centre simultanément
- à la fin de l'essai, une certaine adhérence demeure entre les différents morceaux de l'éprouvette.

Planche 1



Essais brésiliens :

- comportement fragile ($w = 11\%$)
- comportement ductile ($w = 21,7\%$)
- naissance simultanée de deux plans inclinés dans le cas de la rupture ductile.

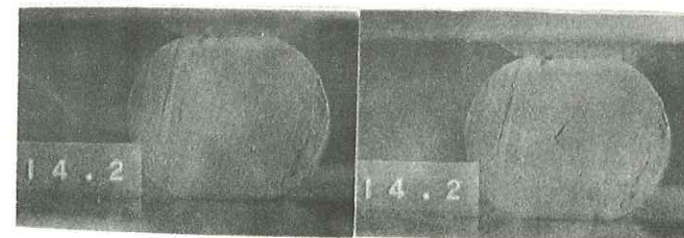
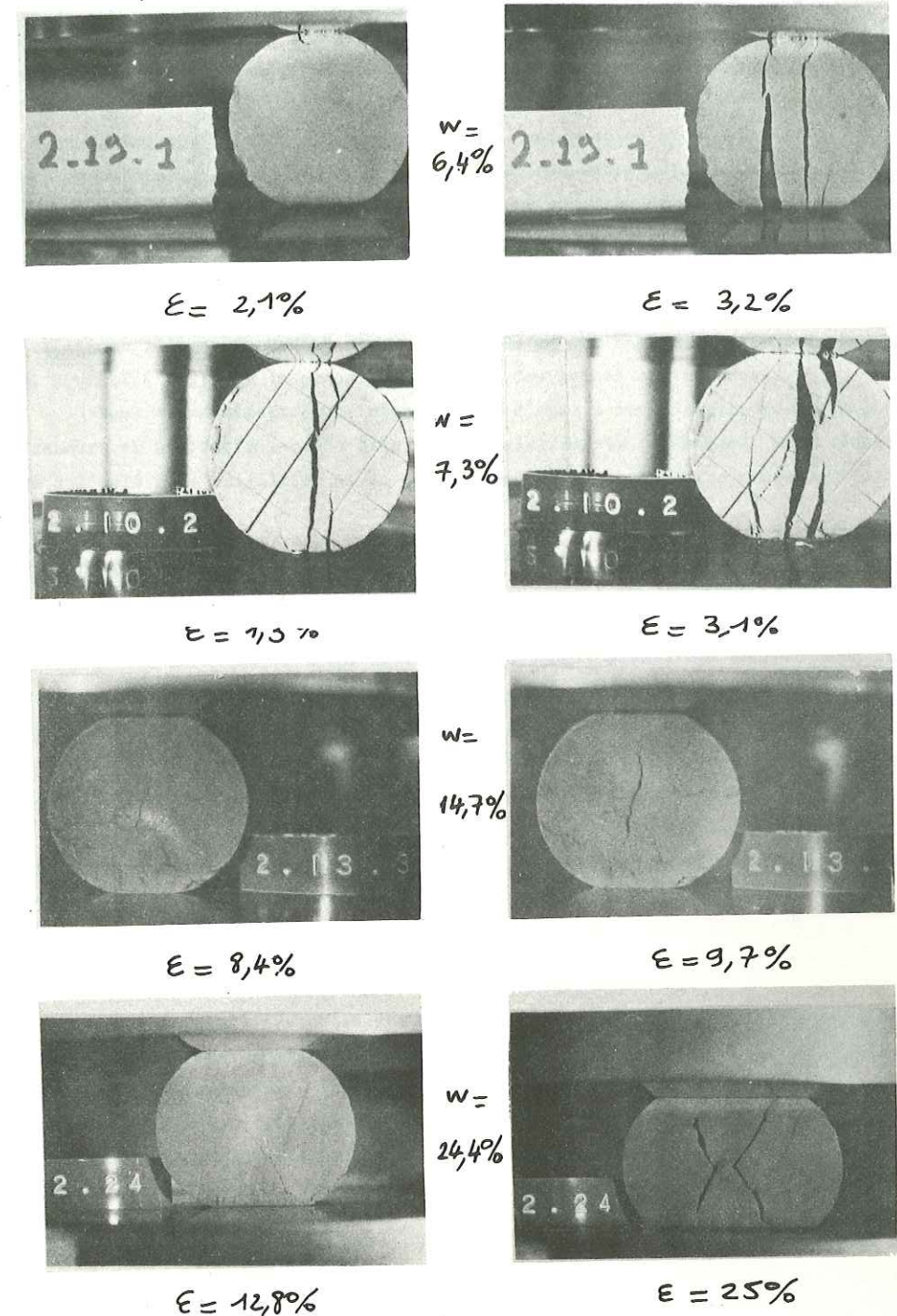
 $\epsilon = 11,4\%$ $\epsilon = 13\%$

Planche 2

 $\epsilon = 2,1\%$ $\epsilon = 3,2\%$ $w = 7,3\%$ $\epsilon = 7,5\%$ $\epsilon = 3,1\%$ $w = 14,7\%$ $\epsilon = 8,4\%$ $\epsilon = 9,7\%$ $w = 24,4\%$ $\epsilon = 12,8\%$ $\epsilon = 25\%$

Essais brésiliens : ruptures d'échantillons pour plusieurs teneurs en eau.

Il y a un passage assez progressif entre ces deux comportements, encore que le petit nombre d'essais dont nous disposons dans la zone considérée ($11\% < w < 17\%$) nous empêche de conclure fermement. Le seuil de transition correspond par ailleurs à peu près à la limite de retrait de l'argile.

Les résultats obtenus pour les teneurs en eau faibles concordent tout à fait avec les résultats classiques obtenus sur les matériaux plus résistants que notre argile (roches et bétons). On ne peut guère appliquer les théories de PELTIER ou de JULIEN aux essais à forte teneur en eau, à cause de la trop grande variation de la surface de contact, qui fait que l'essai passe progressivement d'un brésilien à une sorte de compression simple.

CHAPITRE QUATRE

ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE

IV,1 - CONSIDERATIONS GENERALES.

L'essai de compression simple est probablement l'essai le plus étudié de la Mécanique des Roches. Dans cet essai, la distribution des contraintes est en principe homogène et facile à contrôler. De grandes synthèses lui ont été consacrées. Nous citerons l'étude de HAWKES et MELLOR (1970) et, en France, la remarquable thèse de R. HOUPERT (1973) sur la compression simple des roches cristallines.

Nous avons effectué une cinquantaine d'essais sur l'argile de Vallauris à des teneurs en eau variables. En plus des enregistrements classiques, nous avons observé à l'oeil nu l'initiation et le développement des fissures au cours de l'essai.

IV,2 - COURBES CONTRAINTE-DEFORMATION.

Il en existe deux types, suivant que l'on tient compte ou non de la surface transversale corrigée de l'éprouvette au cours de l'essai. Nos courbes sont tracées avec cette correction, ce qui est le cas général pour la Mécanique des Sols. Cependant, pour certains essais sur les roches fragiles, cette correction, qui est alors assez faible, n'est pas effectuée. Pour les courbes reproduites dans la suite, nous signalerons les cas où la correction n'est pas faite (voir annexe).

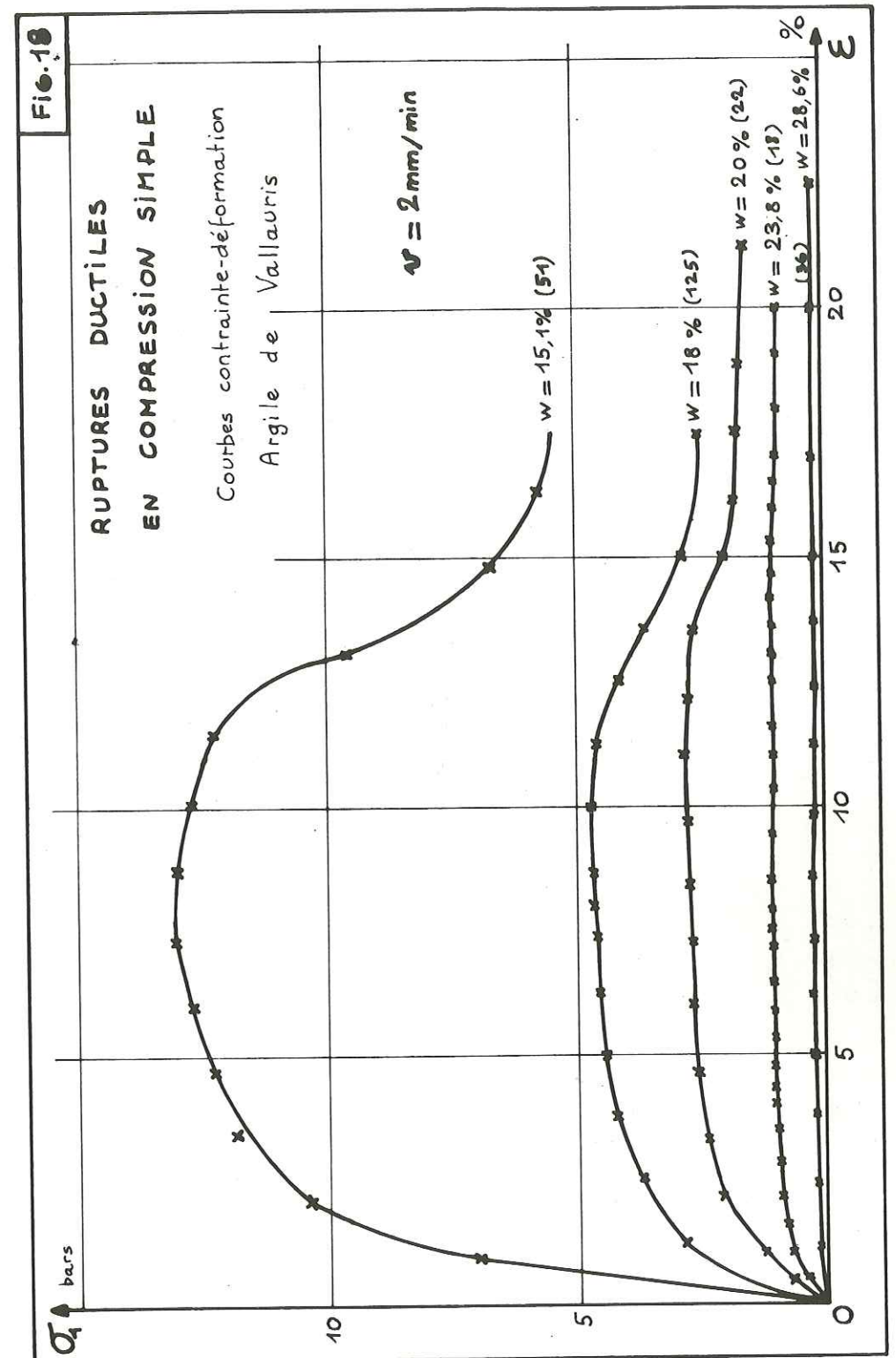
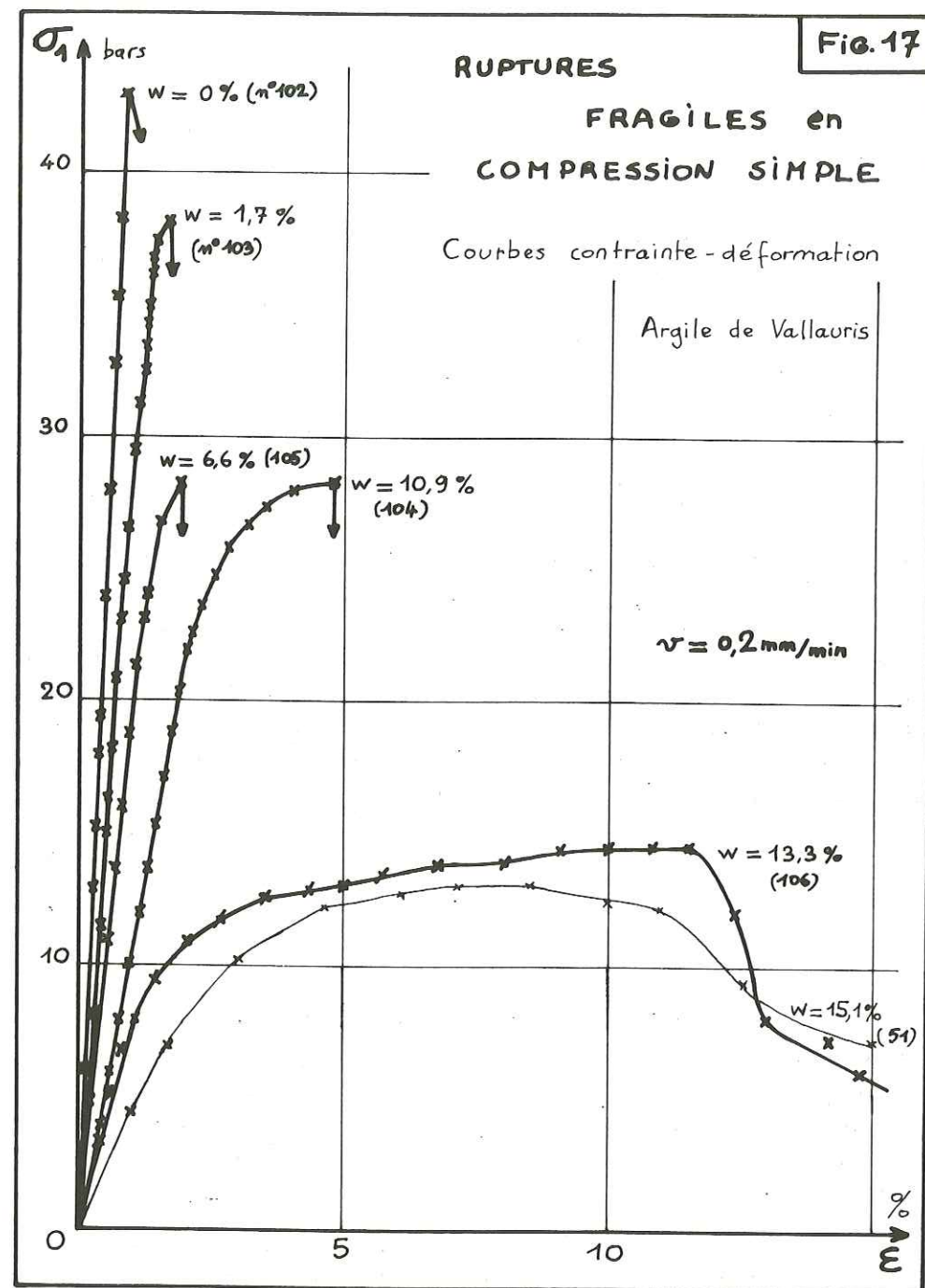
Les figures 17 et 18 présentent des résultats obtenus à des teneurs en eau différentes sur l'argile de Vallauris (A.V.). On retrouve les deux grands groupes déjà mis en évidence après les essais brésiliens.

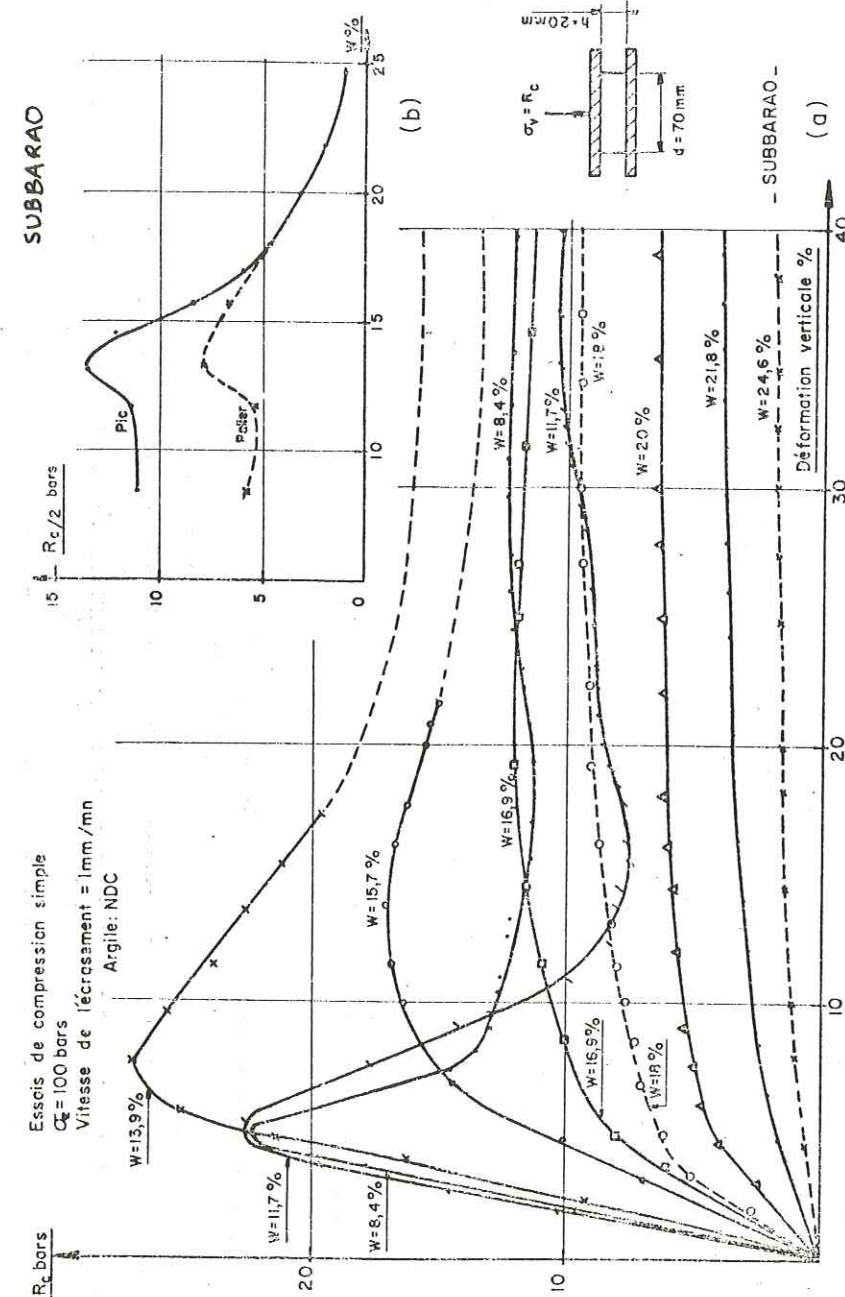
IV,2,1 - Ruptures fragiles.

Sur la figure 17 toutes les courbes (sauf $w = 13,3\%$ et $w = 15,1\%$ qui correspondent à un comportement plutôt ductile) correspondent à des ruptures fragiles avec une seule macrofissure (cf. Photos : planche n° 3) pratiquement verticale. La déformation de pic est très faible, la résistance maximale élevée, la courbe est quasi linéaire jusqu'à 80% du pic, la rupture est brutale et la résistance résiduelle est inappréciable.

Ces caractéristiques sont tout à fait analogues à celles obtenues par des essais sur des roches (fig. 20). Les ruptures de l'argile de Vallauris aux faibles teneurs en eau s'apparentent à celles de la classe I, définie par WAWERSIK et FAIRHURST (fig. 21).

Cette classe I correspond à la rupture "stable", c'est-à-dire une rupture





que l'on peut maîtriser et arrêter à tout moment, quand on dispose d'une presse très rigide.

La classe II correspond, elle, à une rupture instable, que l'on ne peut limiter qu'en enlevant de l'énergie au système, c'est-à-dire pratiquement en diminuant la déformation imposée. L'essai est donc un essai à vitesse de déformation variable, et reste difficile à normaliser.

WAWERSIK et FAIRHURST (1970) puis WAWERSIK et BRACE (1971), disposant de machines de très grande rigidité, ont pu définir 8 zones particulières sur la courbe effort-déformation, aussi bien pour les ruptures de la classe I que celles de la classe II. Ces 8 zones sont précisées sur les fig. 21 et 22.

D'après WAWERSIK, elles correspondent aux phases suivantes :

Zone A ou I : fermeture des microfissures (cette zone est évidemment plus (réversible) marquée dans les roches de forte porosité).

Zone B ou II : partie linéaire de la courbe (élasticité). (réversible)

Zone C ou III : Début des déformations irréversibles avec dissipation d'énergie (le module de Poisson croît). Les fissures apparaissent isolément.

Zone D ou IV : Les fissures commencent à se développer suivant la direction de σ_1 .

Zone E ou V : Développement de macrofissures ("failles") à l'intérieur et surtout au bord de l'éprouvette (effritement latéral).

Zone F ou VI : Développement des "failles" internes en zones de cisaillement.

Zone G ou VII : Formation de deux zones de cisaillement conjuguées.

Zone H ou VIII : Le matériau est complètement broyé et ne tient plus que par le frottement.

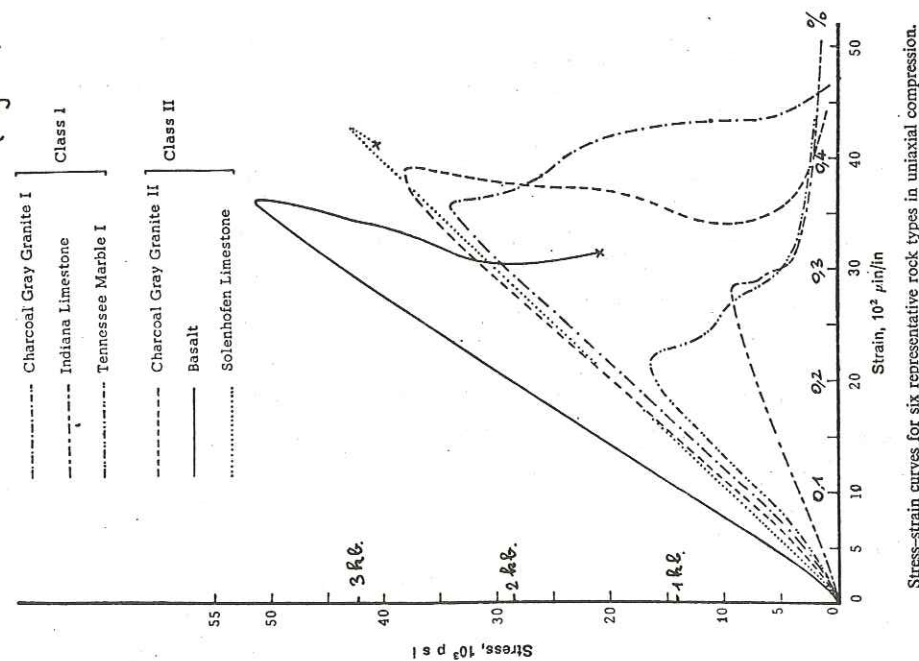
On peut préciser encore davantage les zones précédentes si l'on procède à l'écoute de l'émission acoustique pendant le chargement (SCHOLZ - 1968 ; REYMOND et CHRETIEN - 1973).

Notre matériel expérimental ne nous a pas permis d'être aussi complet mais nous pensons que l'on doit retrouver les mêmes phénomènes et les mêmes "zones" de la courbe contrainte-déformation, aussi bien pour les argiles sèches que pour les roches.

IV,2,2 - Ruptures ductiles.

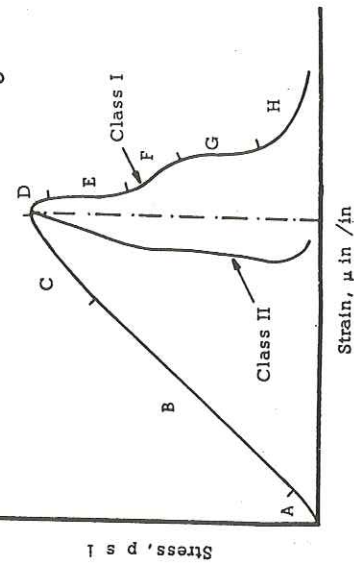
Elles sont obtenues pour des teneurs en eau plus élevées de l'argile. Les

(Fig. 20)



Stress-strain curves for six representative rock types in uniaxial compression.

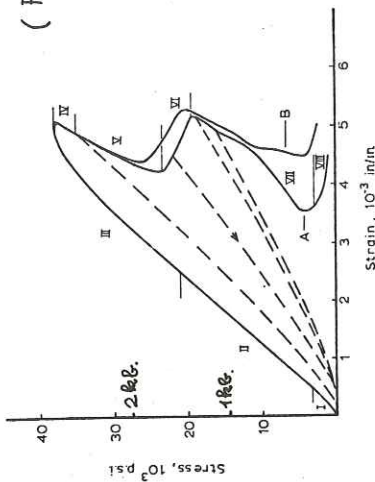
(Fig. 21)



Representative stress-strain curves for two classes of rock failure behavior in uniaxial compression.

WAWERSIK
et
BRACE

(Fig. 22)



Bounding uniaxial stress-strain curves for 25 samples of Westerly granite
 Begrenzungs-kennlinien, die das Kurvenbüschel von 25 Westerly-Granit-Proben einschließen
 Enveloppe des courbes effort-déformation pour 25 échantillons de granite de Westerly sous contrainte uniaxiale

courbes effort-déformation ont une allure différente (fig. 18). La déformation de pic y est beaucoup plus importante, la partie linéaire des courbes très réduite, les résistances maximales moindres et les résistances résiduelles appréciables.

De plus les plans de fissures sont nombreux et s'ordonnent le plus souvent suivant deux directions conjuguées, nettement inclinées sur l'horizontale.

Nos résultats sont analogues à ceux obtenus sur des argiles, en particulier par SUBBARAO (fig. 19). La baisse des valeurs de pic pour les faibles teneurs (8,4% et 11,7%) observées sur les courbes de la figure 19 s'expliquent par le chemin de consolidation particulier employé par SUBBARAO : pour une même contrainte de compactage, la variation du degré de saturation avec la teneur en eau n'est plus une fonction monotone de la teneur en eau, comme sur notre figure 10. Pour de faibles teneurs en eau, la saturation peut être de nouveau atteinte, et la pression interstitielle s'oppose alors à la consolidation.

Le paramètre degré de saturation est plus significatif que la teneur en eau. Dans nos essais ils varient dans le même sens mais, pour donner plus de généralité à nos résultats, il sera préférable dans la suite de parler de l'influence du degré de saturation, plutôt que de celle de la teneur en eau.

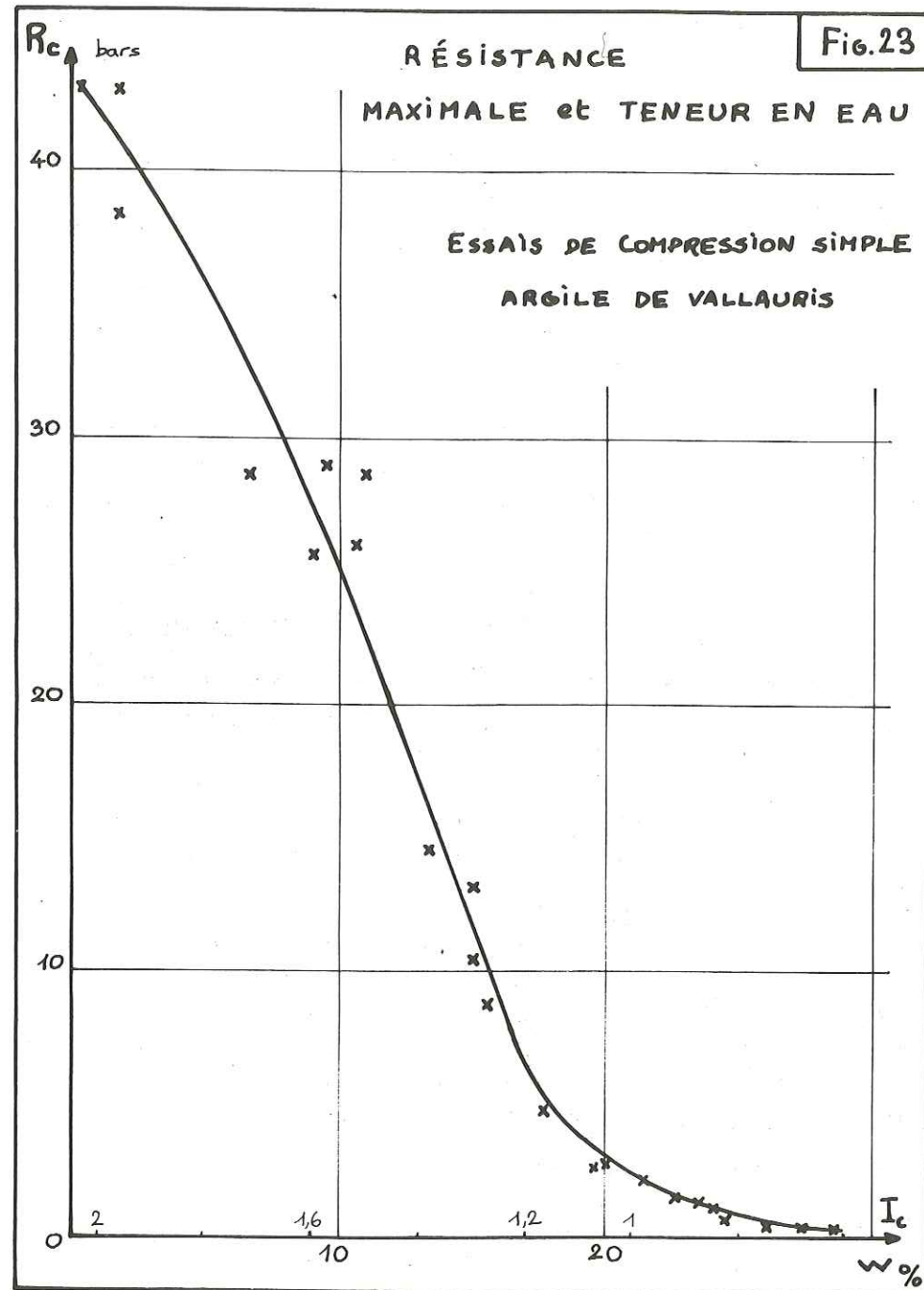
IV,3 - L'EAU ET LA RESISTANCE DES MATERIAUX COHERENTS EN COMPRESSION SIMPLE.

La résistance maximale de l'argile, R_c , augmente rapidement quand la teneur en eau baisse (fig. 23). Entre l'argile sèche et l'argile saturée, le rapport des résistances dépasse 40 !

On retrouve la même variation pour tous les types de roches, mais dans des proportions moindres qui s'expliquent par la différence de porosité naturelle entre notre argile (de quelques % jusqu'à 30%) et les roches les plus courantes (quelques dixièmes de %).

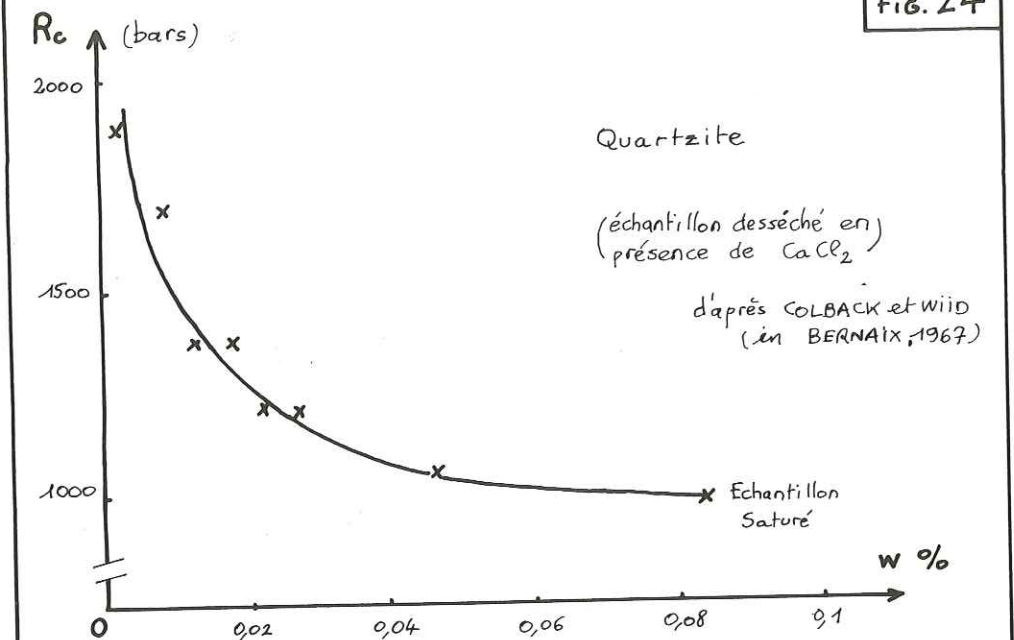
La baisse de la résistance avec l'humidification est un phénomène bien connu, en particulier des projeteurs de barrage : B. SCHNEIDER, qui a effectué de nombreux essais sur des roches de plusieurs sites (1967), trouve que la résistance à la compression simple après immersion peut descendre jusqu'à 50% de la résistance de la roche sèche (45% pour l'argilite du Salagou). C'est également cet ordre de grandeur que l'on trouve dans la courbe donnée par BERNAIX pour un quartzite (fig. 24).

Le phénomène est aussi particulièrement étudié dans les mines, où une circulation d'eau nouvelle ou accidentelle peut venir humidifier un secteur initialement plus sec. Nous citerons dans le tableau 5 quelques uns des nombreux résultats obtenus par BELIN, JEGER et DUBART (1971) sur des échantillons en provenance de différentes houillères. Trois états de teneur en eau sont étudiés : la teneur en eau naturelle ($w_{nat.}$), la teneur en eau après séchage en étuve (w_{sec}), la teneur en eau après immersion prolongée ($w_{sat.}$). La résistance R_{max} et le module d'élasticité E diminuent quand w augmente, beaucoup pour les roches schisteuses et certains calcaires, notablement moins pour les charbons.

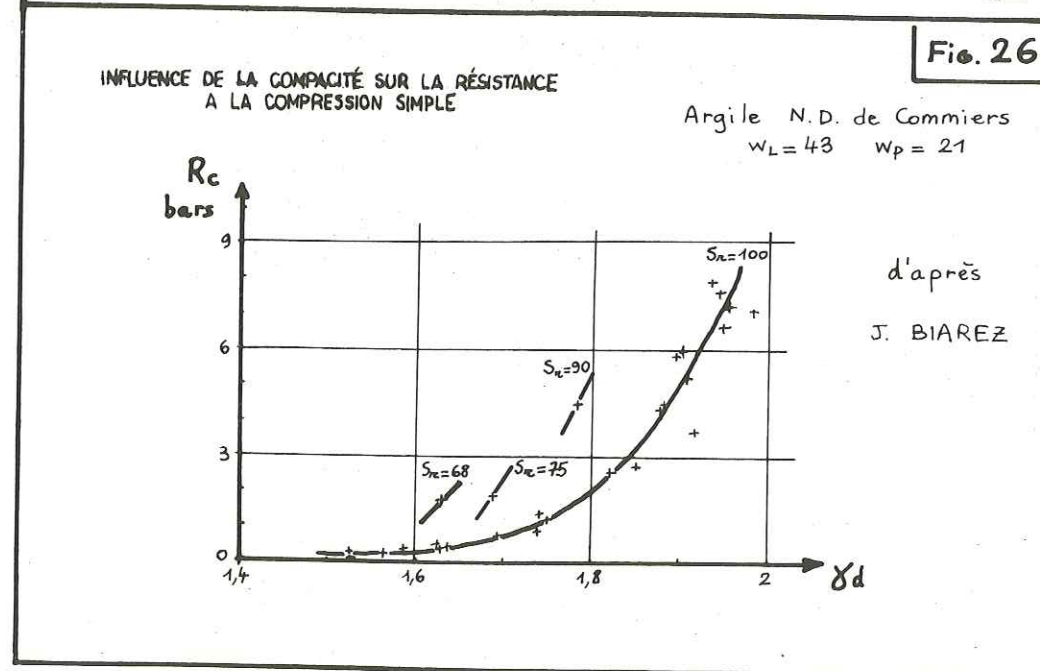
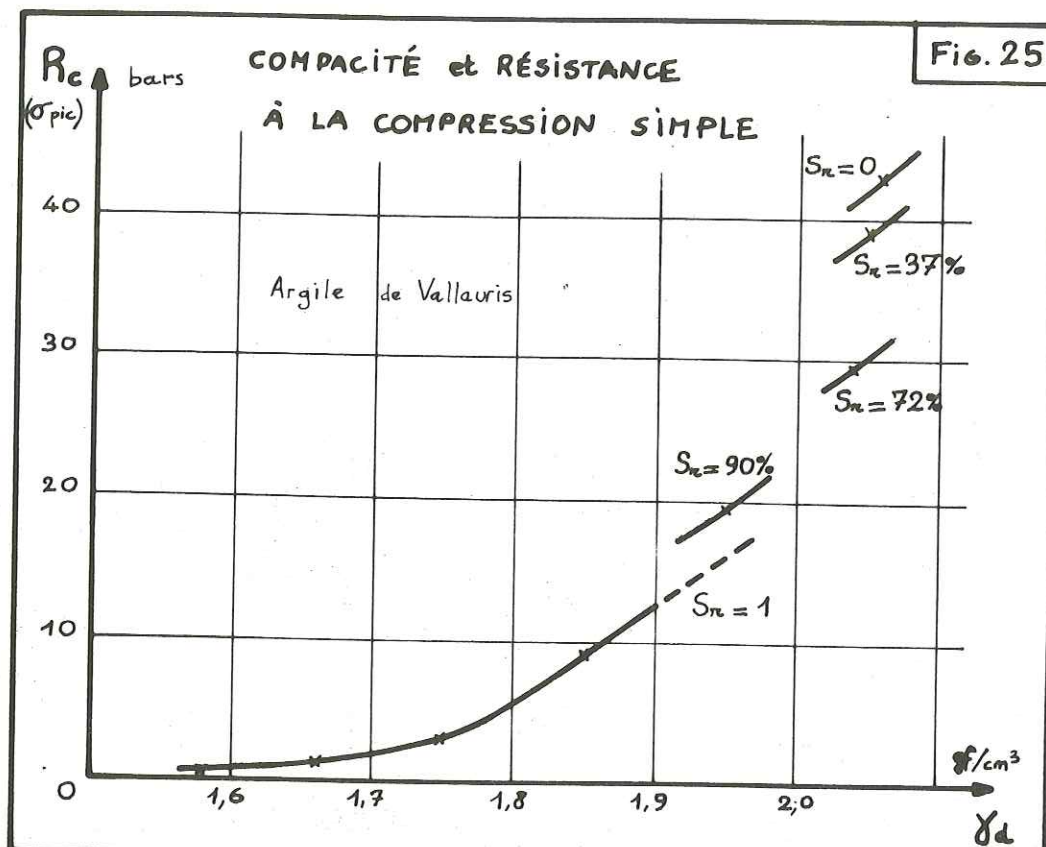


RÉSISTANCE À LA COMPRESSION ET TENEUR EN EAU

Fig. 24

TABLEAU N° 5 : d'après BELIN et al. 1971 ($\sigma_3 = 50 \text{ b.}$)

Nature de la Roche	Caractéristiques	état sec	état naturel	état saturé
Schiste ARAGO 1 (H.B.N.P.C.)	w (%)	0	3,24	4,90
	E (bars)	104	70	26
	Rc (bars)	1010	650	325
Schiste α 18 (H.B.L.)	w (%)	0	0,91	2,86
	E (bars)	160	140	65
	Rc (bars)	1500	1130	785
Calcaire de Provence (H.B.C.M.)	w (%)	0	7,68	11,44
	E (bars)	105	82	63
	Rc (bars)	1260	850	655
Charbon α 18 (H.B.L.)	w (%)	0	3,69	7,34
	E (bars)	32	33,5	33,5
	Rc (bars)	1000	940	860
Charbon Jeanne 4 (H.B.N.P.C.)	w (%)	0	1,27	3,26
	E (bars)	34,5	34,8	33,6
	Rc (bars)	657	603	640



Pour notre argile, la baisse de résistance est considérable. On peut également mettre les résultats sous la forme d'une relation entre R_c et la compacité, caractérisée par la densité sèche (fig. 25). On obtient alors une courbe tout à fait analogue à celle donnée par M. BIAREZ dans sa thèse (fig. 26) pour une argile de propriétés physiques légèrement différentes.

IV,4 - MODES DE FISSURATION EN COMPRESSION SIMPLE.

IV,4,1 - Classification.

Comme pour l'essai brésilien, on distingue deux grands types de rupture : les ruptures fragiles et les ruptures ductiles. Il y a en fait dans chacun de ces groupes des nuances, et l'observation fine de la fissuration des éprouvettes (voir planches photographiques) nous permet pratiquement de distinguer 4 cas :

Ruptures fragiles	type Ia : un plan de rupture unique subvertical. type Ib : un plan de rupture unique incliné.
Ruptures ductiles	type IIa : deux plans de rupture conjugués bien individualisés. type IIb : nombreuses petites fissures conjuguées, réparties dans toute la masse.

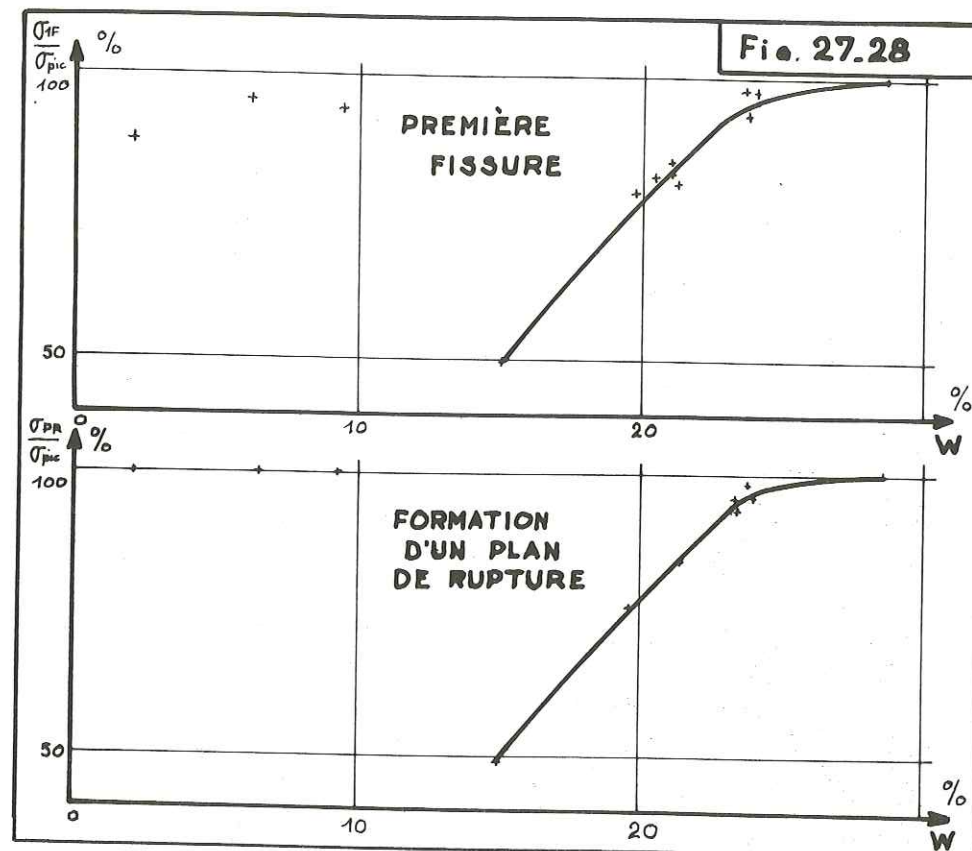
Le quatrième type (IIb) passe insensiblement à celui de la rupture sans fissures ouvertes (visibles à l'oeil nu) signalé par BELLIER (1968). Les fissures des types Ia et Ib se produisent très rapidement. Il semble qu'elles commencent à l'une des extrémités de l'éprouvette. Au contraire, pour les groupes IIa et IIb, les fissures commencent vers le centre de l'échantillon en plusieurs endroits. Nous ne disposons pas de moyens d'observation suffisamment précis pour juger de la chronologie des différentes ouvertures. Mais il nous est apparu, d'après les photos et nos observations, que des microfissures appartenant aux deux familles de direction apparaissent en même temps (d'où l'appellation "conjuguées").

IV,4,2 - La première fissure et le plan de rupture.

Nous avons noté, quand cela est possible, l'apparition de la première fissure visible (1F) et la formation du plan de rupture (PR).

Pour les ruptures de type I, la première fissure se produit peu avant le pic. Sa croissance est très rapide. Pour les ruptures de type IIa les fissures apparaissent beaucoup plus nettement avant le pic. Alors que pour le groupe IIb on n'observe de fissures visibles qu'à proximité du pic et même quelquefois seulement après (fig. 27).

Ces observations de la première fissure visible sont évidemment délicates et elles ne correspondent probablement pas aux mêmes phénomènes dans les différentes



catégories. Il nous aurait fallu disposer de moyens d'investigation plus fins, comme des enregistrements d'ultra-sons au cours de l'essai, pour établir des comparaisons plus précises.

Pour la formation du plan de rupture (fig. 28), on retrouve à peu près la même courbe, avec une discontinuité marquée entre les deux grands groupes de rupture.

IV,5 - LE DEGRE DE FRAGILITE EN CONTRAINTES.

L'allure de la courbe contrainte-déformation est caractéristique du mode de rupture. Nous avons vu que l'existence ou non d'une résistance résiduelle était une des caractéristiques retenues pour distinguer la rupture ductile de la rupture fragile. On peut imaginer à partir d'elle plusieurs grandeurs caractérisant le degré de fragilité (ou de ductilité) d'une rupture.

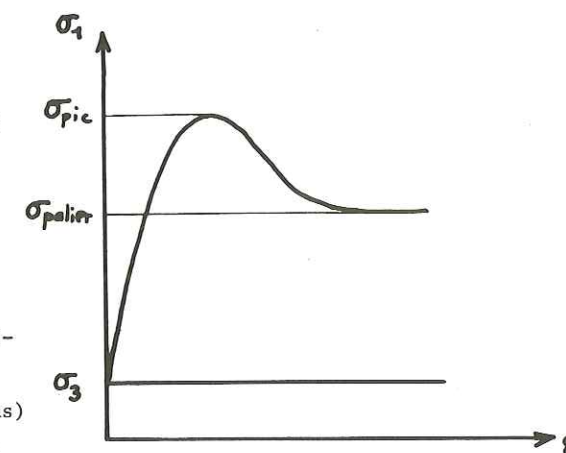
BIAREZ et BELLIER (1969) ont utilisé le rapport f' :

$$f' = \frac{\sigma_{pic} - \sigma_3}{\sigma_{palier} - \sigma_3}$$

qui dans le cas de la compression simple se ramène à :

$$f' = \frac{\sigma_{pic}}{\sigma_{palier}}$$

Ce rapport est susceptible de varier entre 1 (ductilité parfaite : pic et palier confondus) et l'infini (fragilité parfaite : résistance résiduelle nulle).



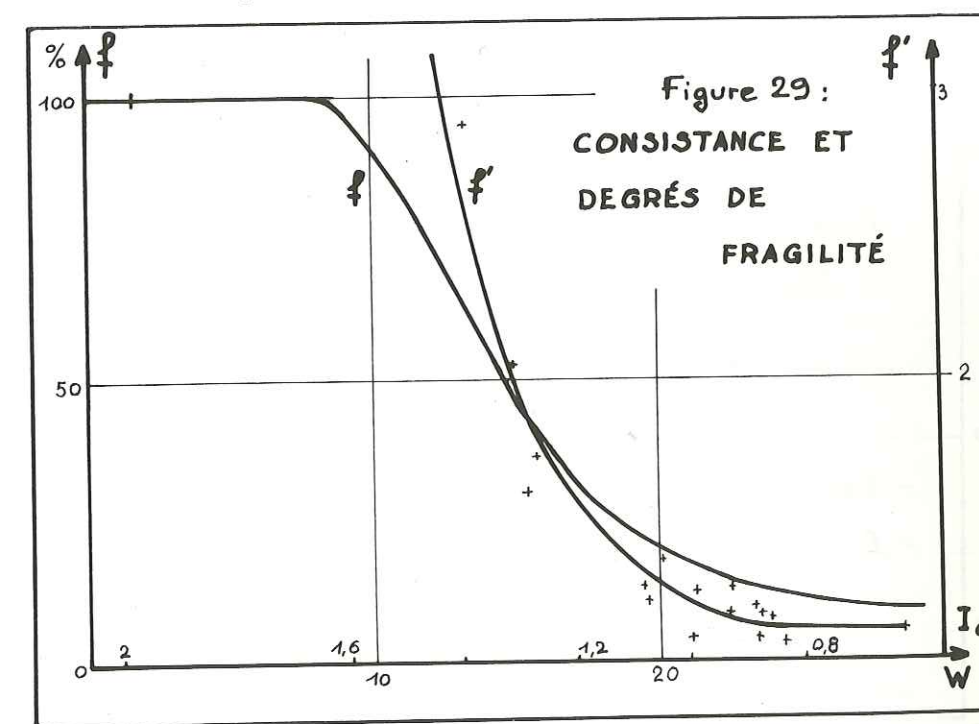
Dans la suite de notre étude nous avons préféré utiliser un degré de fragilité en contrainte f défini par le rapport :

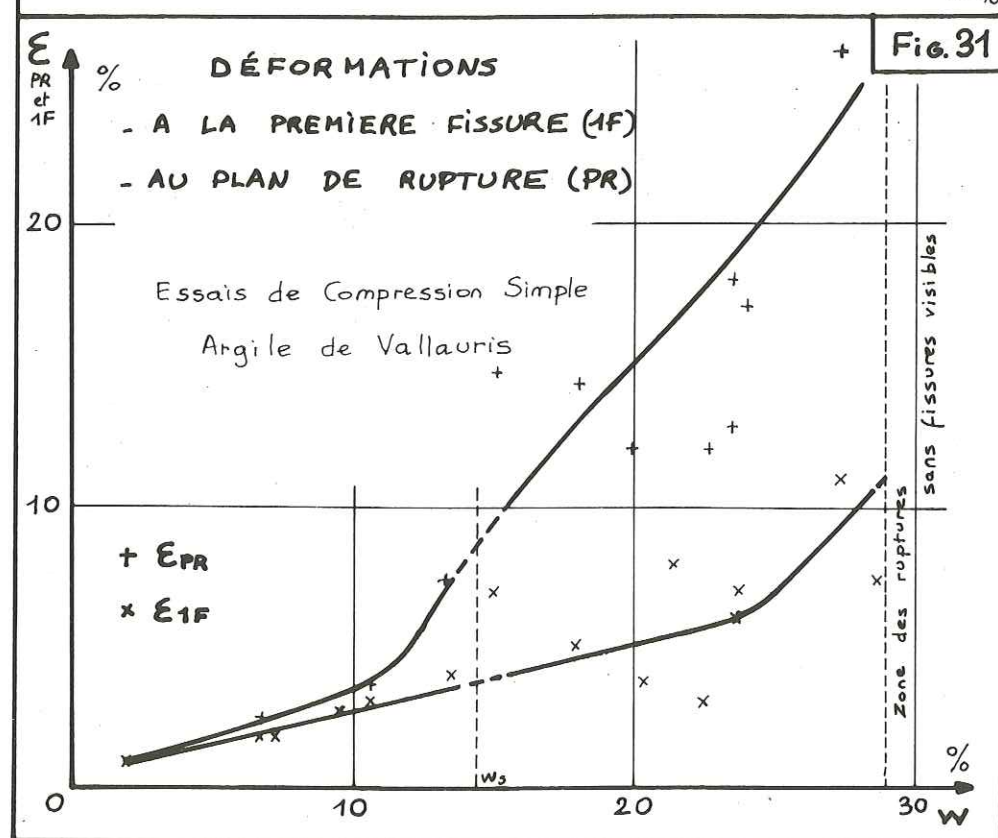
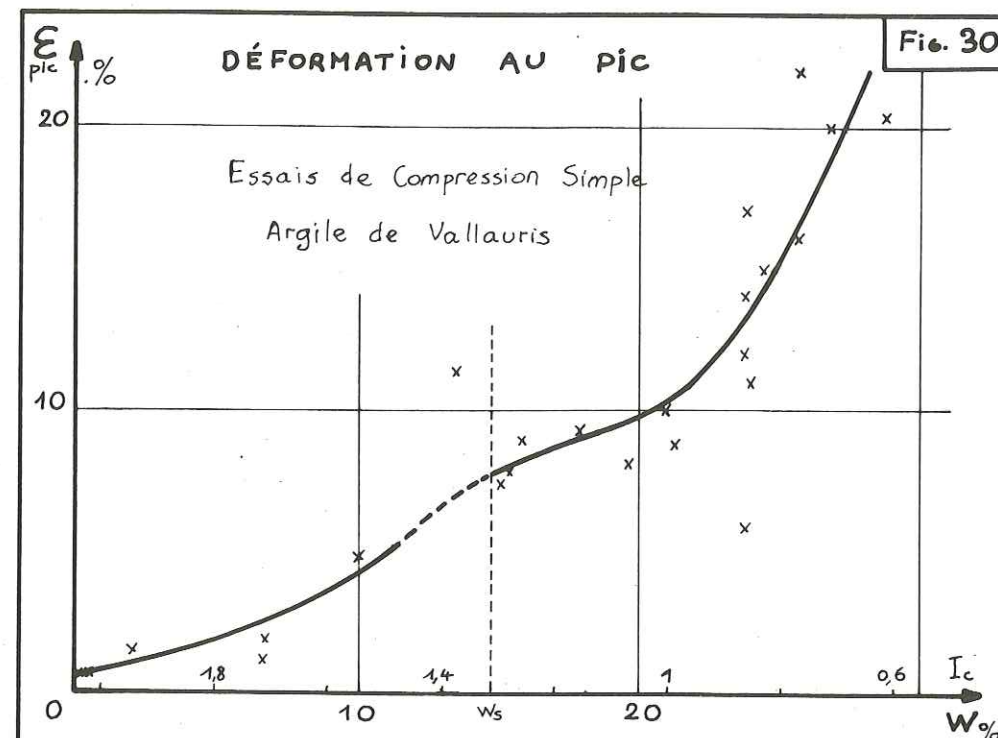
$$f = \frac{\sigma_{pic} - \sigma_{palier}}{\sigma_{pic} - \sigma_3} ;$$

en compression simple, il devient :

$$f = \frac{\sigma_{pic} - \sigma_{palier}}{\sigma_{pic}}$$

$$f = 100 \cdot \frac{\sigma_{pic} - \sigma_{palier}}{\sigma_{pic} - \sigma_3} (\%)$$





Les variations de f sont commodes à représenter graphiquement puisqu'il varie entre 0 (ductilité parfaite) et 1 (fragilité parfaite). Il est d'ailleurs intéressant de l'exprimer en %. Une rupture est 100% fragile lorsque la résistance résiduelle est nulle, elle est 0% fragile lorsque résistance maximale et résiduelle sont confondues. Tous les intermédiaires de 0 à 100 sont possibles.

Nous avons relevé chaque fois que possible les caractéristiques du palier des courbes contraintes-déformations, pour calculer f dans les essais de compression simple. Les résultats en fonction de w sont reportés sur la figure 29.

Le degré de fragilité f augmente fortement lorsque la teneur en eau baisse. Cette augmentation est continue à travers les différents types de rupture. Nous retiendrons ce critère plus loin pour établir une classification.

IV,6 - LES DEFORMATIONS.

IV,6,1 - Déformations longitudinales.

Dans la rupture fragile, la déformation de pic est très faible (quelques %). Elle croît progressivement quand la teneur en eau augmente (fig. 30). Nous ne disposons que de peu de points dans la zone transitoire aux alentours de la limite de retrait w_s . On peut penser néanmoins que le passage entre les deux modes principaux de rupture se fait continûment pour la déformation de pic.

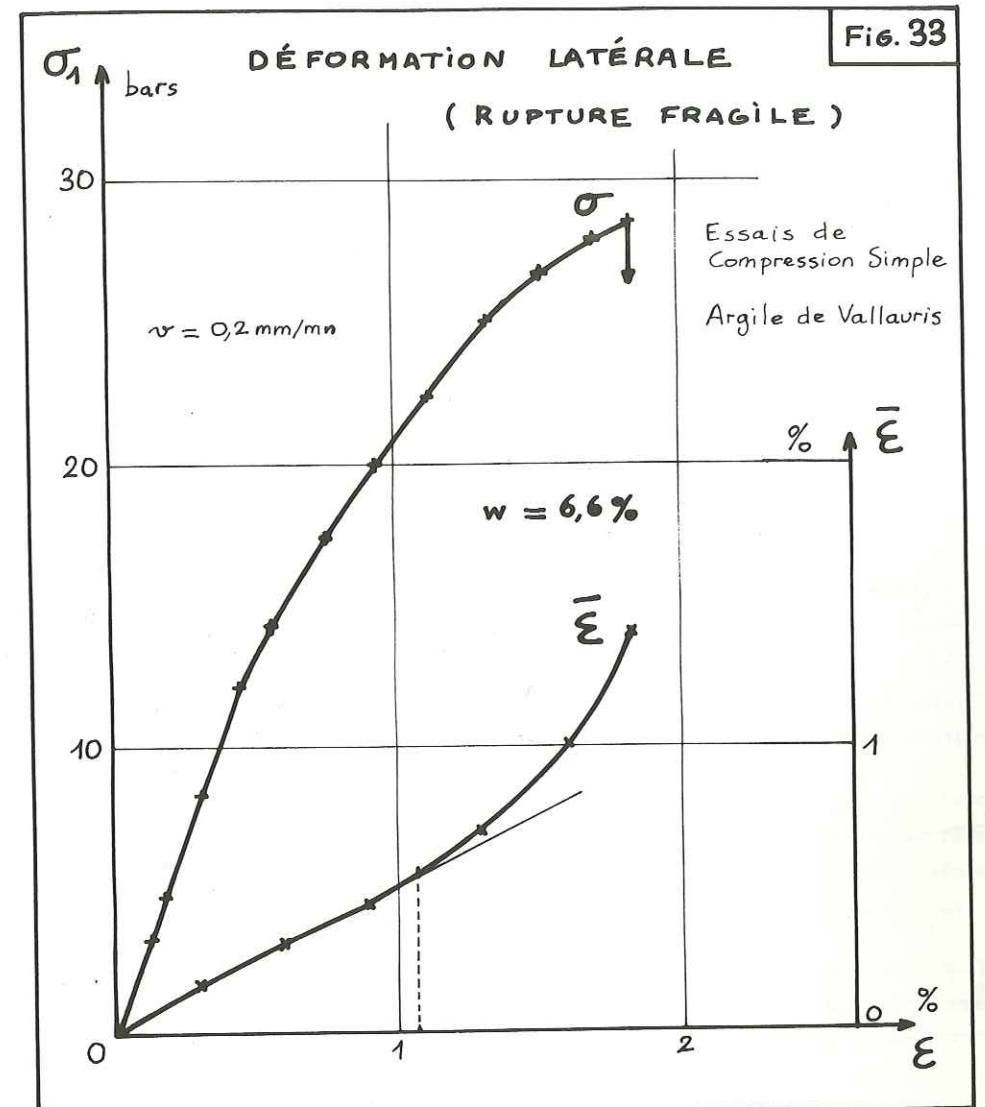
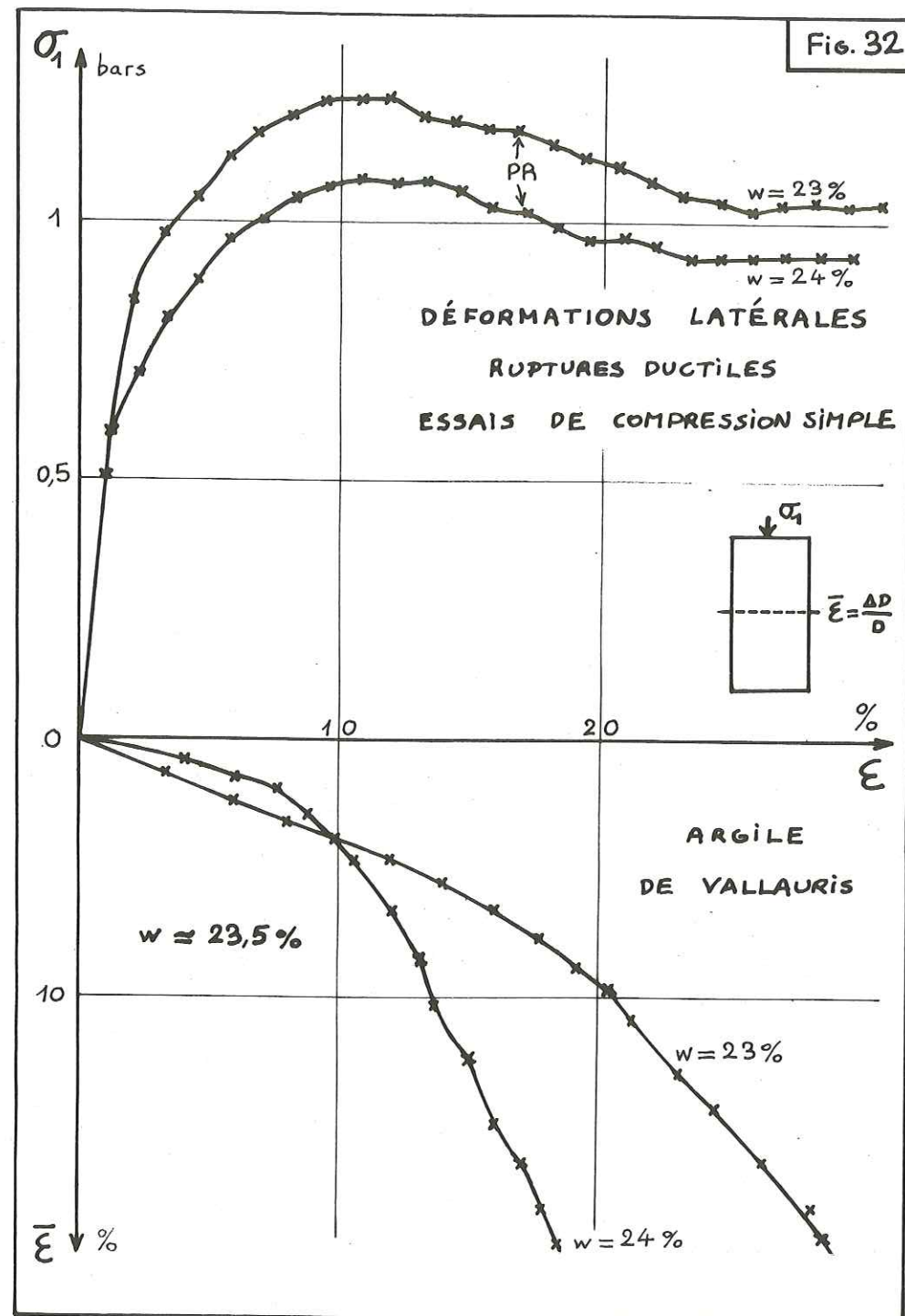
Nous avons noté également les déformations correspondant à la première fissure visible (1F) et au plan de rupture (PR). Ces résultats sont regroupés sur la figure 31. Très voisines de la courbe ϵ_{pic} pour la rupture fragile, les deux courbes ϵ_{1F} et ϵ_{PR} fonctions de w l'encadrent ensuite jusqu'à la zone $w > 28\%$ où les fissures ouvertes ne sont plus observables. La dispersion des valeurs ϵ_{1F} et ϵ_{PR} est très grande.

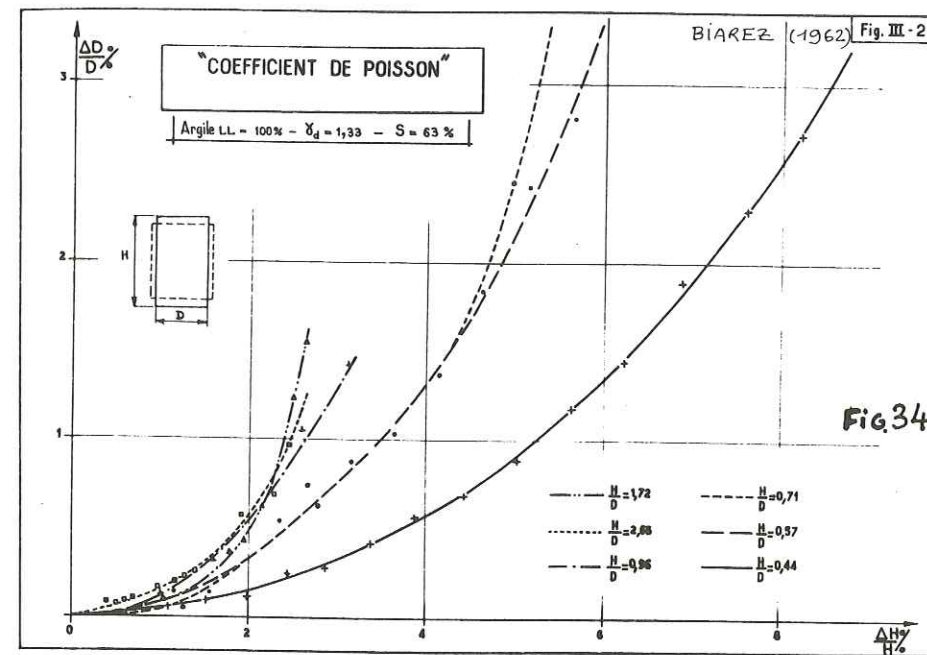
IV,6,2 - Déformations transversales.

Les déformations transversales $\bar{\epsilon}$, au milieu de l'échantillon, n'ont été enregistrées que pour très peu d'essais. Le diamètre de l'échantillon est mesuré au centre de l'éprouvette à l'aide des photos prises pendant l'essai. On a également effectué un essai à vitesse lente avec mesure du diamètre au centre à l'aide d'un pied à coulisse. Les résultats obtenus pour une rupture de type fragile ($w = 6,6\%$, fig. 33) et plusieurs ruptures de type ductile, aux environs de $w = 23,5\%$ (fig. 32), ont servi également pour établir une formule de la section corrigée des échantillons.

Les courbes $\bar{\epsilon}$ fonction de ϵ (ou $\frac{\Delta D}{D}$ fonction de $\frac{\Delta H}{H}$) de la figure 32 sont analogues à celles données par M. BIAREZ pour une argile de propriétés voisines (fig. 34). Le coefficient de Poisson, au sens strict, peut être calculé pour les très faibles déformations, correspondant aux parties linéaires élastiques des courbes (σ, ϵ) . Sa valeur est alors proche de 0,30 (entre 0,20 et 0,40 dans tous les cas).

La courbe de la figure 33, obtenue pour une argile sèche, se rapproche assez





bien de celles données pour différentes roches par SAINT-LEU et SIRIEYS (fig. 35). La limite de la proportionnalité de la déformation transversale à la déformation longitudinale est assez nette.

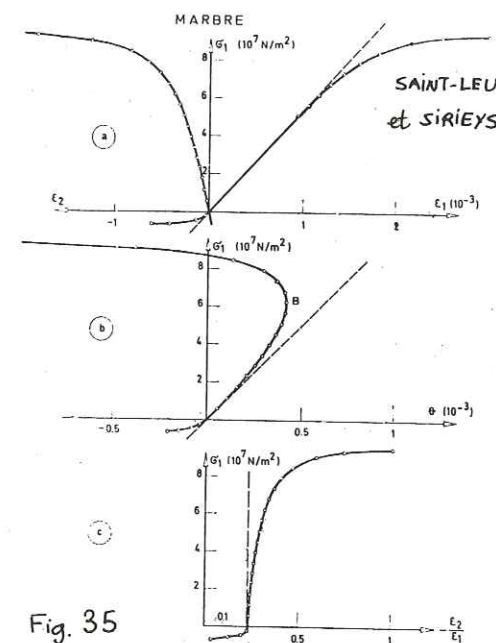
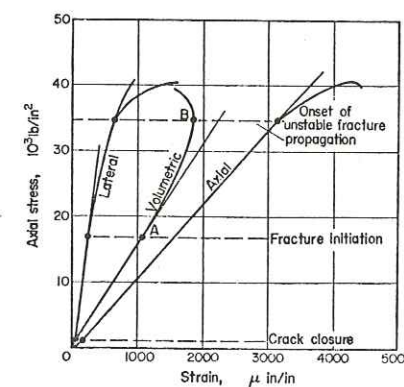


Fig. 35

- Compressions monoaxiales sur Marbre de Carrare
Variations en fonction de la contrainte σ_1 : - Des déformations principales ϵ_1 et $\epsilon_2 = \epsilon_3$ (2a) ; - De la contraction volumique θ (2b) ; - Du rapport des déformations principales - ϵ_2/ϵ_1 (2c)

MECHANISM OF BRITTLE FRACTURE OF ROCK—PART II



Relationship between axial stress and axial, lateral, and volumetric strain, for quartzite in uniaxial compression tested in a conventional loading machine.

BIENIAWSKI (1967)

Fig. 36

Le résultat est bien connu en Mécanique des Roches, et a été souligné en particulier par BIENIAWSKI (fig. 36). Le seuil de proportionnalité correspond aussi à l'apparition des premières microfissures (début de la zone C ou III de WAWERSIK).

IV,7 - CARACTERISTIQUES ELASTIQUES.

En compression simple, le module d'élasticité augmente avec la teneur en eau (fig. 37). Ce résultat est tout à fait analogue à celui obtenu par M. BIAREZ sur des échantillons de sable gréseux (fig. 38).

IV,8 - EFFET D'ECHELLE.

Bien que n'ayant pas effectué sur notre argile d'essais sur des échantillons de géométrie variable, nous rappellerons quelques résultats concernant l'effet d'échelle, car ils permettent d'appréhender les difficultés qui se posent lorsque l'on veut passer de l'échelle du laboratoire à celle du terrain, de l'échantillon de roche au massif rocheux.

En général, plus l'échantillon taillé en laboratoire est important, moins la résistance est élevée. Ce résultat, un peu paradoxal, s'explique par le fait que plus un échantillon est important, plus on a de chance d'y trouver des zones de faiblesse (microfissures). Et, comme pour une chaîne, la résistance de l'ensemble est commandée par celle du maillon le plus faible.

On trace classiquement une courbe donnant les variations de la résistance maximale en fonction du diamètre de l'éprouvette. Sur la figure 40 nous avons regroupé les courbes données par différents auteurs qui montrent la généralité du phénomène indépendamment du type de matériau cohérent (argile, calcaire, gneiss, granites).

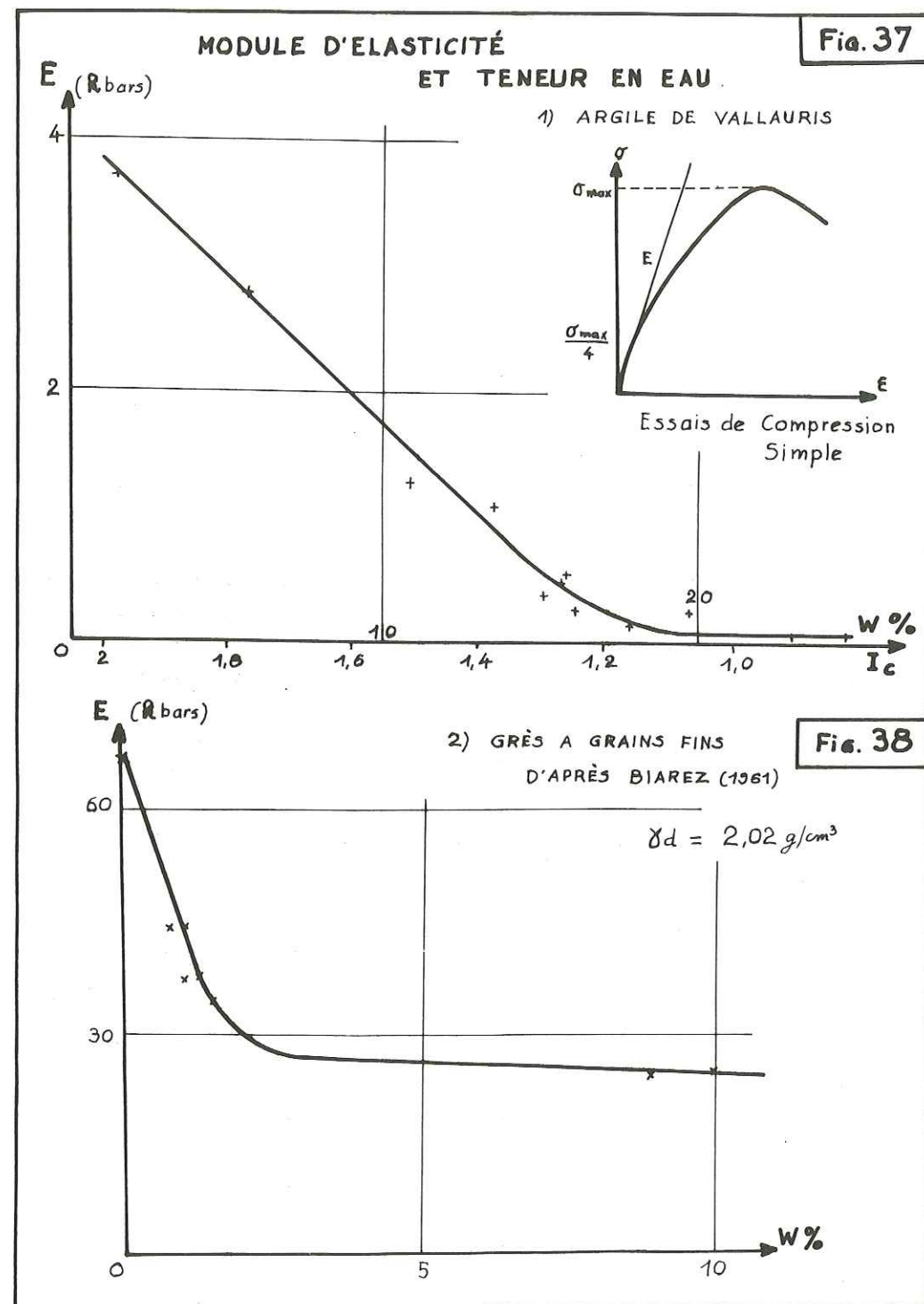
BERNAIX (1968) et HOUPERT (1973) ont consacré une partie importante de leur thèse à l'étude de l'effet d'échelle. HOUPERT montre en particulier que le phénomène décrit ci-dessus n'est pas universel.

Il existe trois sortes d'effets d'échelle (fig. 39 a). Des essais de HOUPERT (fig. 39 b) illustrent bien le passage de l'un à l'autre : dans un même matériau (un granite) sont taillées des éprouvettes de diamètre et de géométrie différentes (des cylindres creux et des cylindres pleins). Dans le cas des cylindres creux, l'effet est le même que pour les essais de la figure 40 (cas général). Mais pour les cylindres pleins l'effet est inverse : la résistance maximale croît avec le diamètre des éprouvettes. HOUPERT explique ce comportement par la qualité (la finesse du grain notamment) du granite employé.

On pourrait essayer de mettre en relation ces différents effets avec le rapport :

$$\lambda_r = \frac{\text{longueur de la microfissure préexistante moyenne du matériau}}{\text{longueur minimale permettant la rupture par séparation du matériau}}$$

On peut noter aussi que l'on s'affranchirait relativement de l'effet d'é-



HOUPERT 73

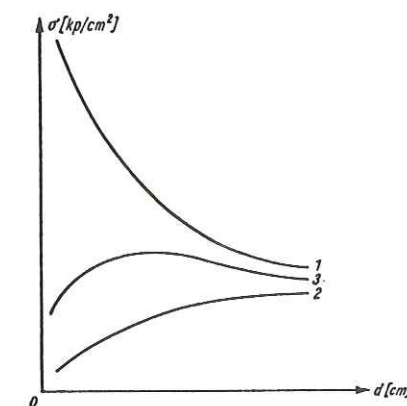


Fig 39a

- Les trois types de variation de la résistance ultime des roches en fonction des dimensions des éprouvettes (d'après PROTODJAKONOV et KOJFMAN, 1964).

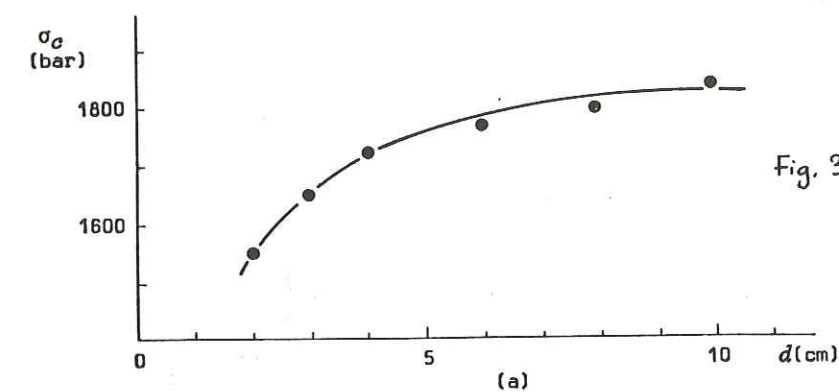
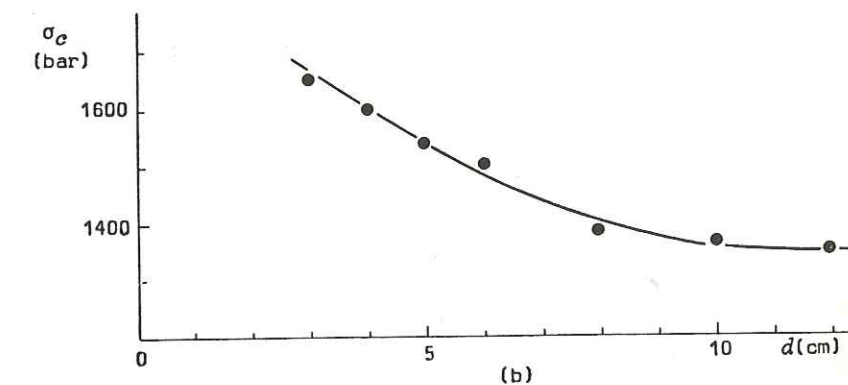
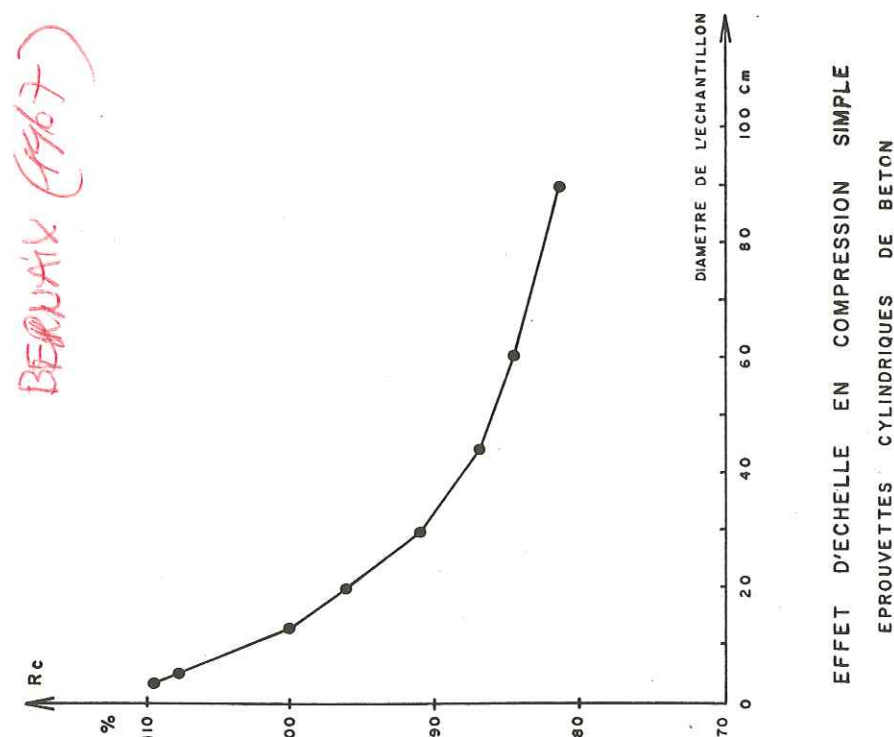
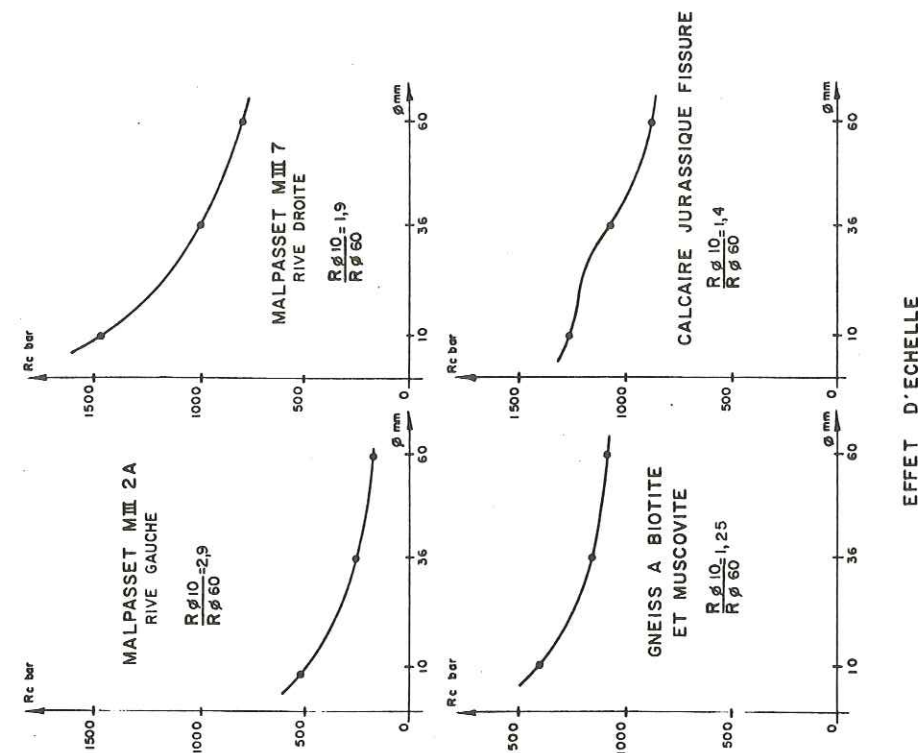


Fig. 39b



- Variation de la résistance à la compression simple σ_c du granite de Senones en fonction du diamètre d des éprouvettes ;
(a) éprouvettes cylindriques, (b) éprouvettes tubulaires
(d : diamètre extérieur des tubes).



chelle si l'on prenait en compte l'initiation de la fissuration au lieu de la résistance maximale.

Ces résultats rappellent que les propriétés mécaniques du matériau, et en particulier les courbes dites intrinsèques, dépendent notablement de la géométrie de l'éprouvette. Il est donc délicat de tirer des essais de laboratoire une valeur de résistance précise, caractérisant complètement une masse rocheuse plus importante. On peut tout au plus définir une fourchette de résistance. Les bornes de celle-ci sont tirées d'essais de laboratoire, l'un sur l'échantillon de petites dimensions, pour caractériser la résistance "matricielle", l'autre en général sur un échantillon bien choisi de discontinuité ("l'essai sur joint"). La Mécanique des Joints forme maintenant une toute jeune branche de la Mécanique des Roches (voir l'article de synthèse de R. GOODMAN au récent Congrès de la S.I.M.R., à Denver).

IV,9 - INFLUENCES DE LA VITESSE DE SOLLICITATION DES EPROUVETTES.

Avant d'aborder le rôle de paramètres très importants pour les roches, comme la pression de confinement et la température, nous donnerons ici quelques résultats sur l'influence de la vitesse de sollicitation des éprouvettes, car celle-ci a été surtout étudiée à partir d'essais de compression simple.

IV,9,1 - Influence de la vitesse sur les résistances maximales.

La figure 41 présente deux courbes efforts-déformations sur une argile assez molle ($w = 28\%$). La résistance la plus forte correspond à la vitesse de déformation la plus grande. Ce résultat n'est pas toujours obtenu avec les argiles : dans le cas des vitesses très faibles ($< 0,01$ mm/mm), il arrive que la résistance la plus grande corresponde à la vitesse la plus faible. Ceci s'explique alors par un effet de consolidation en fonction du temps. Mais le cas général, que l'on retrouve toujours pour les roches, est l'augmentation de la résistance avec la vitesse de sollicitation.

Les figures 42 à 45, tirées de la thèse de HOUPERT, soulignent ce résultat, aussi bien pour la vitesse de déformation $\dot{\epsilon}$ que pour la vitesse de mise en charge $\dot{\sigma}$, sur différents types de roches.

IV,9,2 - Influence de la vitesse sur le mode de fissuration.

Dans la gamme des vitesses classiques, et pour la plupart des matériaux, lorsque la vitesse de sollicitation augmente, le matériau "se fragilise". On peut penser que la résistance résiduelle varie peu, alors que la résistance maximale augmente. Nous n'avons malheureusement pas effectué suffisamment d'essais à vitesse variable pour illustrer ce phénomène avec notre argile.

Les essais réalisés à des vitesses très lentes au laboratoire s'éloignent encore notablement des conditions de déformation naturelles des massifs rocheux.

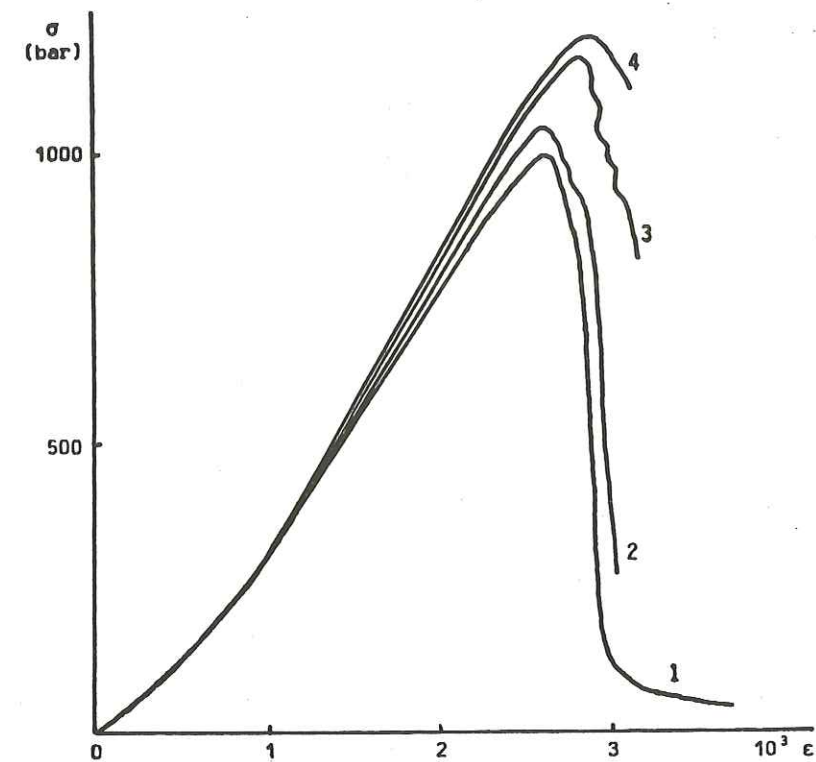
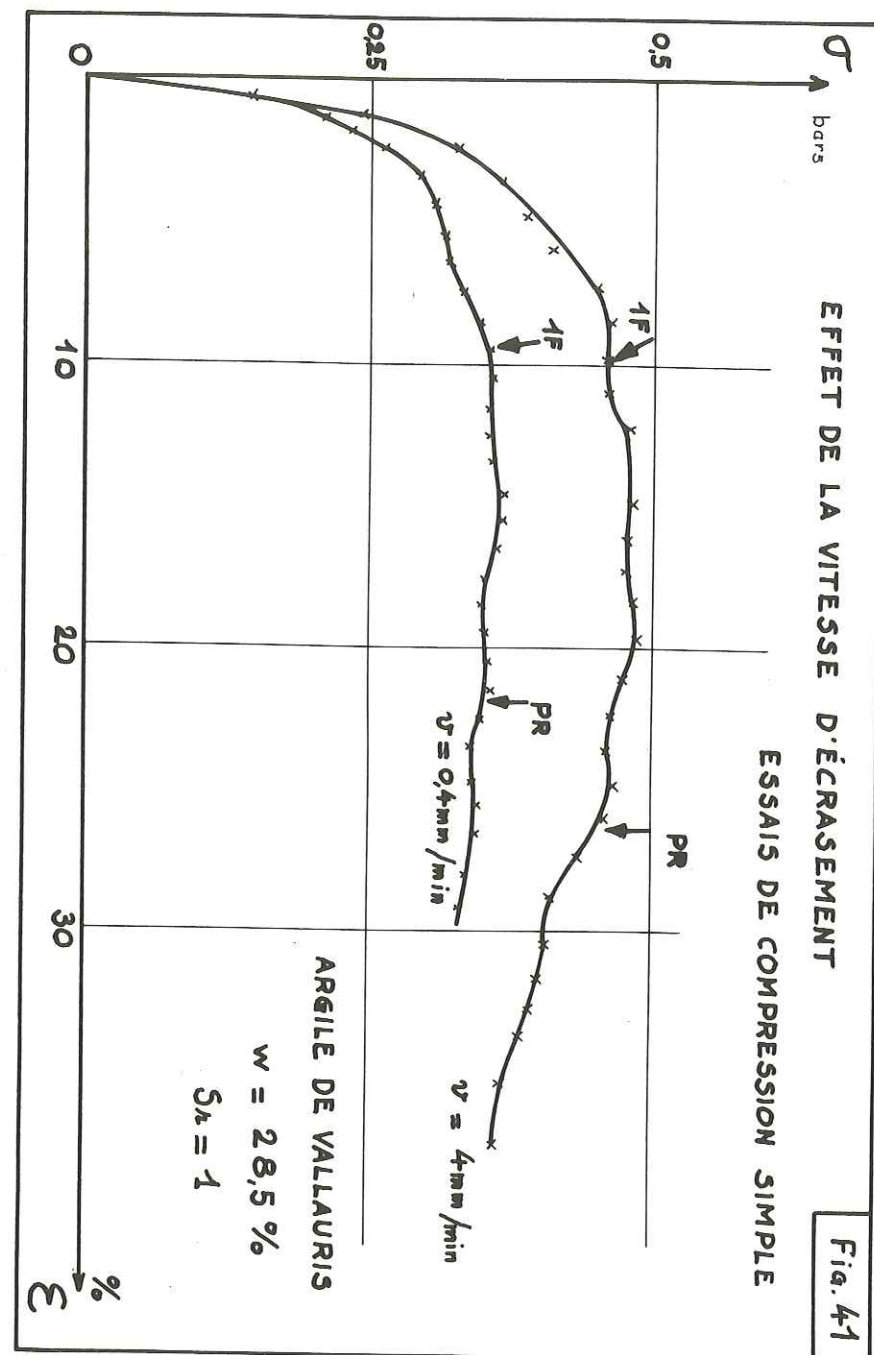


Fig. 42 - Courbes contrainte-déformation de la laurvikite de Scandinavie pour différentes vitesses de déformation $\dot{\epsilon}$;
courbe 1 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-7} \text{s}^{-1}$; courbe 2 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{s}^{-1}$;
courbe 3 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$; courbe 4 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$.

(HOUPERT 73)

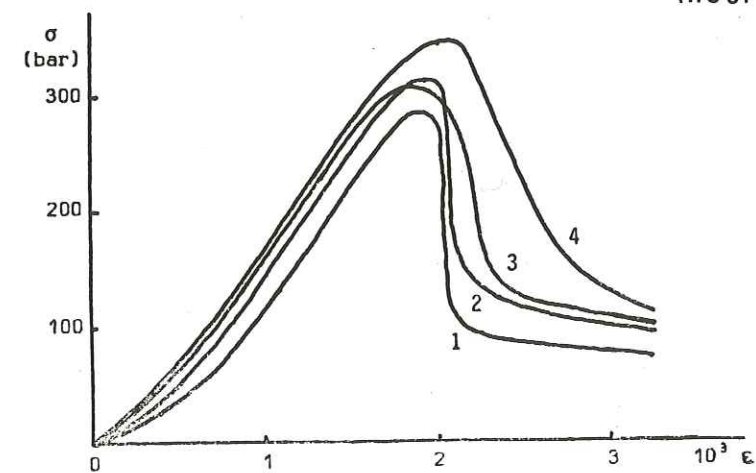


Fig. 43 - Courbes contrainte-déformation du calcaire d'Euville pour différentes vitesses de déformation $\dot{\epsilon}$;
courbe 1 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-7} \text{s}^{-1}$; courbe 2 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{s}^{-1}$;
courbe 3 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$; courbe 4 : $\dot{\epsilon} = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$.

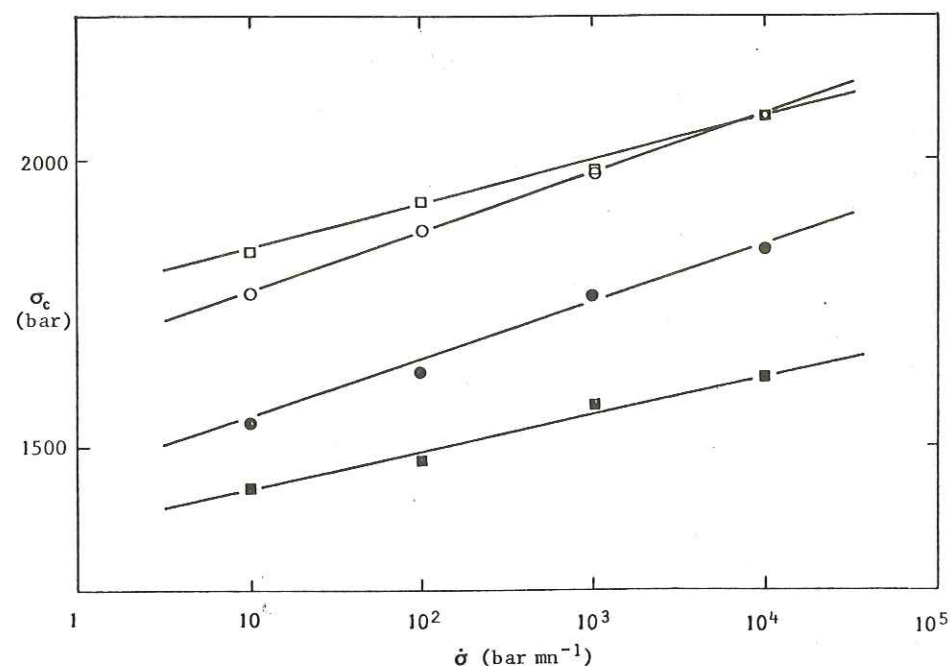


Fig. 44 - Variation de la résistance à la compression simple σ_c en fonction de la vitesse de mise en charge $\dot{\sigma}$: ● granite de Senones ; ■ granite de la Bresse ; □ granite de Raon-l'Etape ; ○ granite du Sidobre.

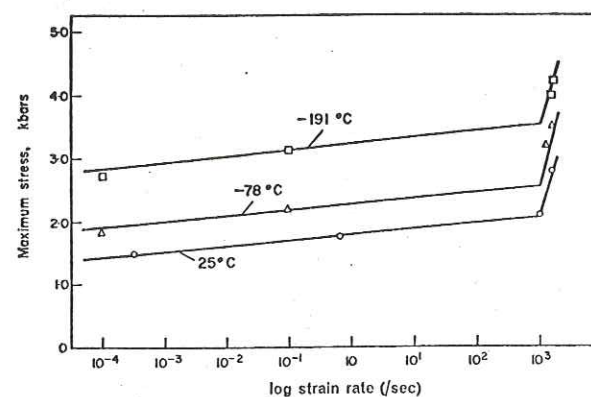


Fig. 45 - Variation de la résistance à la compression simple en fonction de la vitesse de déformation et de la température pour une tonalite (d'après PERKINS, GREEN et FRIEDMAN, 1970).

HOUPT R. (1973).

S'il ne nous est pas possible de descendre très bas dans la gamme des vitesses, nous avons la possibilité d'effectuer des sollicitations rapides.

Par curiosité, nous avons confié quelques uns de nos échantillons à M. MEUNIER au CENG. On peut voir les échantillons déformés par chocs sur la planche photo n° 3. Dans une gamme de teneur en eau ($w \approx 23\%$) où apparaissent normalement deux systèmes de fissures bien visibles, les échantillons sont déformés sans fissures visibles. Ce phénomène particulier peut s'expliquer par le fait que les fissures ne peuvent se propager, à cause de la grande variabilité dans le temps du système des contraintes.

Tous ces résultats sur le facteur temps font réfléchir, encore une fois, sur les difficultés qui se posent pour l'extrapolation des essais de laboratoire à l'étude de la déformation des massifs rocheux.

IV,10 - CONCLUSION PARTIELLE.

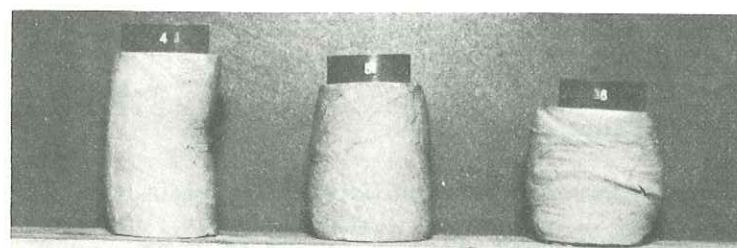
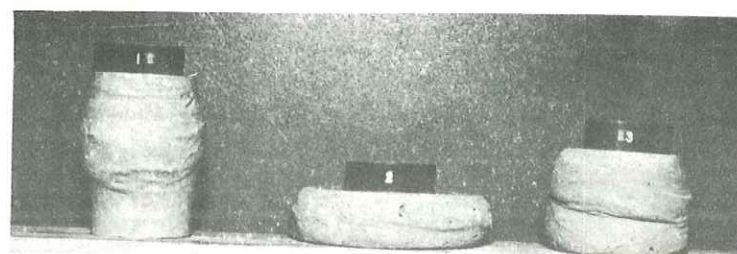
Nous nous sommes volontairement limité à des essais très classiques, laissant de côté les essais cycliques et les phénomènes complexes de fatigue et de fluage, qui sont d'ailleurs des aspects particuliers du facteur temps. Les résultats obtenus en compression simple sur l'argile de Vallauris, initialement homogène et isotrope, nous ont permis d'établir un premier classement des modes de rupture des échantillons au laboratoire.

Le paramètre consistance, caractérisé par le degré de saturation (ou la teneur en eau dans nos essais), a une influence directe simple sur le degré de fragilité en contraintes de la rupture du matériau en compression simple : le rapport f , que nous proposons d'employer, croît continûment lorsque la teneur en eau baisse.

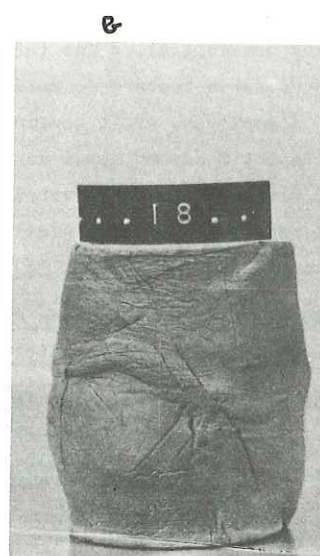
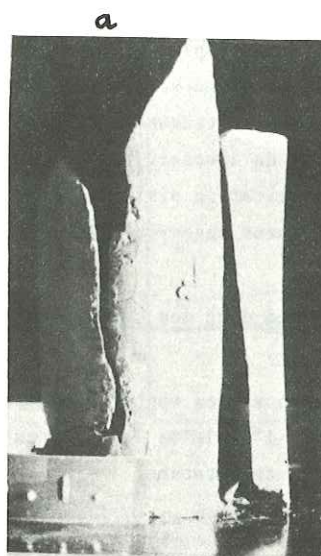
Le rapport f dépend aussi des conditions de l'essai. On peut penser en particulier qu'il diminue lorsque la vitesse de sollicitation diminue. Il se montre d'un emploi commode pour quantifier et classer les ruptures observées dans les essais de compression simple.

Le degré de fragilité d'une rupture dépend donc des caractéristiques physiques du matériau mais aussi des conditions d'essai.

Avant de faire le bilan de la fissuration et des ruptures observées dans les essais de laboratoire, il nous reste à aborder l'étude de deux autres paramètres très importants : la pression de confinement et la température.



Echantillons écrasés par choc



Ruptures en compression simple

a) type fragile ;

b) type ductile.

CHAPITRE CINQ

EFFETS DE LA PRESSION DE CONFINEMENT ET DE LA TEMPERATURE

V,1 - GENERALITES.

Nous nous proposons d'étudier dans ce chapitre le rôle de la pression de confinement et de la température sur les modes de rupture des matériaux cohérents.

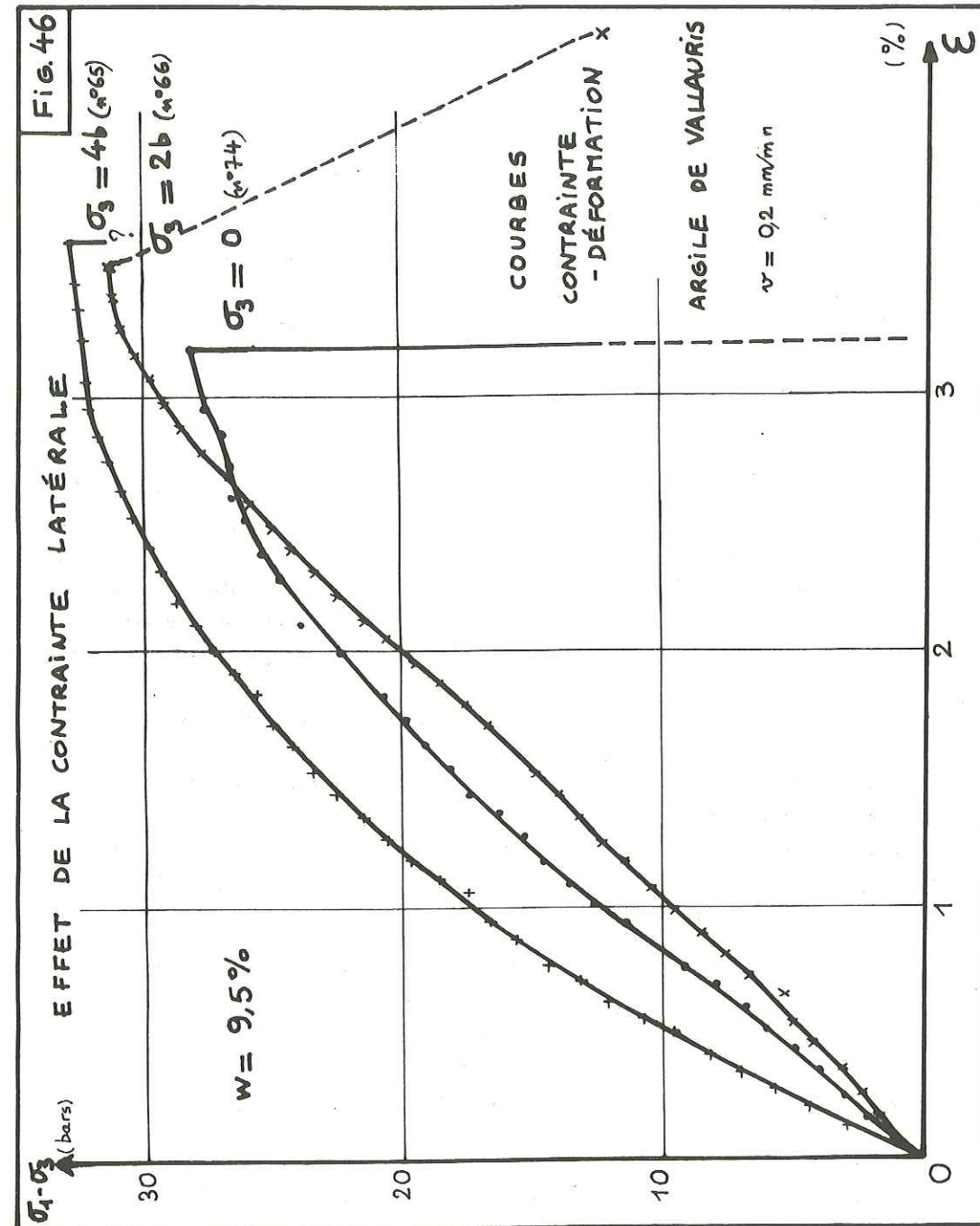
On sait que ces deux paramètres ont une grande importance pour les géologues, non seulement pour ceux qui cherchent à comprendre les phénomènes physico-chimiques complexes liés au métamorphisme, mais encore pour ceux que préoccupe la compréhension de certains faciès de déformation, observés quelquefois en surface, et qui sont hérités ou d'un enfouissement préalable, ou de conditions locales très particulières de température et de pression. C'est au rang de ces derniers que nous nous placerons, laissant de côté l'étude du domaine des hautes températures et pressions et du métamorphisme.

Pour étudier l'influence de la pression et de la température, il faut dans tous les cas isoler l'échantillon de l'extérieur, où ne règnent que la pression atmosphérique et une température ambiante, d'environ 20°C. Le moyen d'étude approprié est l'appareil triaxial.

Dans l'essai triaxial, l'échantillon est enfermé dans une enceinte où règne une pression constante σ_1 (ou σ_3), appelée pression latérale, et une température d'essai θ . A l'aide d'une presse, comme dans l'essai de compression simple, on écrase l'échantillon. On note la contrainte déviatoire ($\sigma_1 - \sigma_3$) ou déviateur, et l'on trace la courbe déviateur-déformation. Dans cet essai, la contrainte principale moyenne σ_2 est aussi égale à la pression latérale. Il s'agit donc plutôt d'un essai biaxial que véritablement triaxial.

Le géologue utilise le terme de pression de confinement pour désigner la contrainte lithostatique, supposée isotrope, qui règne dans l'écorce terrestre à une profondeur donnée et en l'absence de "contraintes tectoniques".

L'essai triaxial permet de se rapprocher des conditions géologiques naturelles, au moins pour l'état initial avant la déformation : pression latérale et pression de confinement jouent alors le même rôle ; dans la suite, nous considérerons ces termes comme équivalents. Si la contrainte tectonique qui apparaît ensuite est monoaxiale, alors on pourra la confondre avec le déviateur de l'essai triaxial. Si elle ne l'est pas, σ_2 variera aussi pendant la déformation et, pour représenter le phénomène en laboratoire, il faudra disposer d'un "vrai triaxial". Celui-ci est encore au stade du prototype. Il faut donc nous contenter pour le moment des résultats du triaxial ordinaire.



Dans nos essais, la mesure de la section vraie a été calculée d'après une formule expérimentale établie pour les essais de compression simple. Ceci peut évidemment introduire une certaine erreur. Mais il faut rappeler ici que la mesure directe de la section ne peut s'effectuer au pied à coulisse, comme nous l'avons fait pour la compression simple, puisque l'échantillon est enfermé dans une enceinte. De plus, les bagues graduées déformables ne peuvent être utilisées, puisque nous cherchons à observer au mieux le développement des fissures pendant l'essai. Enfin les photos prises à travers l'enceinte triaxiale transparente n'ont pas été assez bonnes pour être exploitées.

Les courbes données pour l'argile de Vallauris donnent un déviateur corrigé. Pour les raisons données plus haut, ce n'est pas toujours le cas pour les essais triaxiaux de la Mécanique des Roches.

Nous avons effectué une trentaine d'essais triaxiaux, à des pressions latérales de 2 bars et 4 bars, sur de l'argile à teneur en eau variable entre 9% et 28%. Et nous avons cherché à comparer les résultats obtenus sur l'argile avec ceux obtenus par d'autres auteurs pour les roches.

V,2 - LE RÔLE DE LA PRESSION LATÉRALE

V,2,1 - Courbe contrainte-déformation.

Les résultats obtenus pour l'argile de Vallauris à différentes teneurs en eau sont présentés sur les figures 46 à 50.

On retrouve deux grands groupes de courbes, comme pour la compression simple. Seuls les essais à 9% de teneur en eau donnent des courbes de type franchement fragile. Les courbes sont très comparables à celles obtenues par BELLIER sur l'argile de Notre-Dame-de-Commiers : nous donnons pour exemple sur la figure 51 les courbes correspondant à une teneur en eau moyenne et à un état de compacité faible ($w = 19\%$, $\gamma_d = 1,70 \text{ gf/cm}^3$).

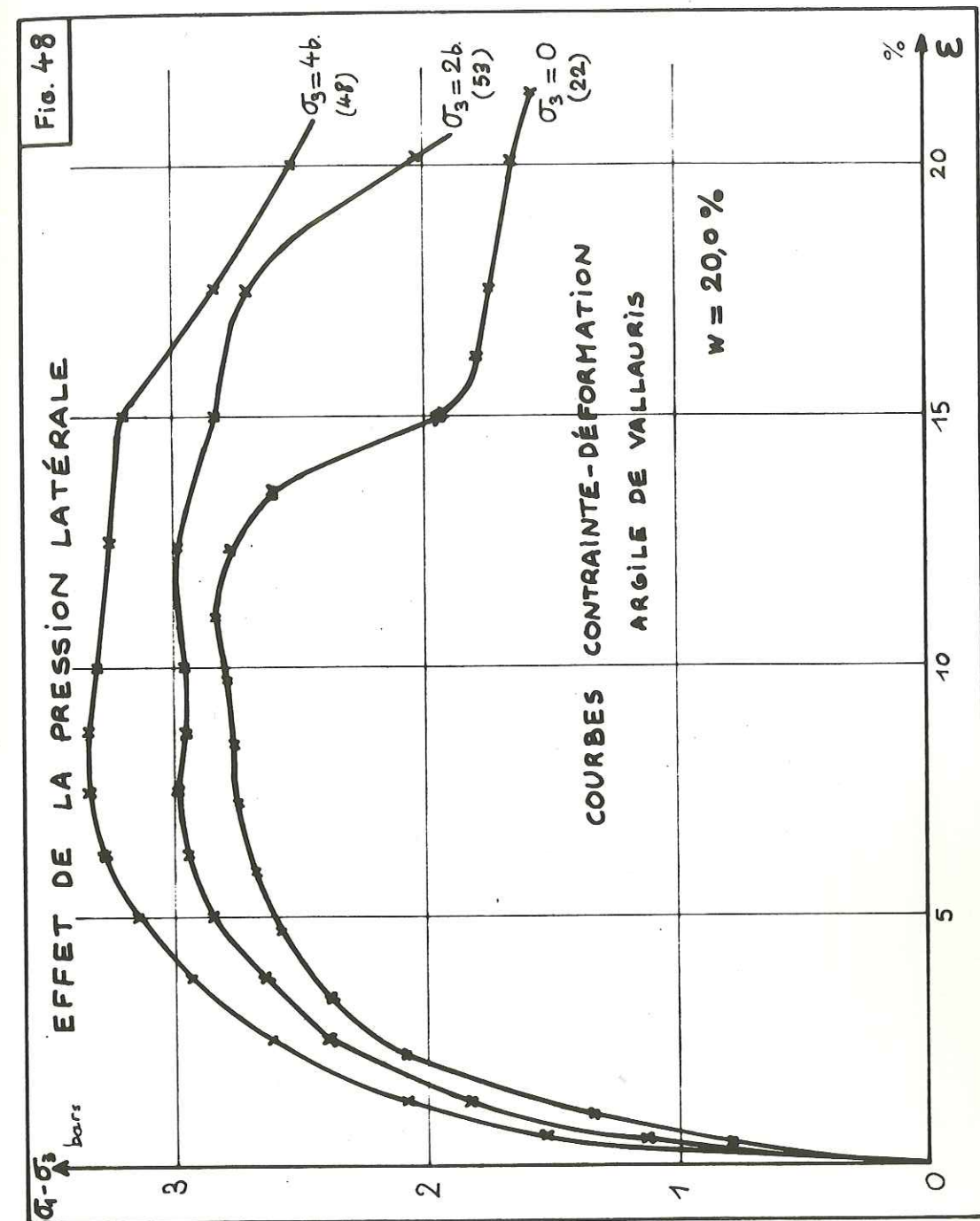
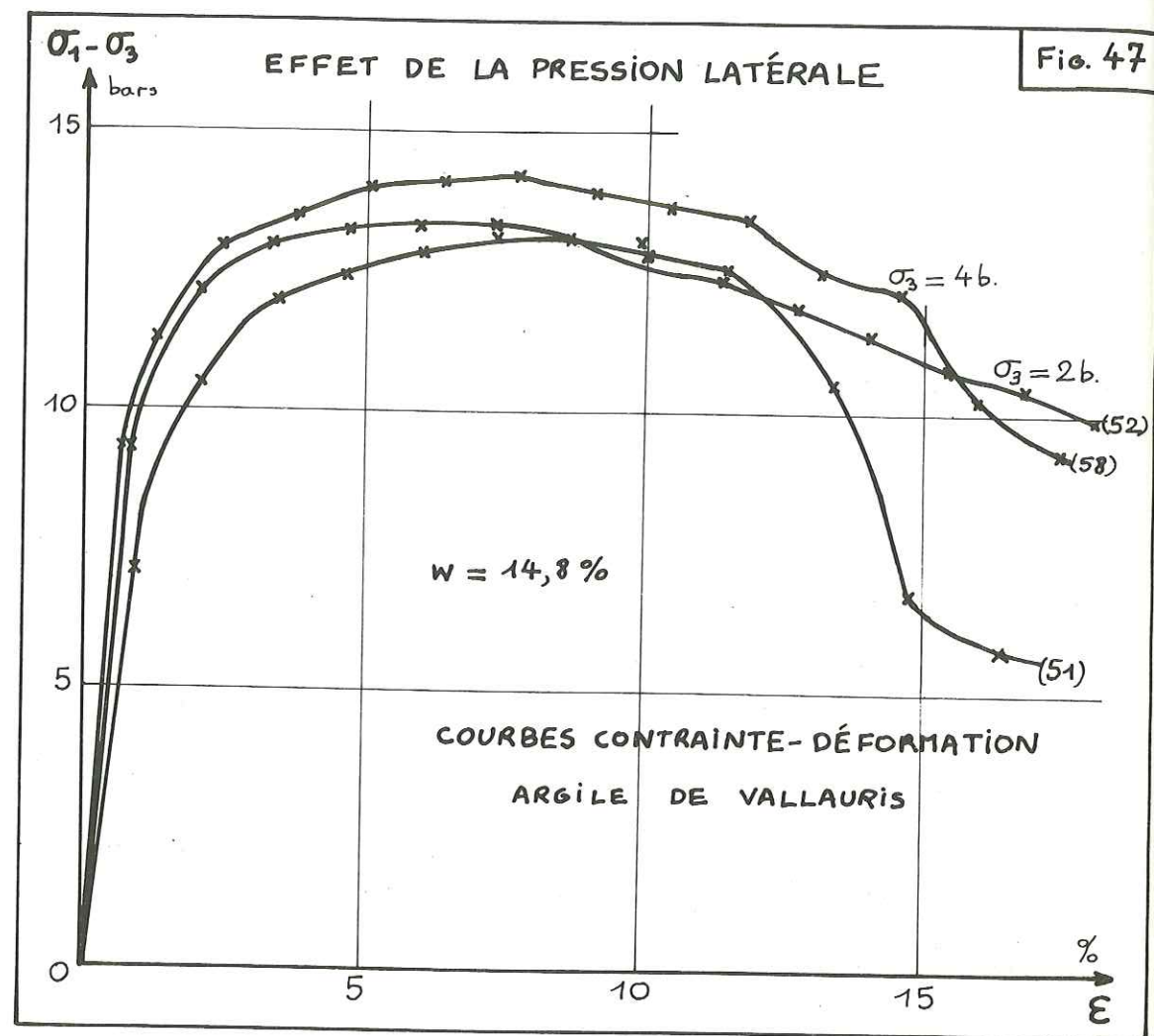
Pour les roches, on retrouve suivant la nature de la roche des courbes de type "fragile classe I" (fig. 53, 54, 55) ou "fragile classe II" (fig. 56) et également des courbes de type ductile, très semblables à celles obtenues avec l'argile, pour une roche tendre comme la craie (fig. 52).

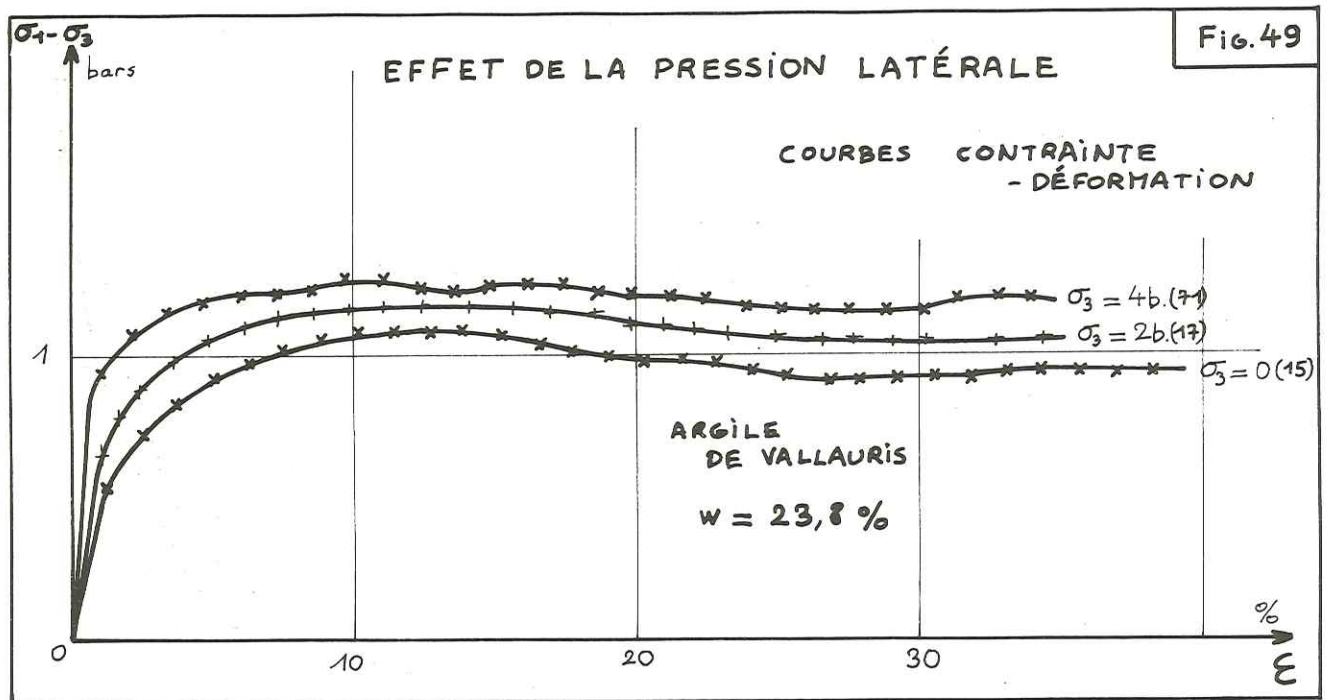
V,2,2 - Courbes intrinsèques et cohésion.

Les courbes intrinsèques sont données pour six teneurs en eau sur les figures 57 et 58.

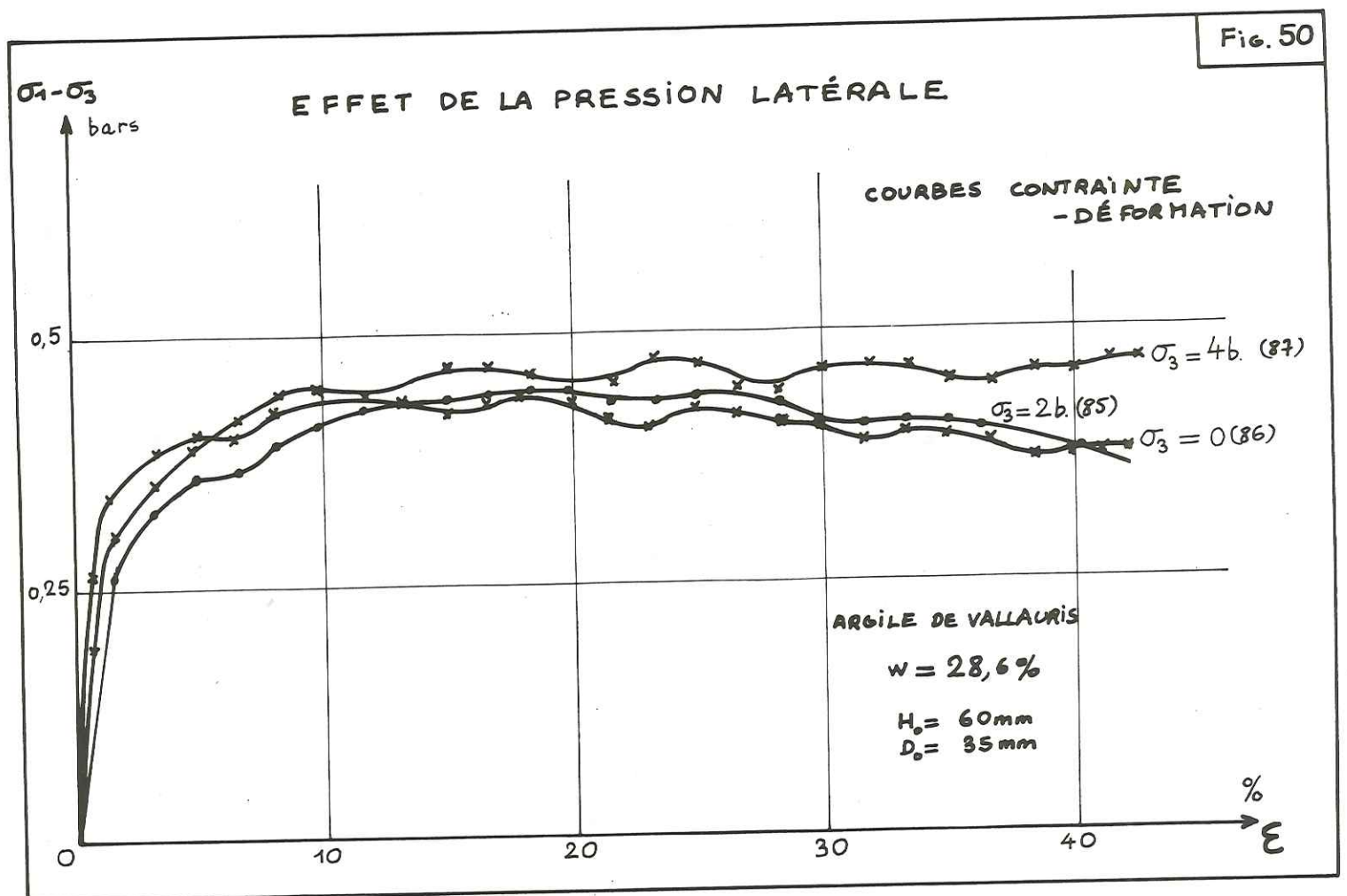
Le premier effet de la pression latérale est d'augmenter la valeur de la résistance maximale (fig. 60), par rapport à la compression simple (fig. 23).

Cette augmentation est très faible pour les fortes teneurs en eau, où l'échantillon d'argile est saturé. La courbe intrinsèque est alors une droite sub-parallèle à l'axe horizontal (fig. 58), ce qui est accord avec tous les essais de mécanique.

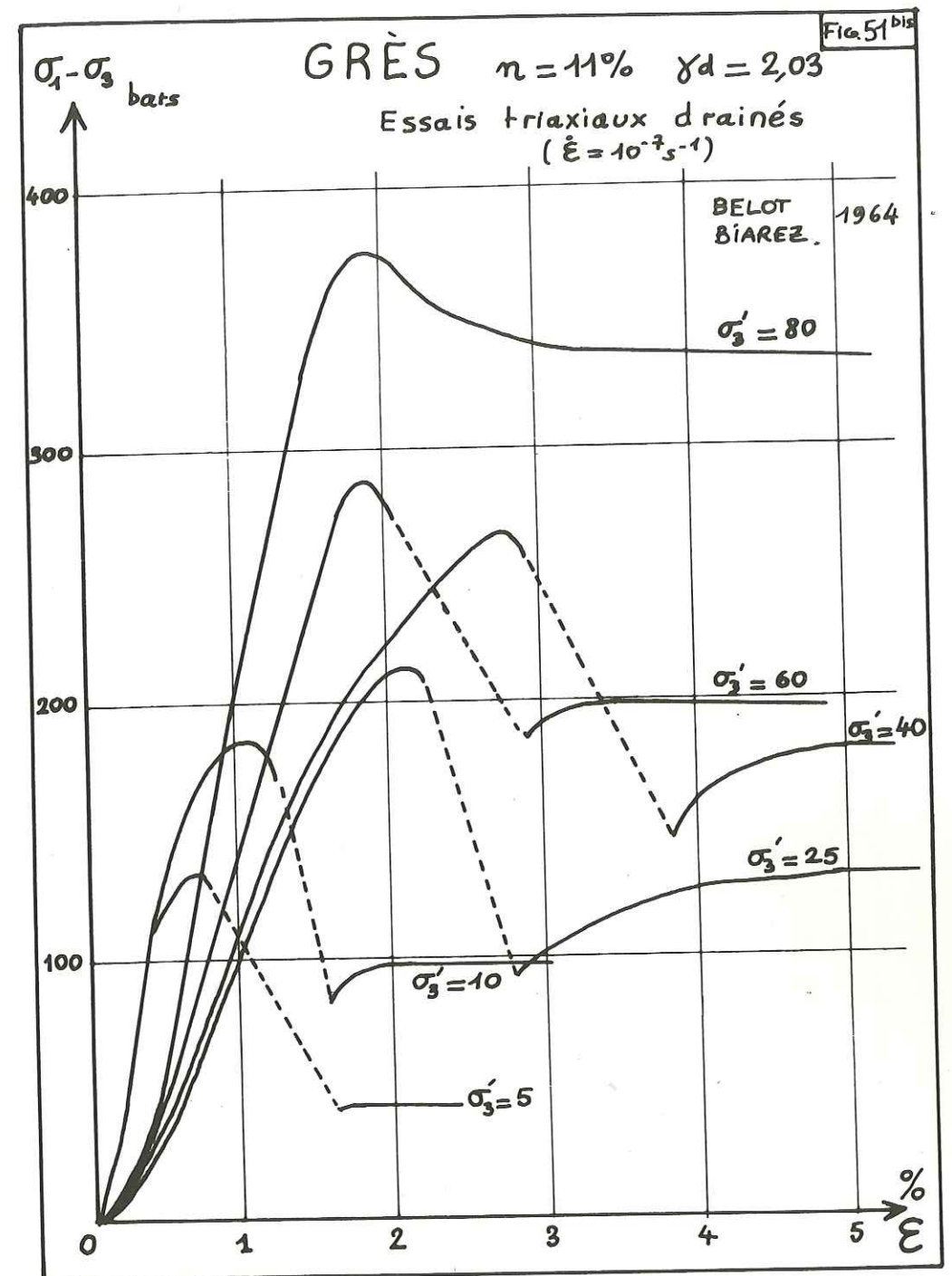
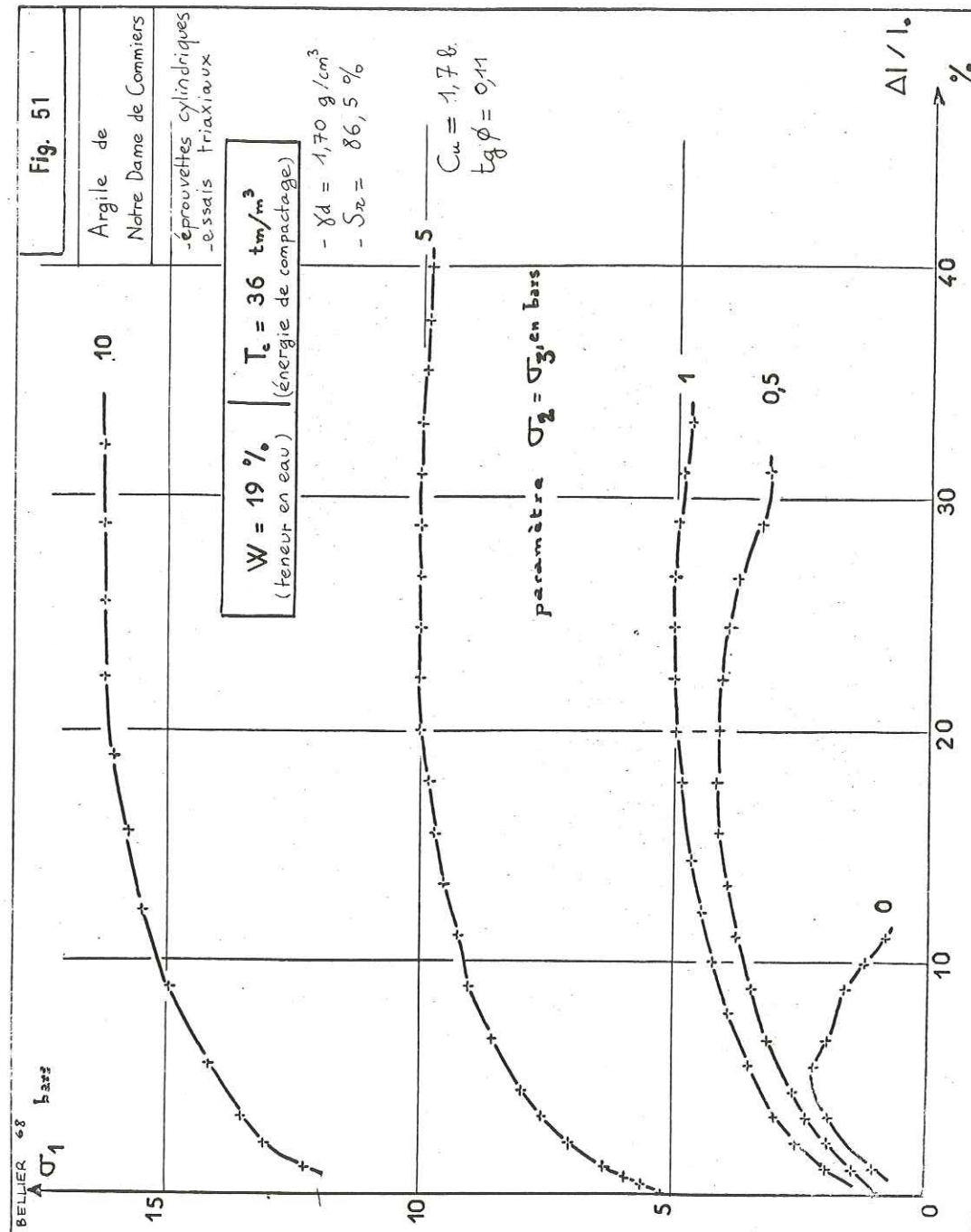




78



79



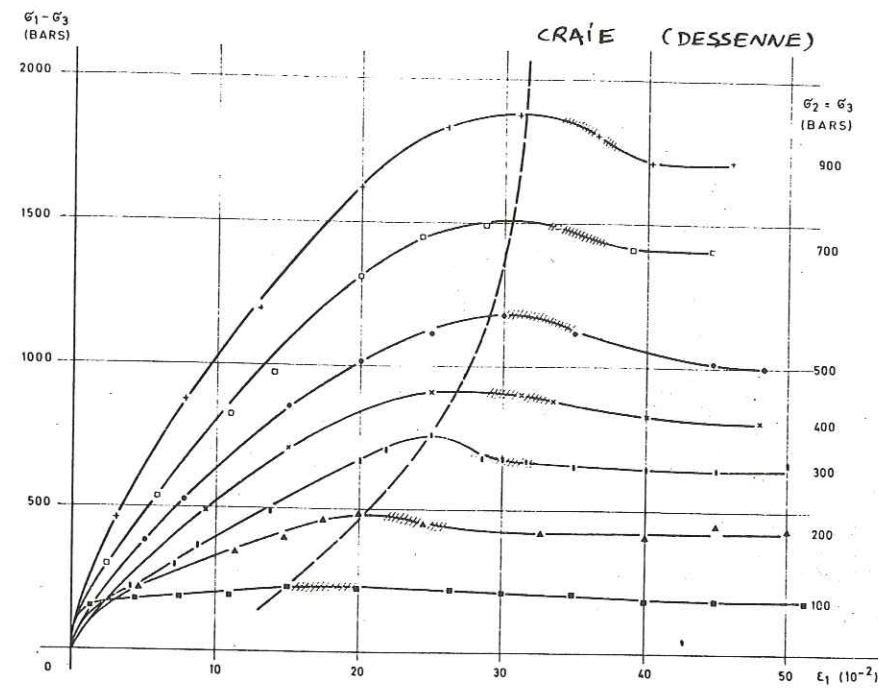


Fig 52 Courbes enveloppe des valeurs maximales des cycles de déformation [$100 < \sigma_2 = \sigma_3 < 900$ bars]. Les zones hachurées correspondent à l'apparition des premiers plans de cisaillement visibles.

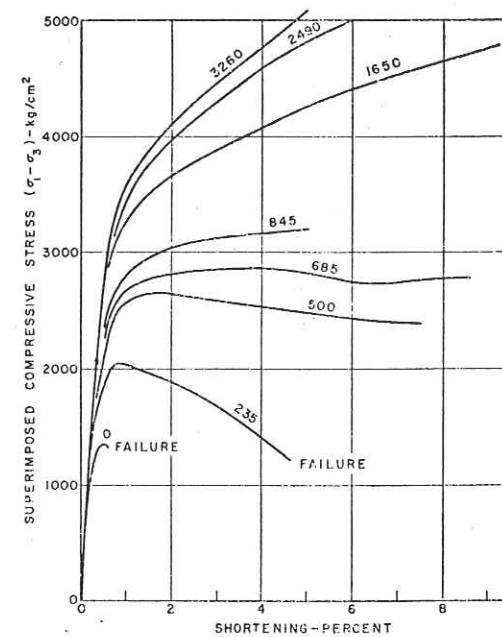


Fig 53 Stress-strain curves for Carrara marble deformed in triaxial compression. Confining pressure in kg/cm² (metric atmospheres) given for each curve (After Von Kármán, 1911, Fig. 5)

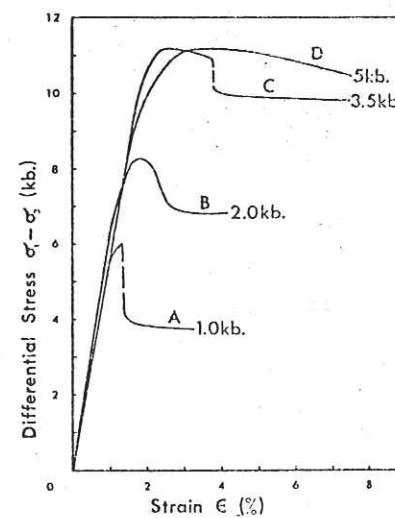


Fig 54 Stress-strain curves for Cabramurra serpentinite at room temperature.

RALEIGH AND PATERSON

Figure 55

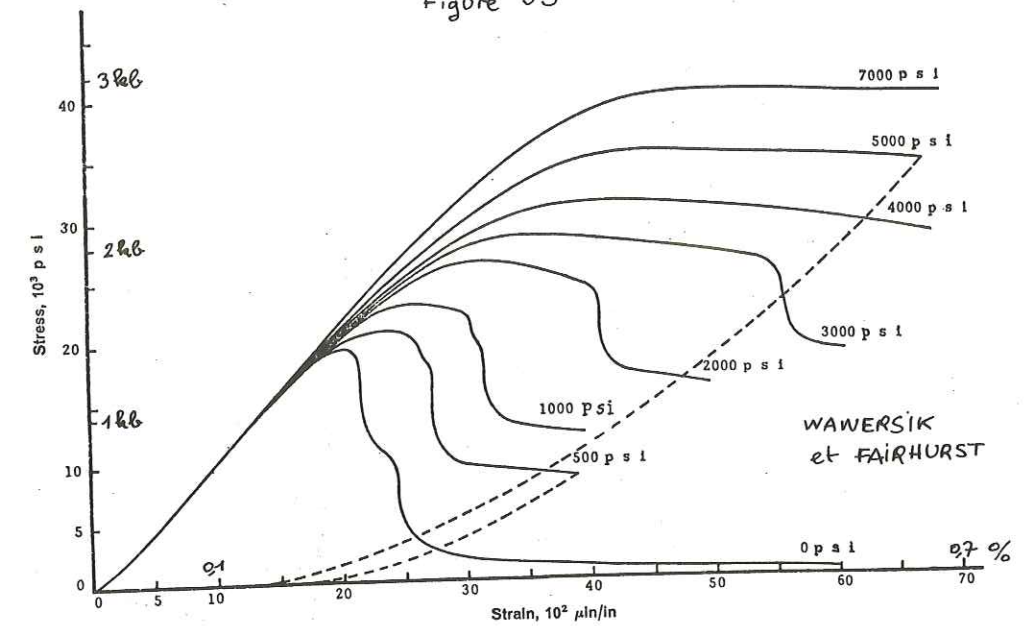
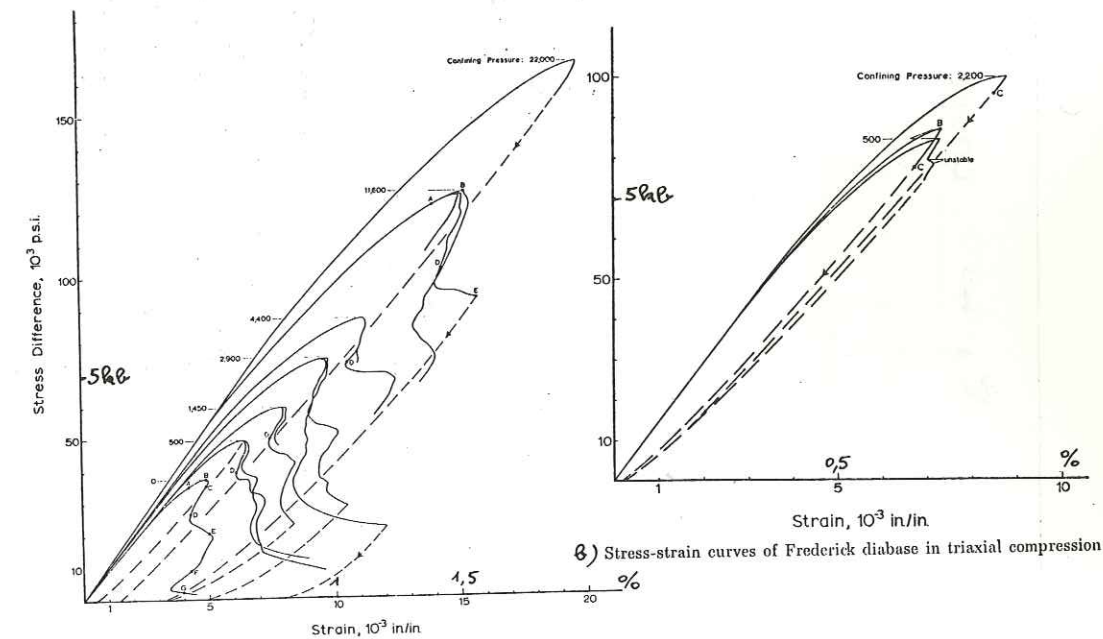


FIG. 3. Complete stress-strain curves for unconfined and confined Tennessee marble II.

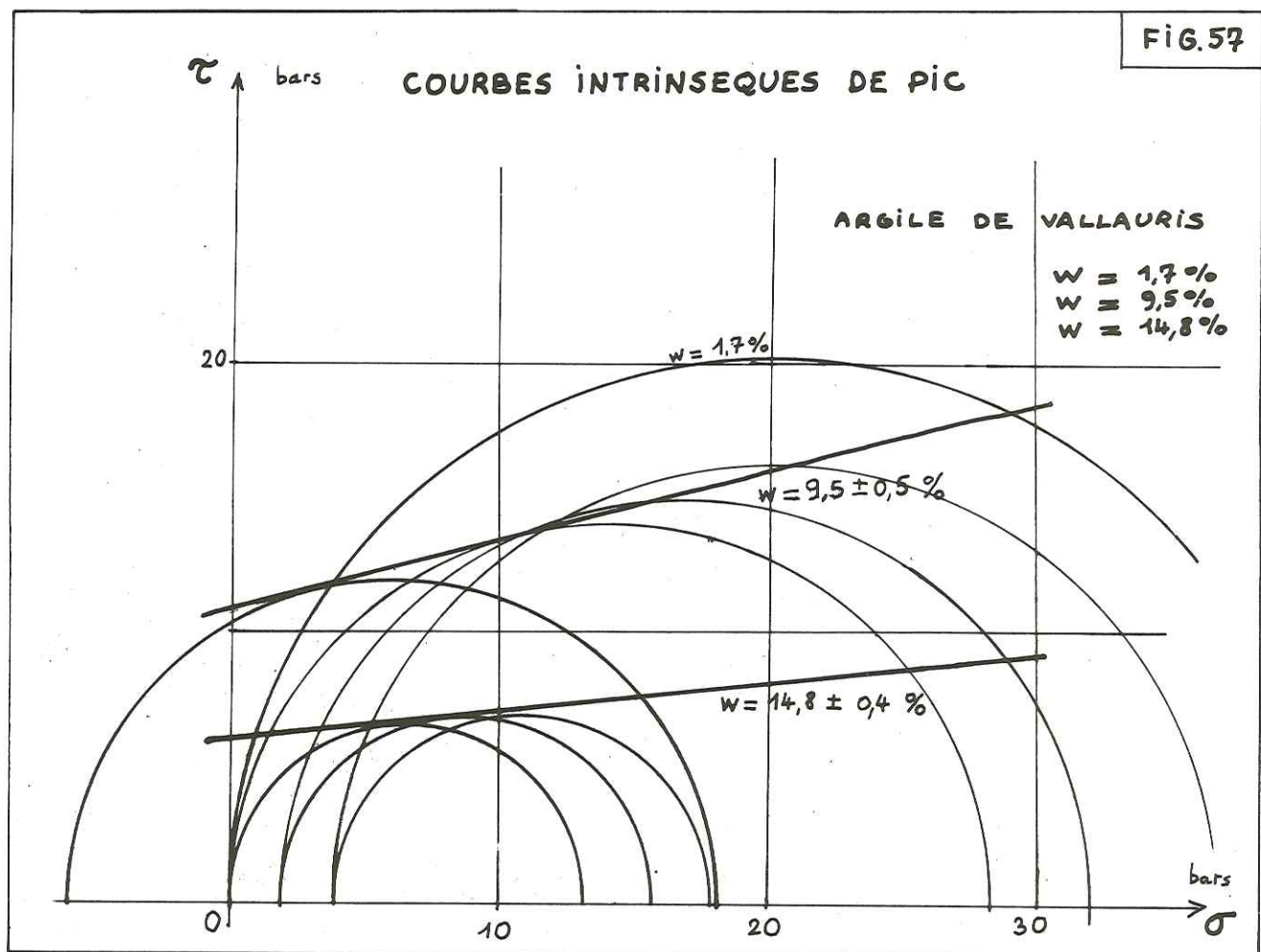
Figure 56

WAWERSIK et BRACE

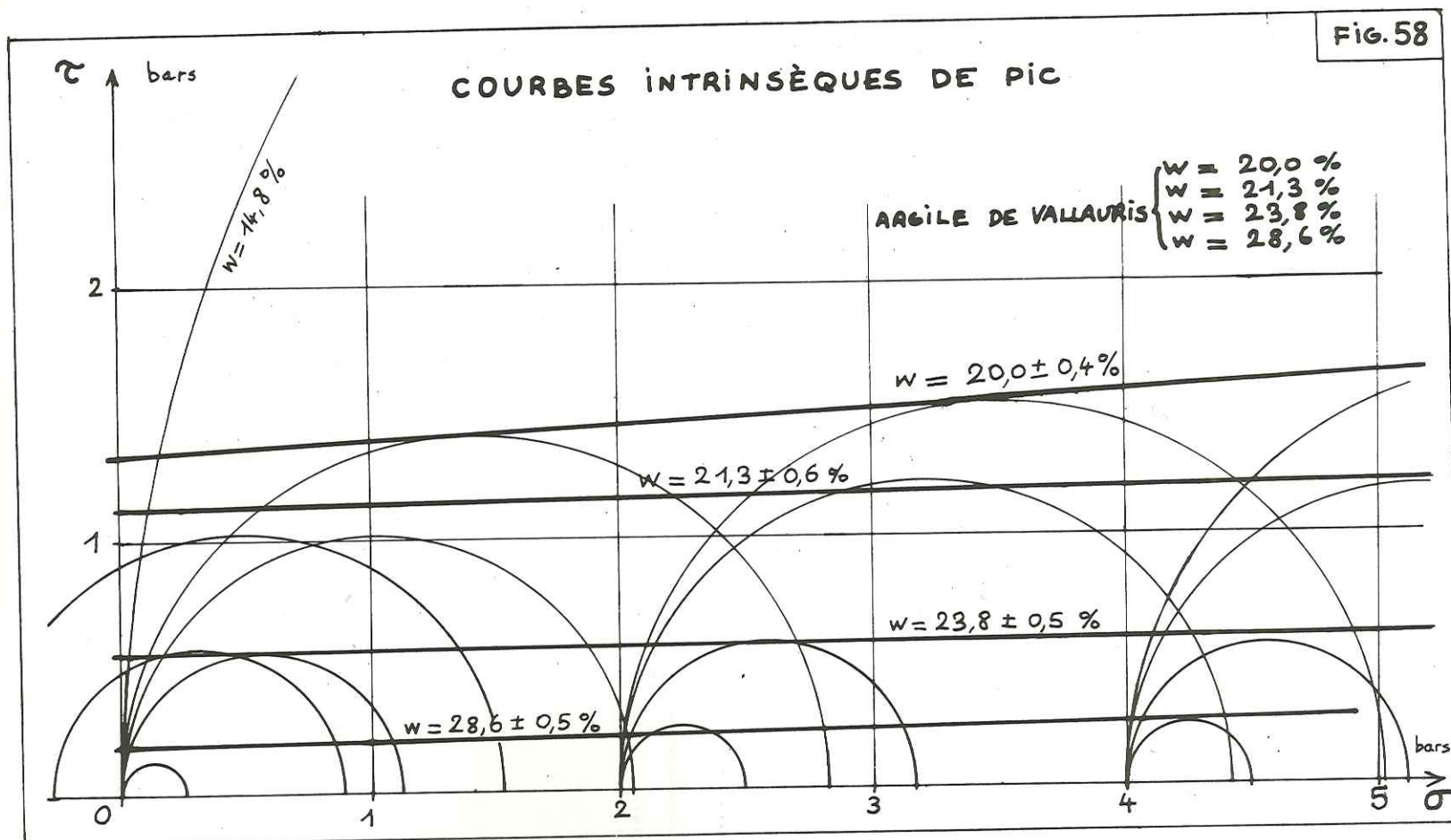


a) Stress-strain curves of Westerly granite in uniaxial and triaxial compression

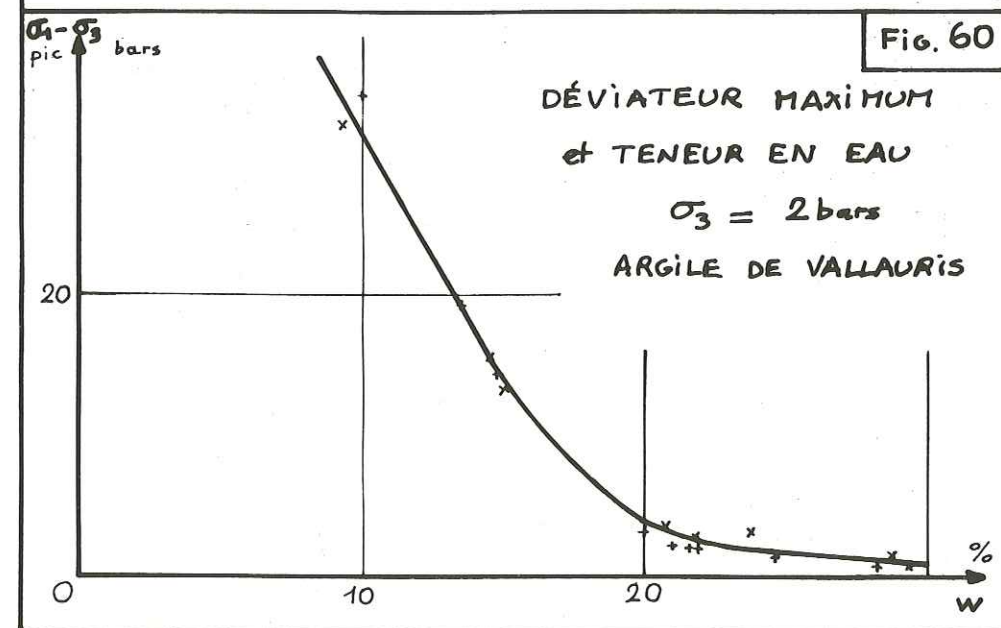
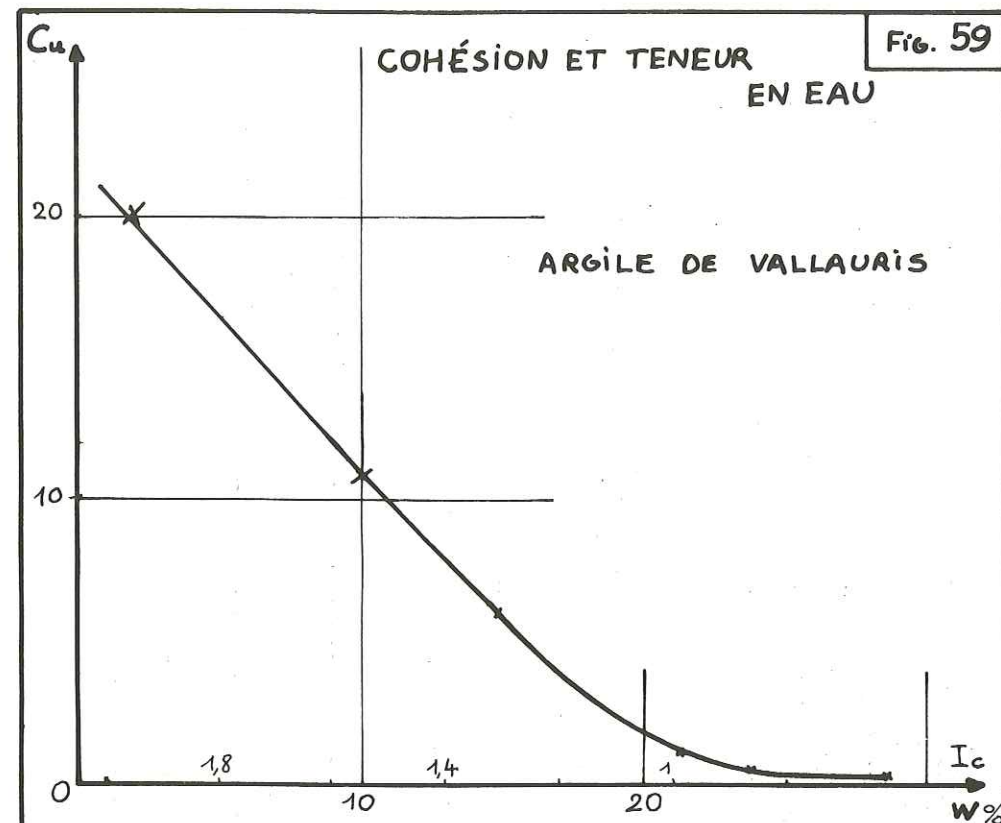
b) Stress-strain curves of Frederick diabase in triaxial compression



84



85



que des sols sur des argiles saturées non drainées, comme la nôtre.

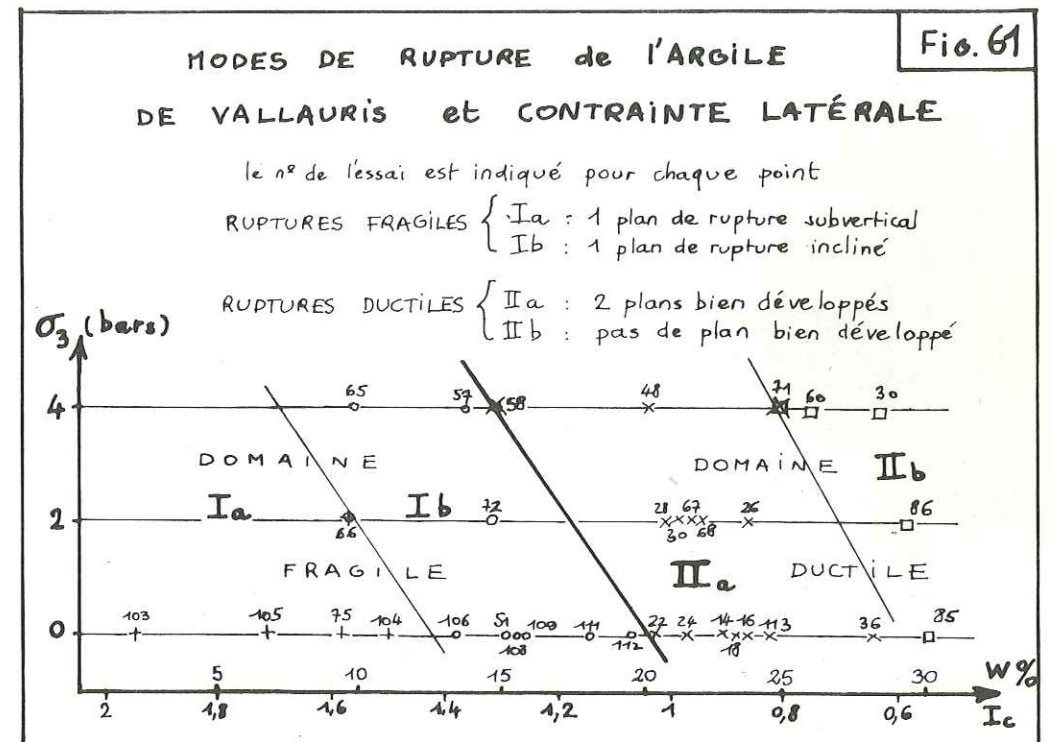
Pour les teneurs en eau inférieures à 15%, pour lesquelles les échantillons ne sont plus saturés, les variations de la résistance maximale sont plus importantes. Les courbes intrinsèques sont alors inclinées sur l'axe horizontal (fig. 57). Nous les avons assimilées à des droites. Pour en donner une forme plus précise, il nous aurait fallu disposer d'un plus grand nombre d'essais à pression latérale variable.

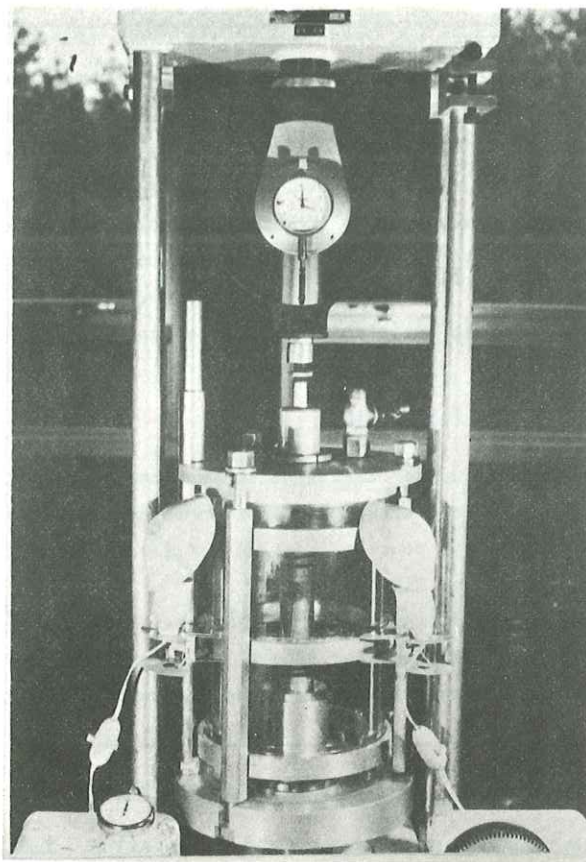
Si l'on analyse les courbes intrinsèques en termes de Coulomb, on note que la cohésion non drainée C_u et l'angle de frottement interne ϕ_u augmentent lorsque la teneur en eau w de l'argile diminue (fig. 59). L'augmentation de la cohésion est très parallèle à celle de la résistance maximale en compression simple (fig. 23).

V,2,3 - Modes de fissuration.

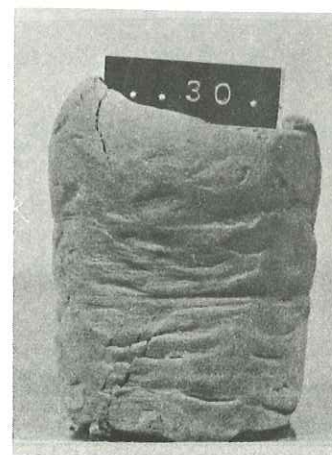
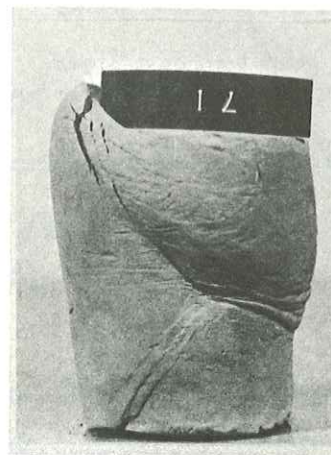
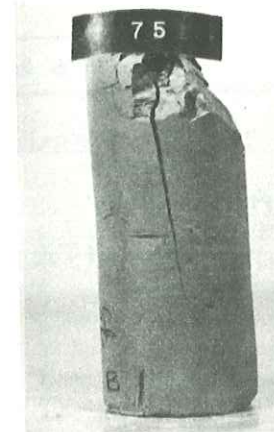
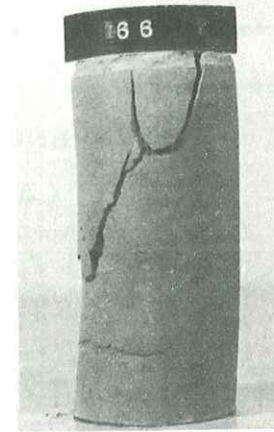
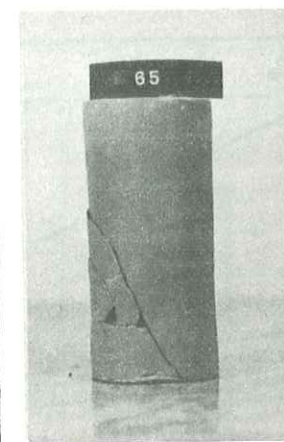
Nous avons appliqué la classification en quatre groupes définie lors des essais de compression simple. Lorsque la pression latérale augmente, les ruptures fragiles de type I sont rares pour notre argile. Elles laissent la place à des ruptures ductiles de type IIa et IIb.

Les quatre zones définies pour la compression simple restent bien homogènes sous contrainte latérale : on peut tracer facilement les domaines de rupture (Ia, Ib ; IIa, IIb) sur un diagramme teneur en eau-pression de confinement (fig. 61).

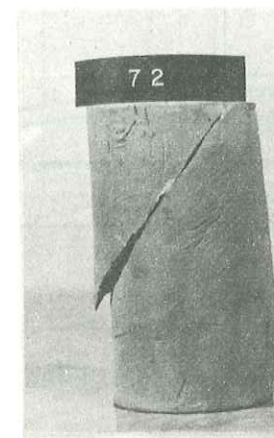




Dispositif expérimental pour l'essai triaxial.

Ruptures ductiles pour $\sigma_3 = 4$ bars ($w = 24,5\%$; $w = 28\%$). $\sigma_3 = 0$ (CS) $\sigma_3 = 2 \text{ bars}$  $\sigma_3 = 4 \text{ bars}$ $w \approx 9,5\%$ 

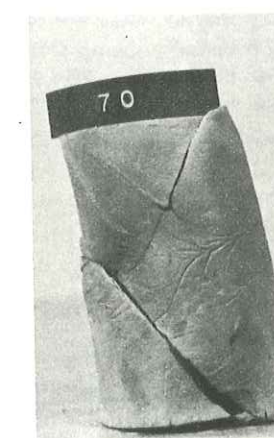
51



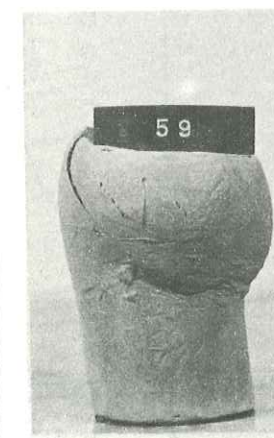
72



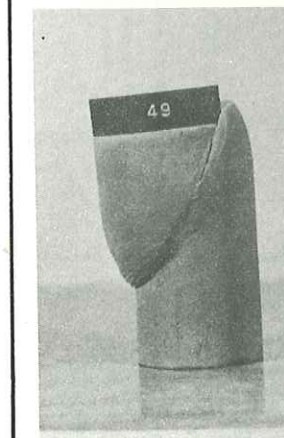
58

 $w \approx 15\%$ 

70



59



49

 $w \approx 24,5\%$

Essais triaxiaux : effet de la pression latérale pour plusieurs teneurs en eau.

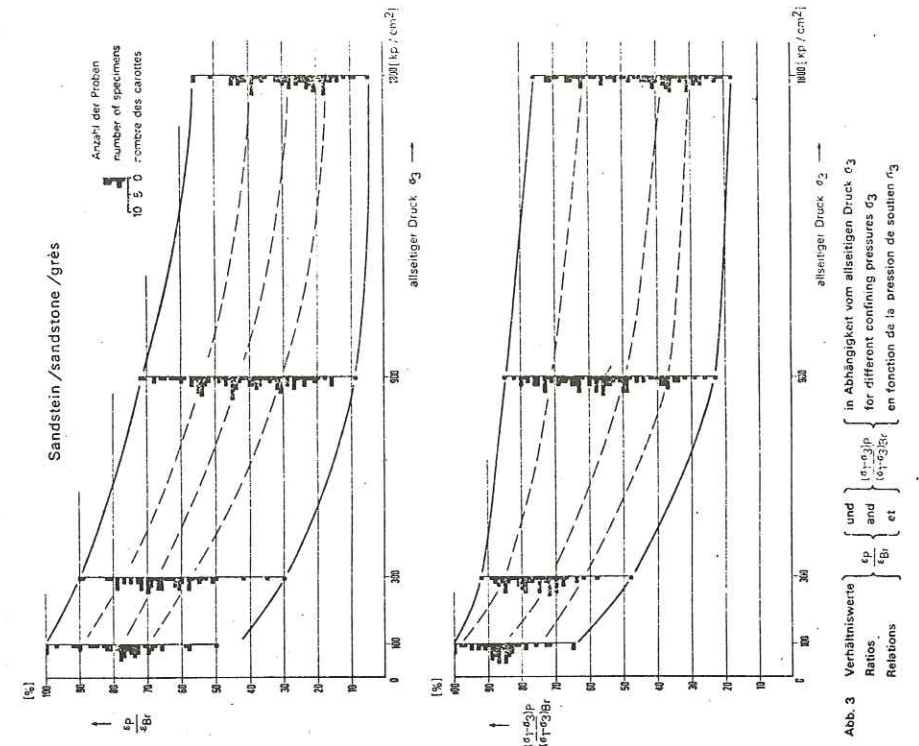
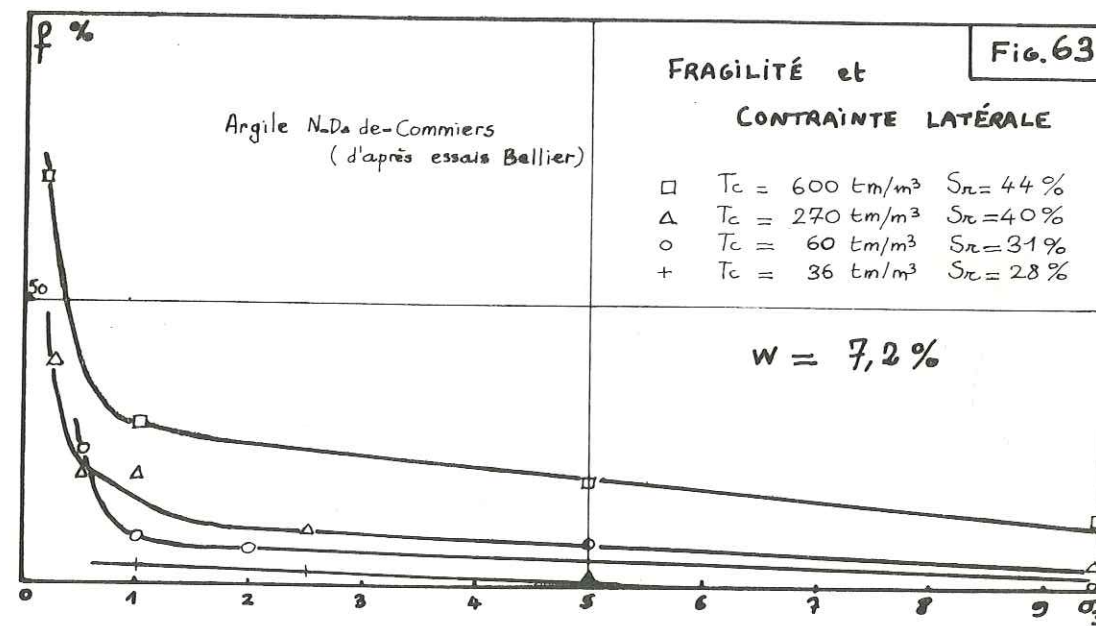
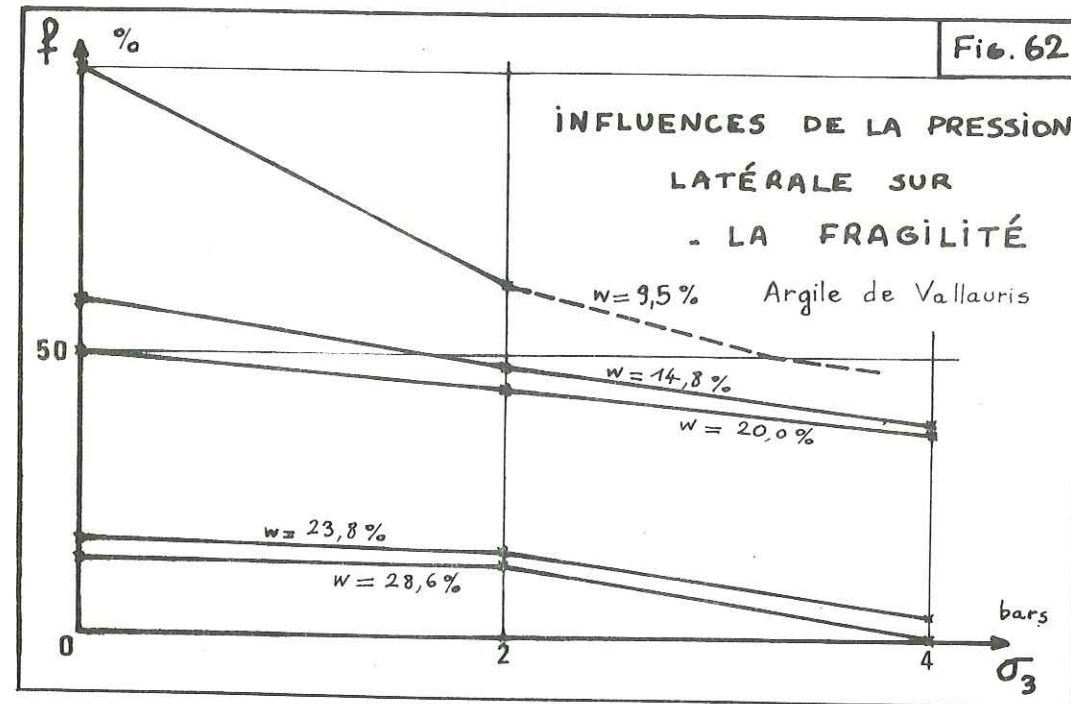
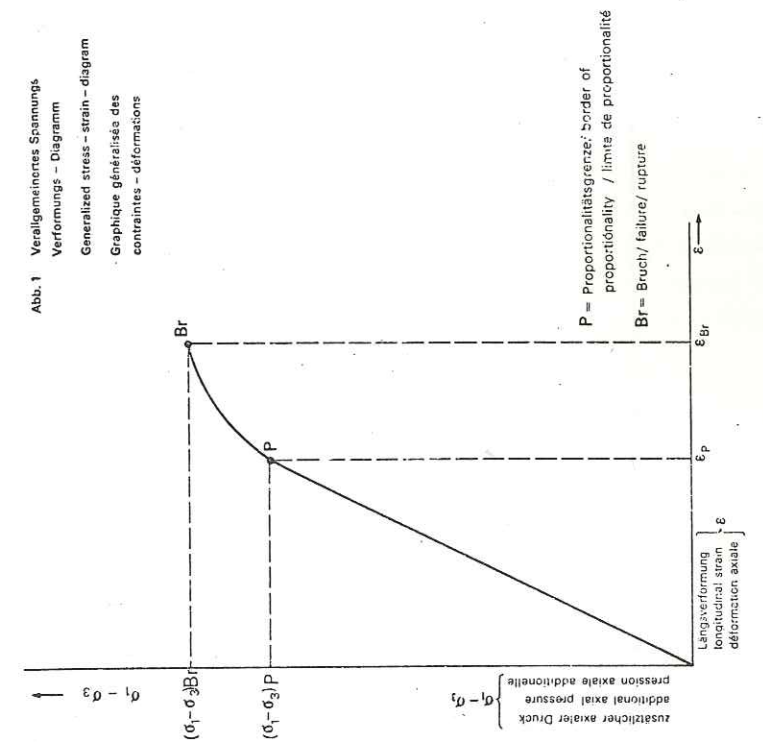
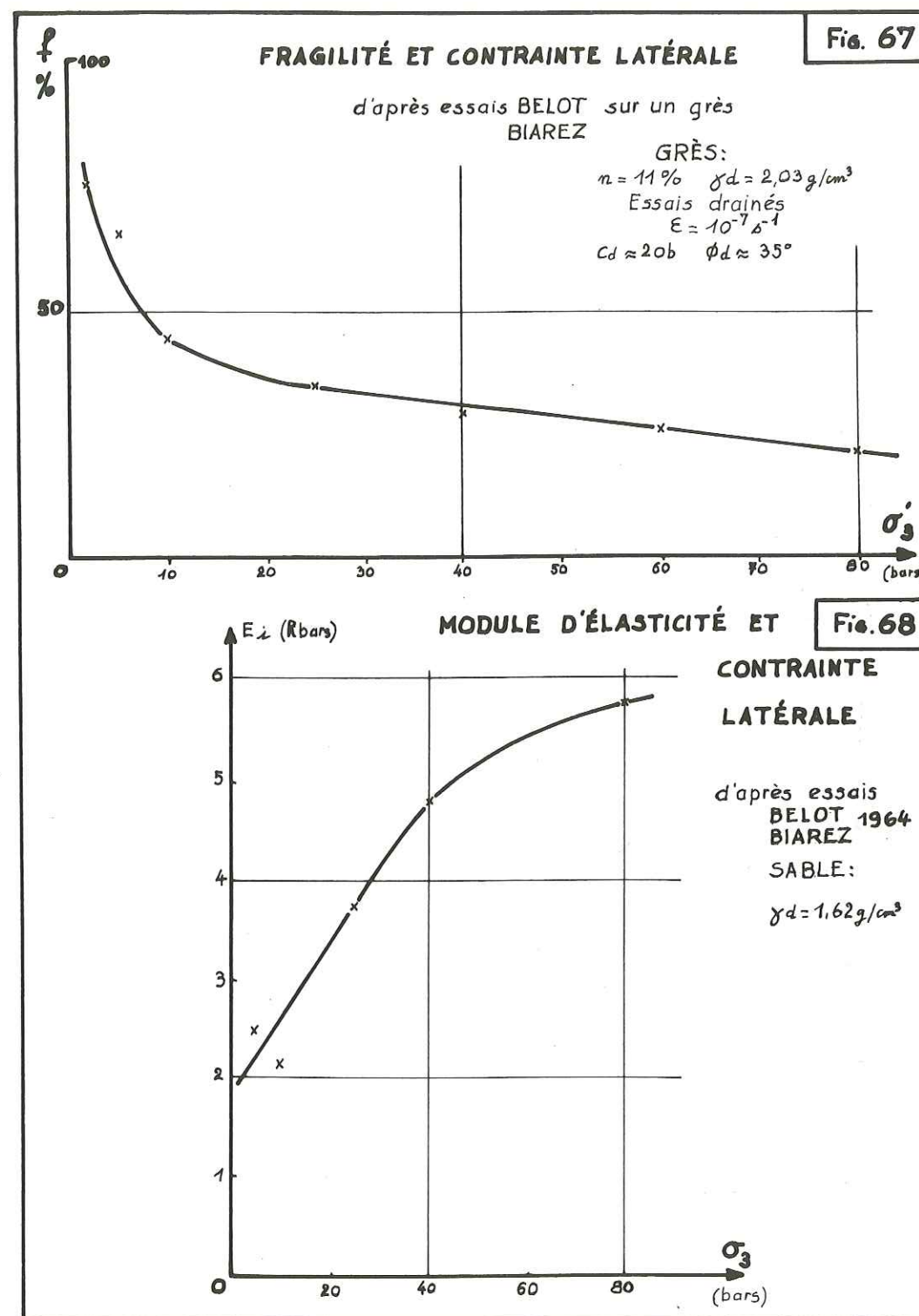


Fig. 66 : Essais de WOLTERS(71)





Ces observations concordent avec celles que l'on obtient sur des roches. Les Anglo-Saxons définissent en général trois domaines de rupture. Le domaine fragile ("brittle") couvre à peu près nos types Ia et Ib ; le domaine "ductile" est analogue à notre type IIb ; le domaine intermédiaire ("transitional") se rapprocherait de notre type IIa. L'examen des échantillons correspondant aux courbes reproduites sur les figures 50 à 54, montre clairement que la transition fragile-ductile est facilitée par l'augmentation de la pression latérale. Nous reprendrons en détail notre classification en quatre groupes et la définition des domaines de rupture dans le chapitre VII après l'étude du rôle de la température.

V,2,4 - Degré de fragilité en contrainte.

L'augmentation de la pression latérale fait croître les résistances maximales. Pour la résistance résiduelle, les écarts importants avec la résistance maximale, remarqués lors des essais de compression simple pour les faibles teneurs en eau, tendent à disparaître quand la pression latérale croît.

La fragilité f est donc nettement réduite par l'augmentation de σ_3 (fig. 62). On retrouve la même variation pour les argiles utilisées par BELLIER (fig. 63) et les grès utilisés par BELOT (fig. 67). Bien que le coefficient f n'y soit pas calculé, ce résultat ressort aussi bien des études sur les roches que nous avons mentionnées (fig. 52 à 56).

Pour les déviateurs à l'apparition de la première fissure ($\sigma_{1F} - \sigma_3$) et à la formation du plan de rupture ($\sigma_{PR} - \sigma_3$) les mesures sont trop peu nombreuses et significatives pour justifier une courbe. Le paramètre "première fissure", déjà délicat à cerner en compression simple, l'est encore plus dans l'essai triaxial, où la capote peut jouer un rôle important.

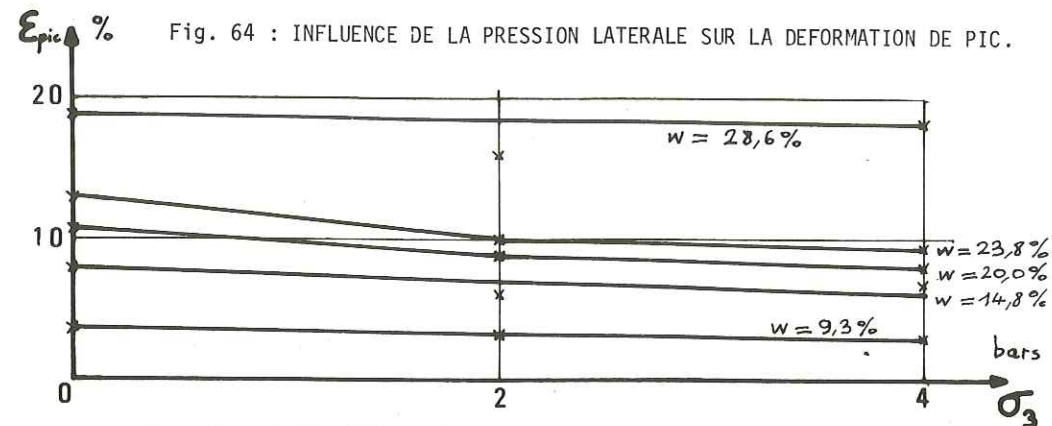
Nous aurions pu tracer plus facilement les variations de la limite de proportionnalité entre σ et ϵ (qui correspondrait à la première fissure, voir chapitre I), comme l'a fait WOLTERS sur un grès (fig. 66). Cette limite est très abaissée (jusqu'à 50% de la contrainte maximale dans les courbes de WOLTERS) lorsque la pression de confinement augmente. Ce qui est tout à fait en accord avec nos courbes (fig. 46 à 50).

V,2,5 - Effet sur les déformations.

La figure 64 donne les déformations de pic pour cinq teneurs en eau aux pressions latérales de 2 et 4 bars. L'augmentation de la pression latérale fait baisser légèrement la déformation de pic. Mais ce résultat n'est pas très significatif.

Les déformations à la première fissure et au plan de rupture, pour notre argile, encadrent toujours le maximum, quelles que soient la teneur en eau et la pression latérale. Ceci ne semble pas être le cas sur la figure 52, donnée pour la craie, encore qu'il faudrait préciser la notion d'apparition des premiers plans de cisail-

ment visibles". Nous avons vu que cela était particulièrement délicat dans l'essai triaxial.

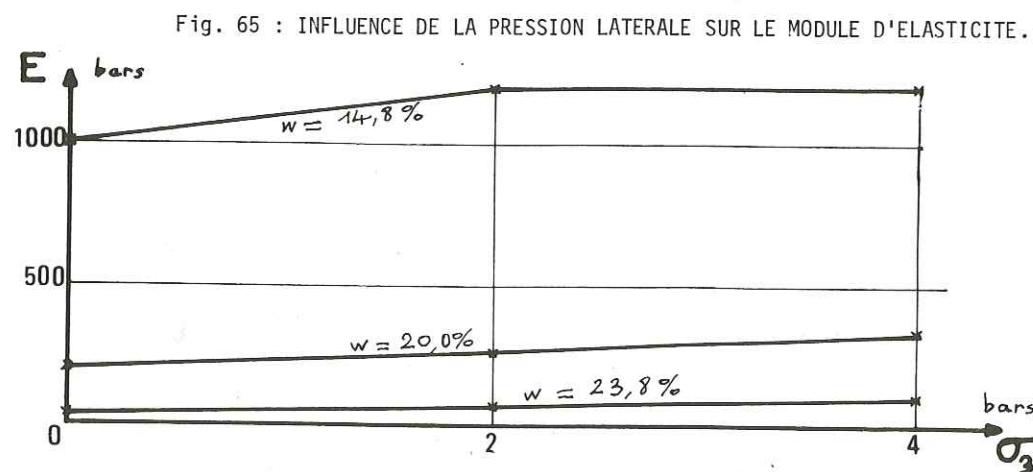


La valeur de la déformation correspondant à la limite de proportionnalité ϵ_p est plus objective (WOLTERS, 1971). La courbe ϵ_p/ϵ_{Br} fonction de σ_3 donnée par WOLTERS (fig. 66) est très significative : la limite de proportionnalité se rapproche rapidement de la résistance maximale lorsque la pression latérale baisse. On peut donc bien dire que la baisse de la pression latérale augmente le degré de fragilité en contraintes de la rupture du matériau.

V.2.6 - Caractéristiques élastiques.

Les variations du module élastique E en fonction de la pression latérale, pour quatre teneurs en eau de l'argile, sont données sur la fig. 65.

Dans tous les cas, sauf dans le cas des fortes teneurs ($w = 28,5\%$, fig. 50) le module d'élasticité augmente lorsque la pression latérale augmente. Ceci va de pair avec l'augmentation de la résistance maximale.



Variations du module d'élasticité avec la contrainte latérale.

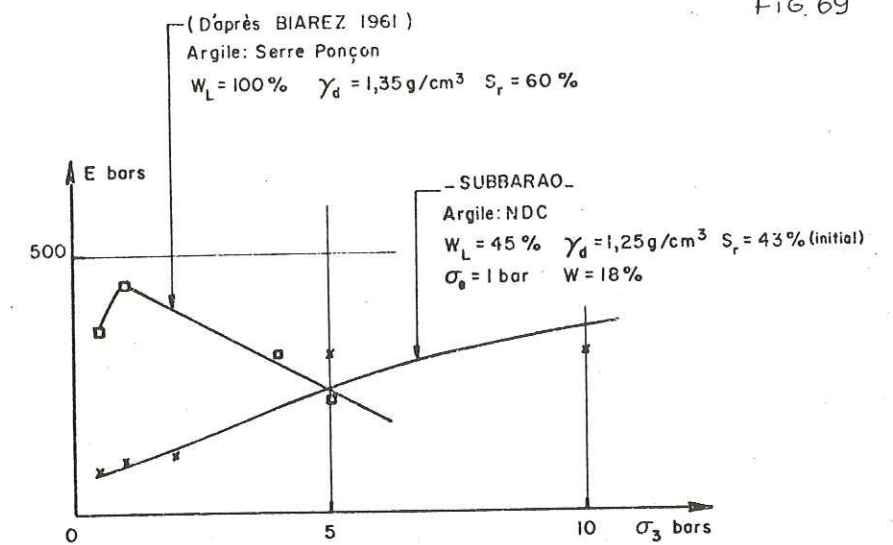
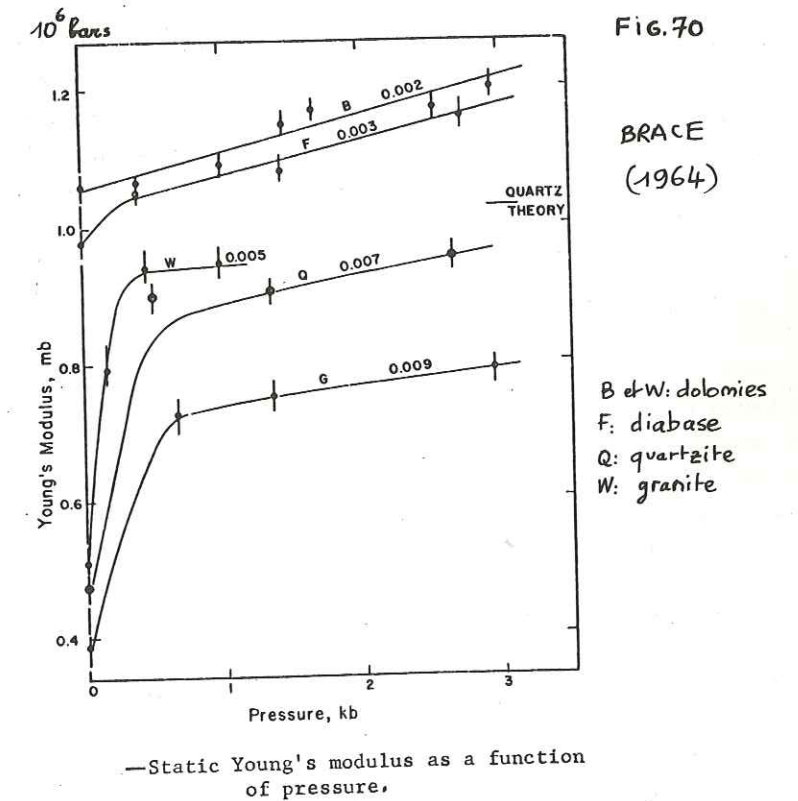


Fig. 69



On retrouve cette augmentation pour l'argile de Notre-Dame-de-Commiers (SUBBARAO fig. 69)^{et} pour les roches (BRACE, 1964 : fig. 70). Les essais de BRACE, effectués jusqu'à de très hautes pressions, montrent que le module élastique tend asymptotiquement vers une limite, probablement caractéristique du matériau rocheux parfait, c'est-à-dire dépourvu de porosité.

V,3 - INFLUENCE DE LA TEMPERATURE.

V,3,1 - Courbes contrainte-déformation et résistance maximale.

Faute d'un appareillage spécialisé, nous n'avons pas effectué d'essai à température variable sur notre argile. Néanmoins, il nous a paru intéressant de rappeler, à l'aide d'exemples pris dans la bibliographie, les similitudes et les différences qui existent entre l'influence de la température et celle de la pression de confinement.

Les études systématiques de l'influence de la température sur le comportement des matériaux naturels sont assez rares. Pour les roches, elles commencent à se développer. Nous rappellerons les essais devenus classiques de GRIGGS (1960) et HEARD (1960), dont les courbes sont données dans le mémoire "Rock-Deformation" (fig. 71, 72 et 73).

Une augmentation de température abaisse notablement la résistance maximale de tous les matériaux rocheux (fig. 74, 75 et 76). Un résultat identique est obtenu pour les argiles (cf. BIAREZ, DESVARREUX et MASCARELLI 1967), courbes non reproduites). Sur les figures 73 et 73 bis, on note que la résistance maximale de la serpentinite (RALEIGH et PATERSON, 1965) chute brutalement lorsque la température devient supérieure à 500°C (fig. 75).

V,3,2 - Degré de fragilité et mode de fissuration.

Dans la bibliographie, il existe malheureusement peu d'essais à température variable poursuivis jusqu'au palier de la courbe effort-déformation.

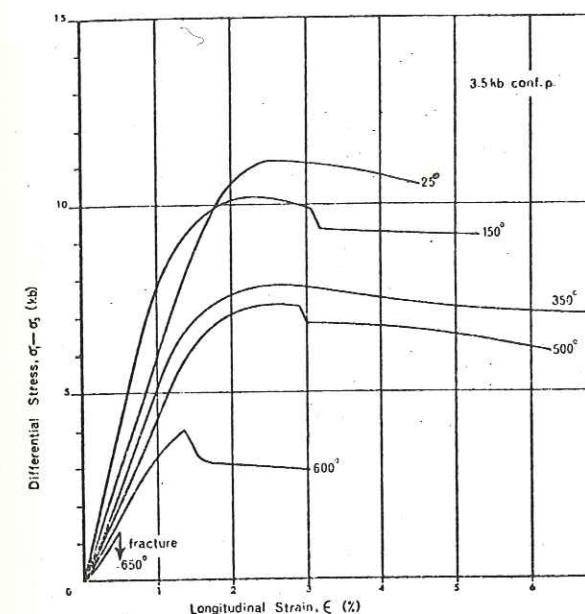
On peut penser que le premier effet de l'élévation de température est d'amollir le matériau et de faire baisser son degré de fragilité, exactement comme le fait l'augmentation de la pression latérale. Ceci se vérifie pour des températures assez peu élevées (fig. 71, 72 et 73).

Les résultats obtenus par RALEIGH et PATERSON (fig. 73) sur la serpentinite sont très intéressants. Contrairement à ce que l'on pouvait croire, la fragilité réapparaît pour des températures élevées. La rupture à 700° (fig. 73) de la serpentinite présente bien toutes les caractéristiques d'une rupture fragile de type Ia. Les auteurs décrivent parfaitement des ruptures de type Ib ($\theta > 500^\circ\text{C}$) et IIa ($\theta < 500^\circ\text{C}$) pour une pression latérale constante de 5 kbars.

Ce phénomène paradoxal, qui pourrait expliquer certains séismes profonds, provient du fait que dans de telles conditions de température et de pression, des

RALEIGH AND PATERSON

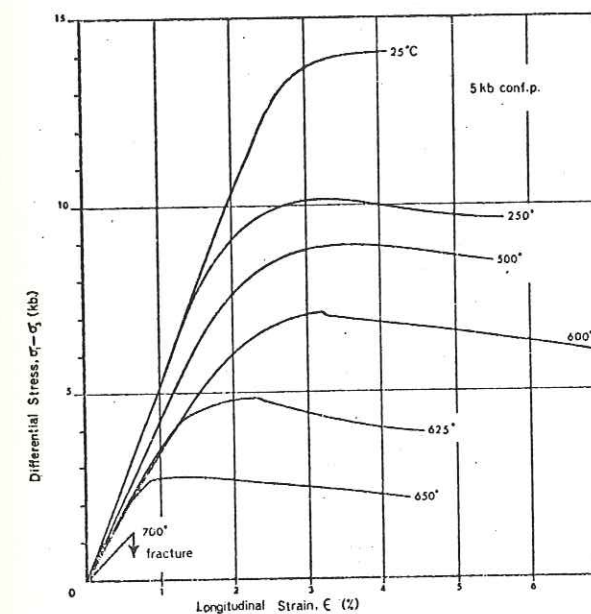
Fig. 73



Stress-strain curves at various temperatures and 3.5 kb confining pressure for Cabramurra serpentinite.

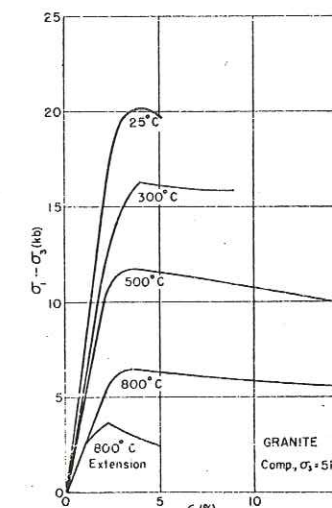
DEFORMATION OF SERPENTINITE

Fig. 73bis



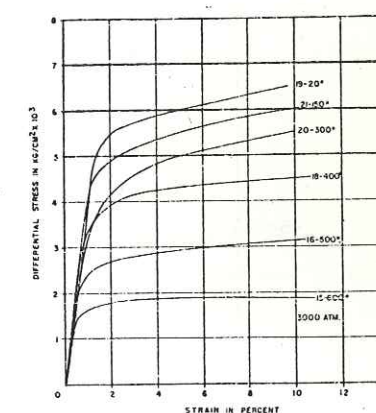
Stress-strain curves at various temperatures and 5.0 kb confining pressure for Tumut Pond serpentinite.

Fig. 71



Stress-strain curves of granite, tested in compression except as noted; 5 kb confining pressure (in GRIGGS et al. 1960)

Fig. 72



Compression stress-strain curves at various temperatures, 3000 atmospheres confining pressure Experiment number and temperature °C indicated.

in HEARD (1960)

RALEIGH AND PATERSON

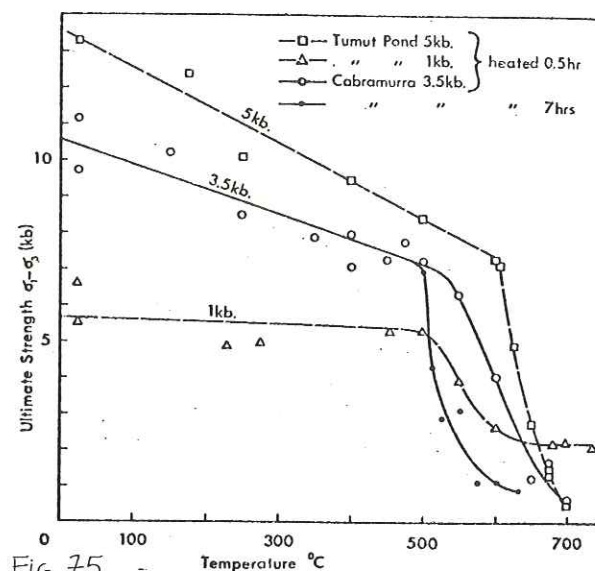


Fig. 75 - Ultimate strength of antigorite-chrysotile serpentinites at various confining pressures as a function of temperature. Heating times from 1/2 hr to 7 hr.

HEARD (1960)

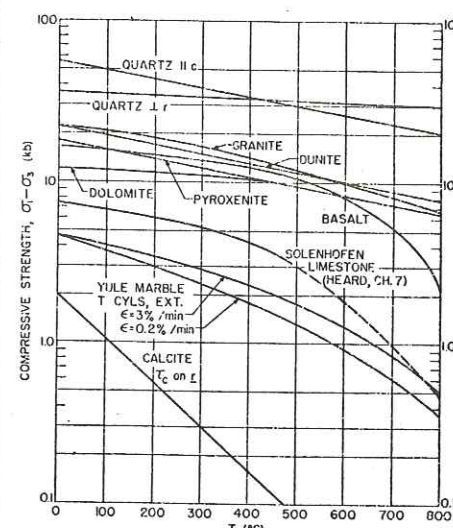


Fig. 74 - Strength of rocks and minerals at 5 kb

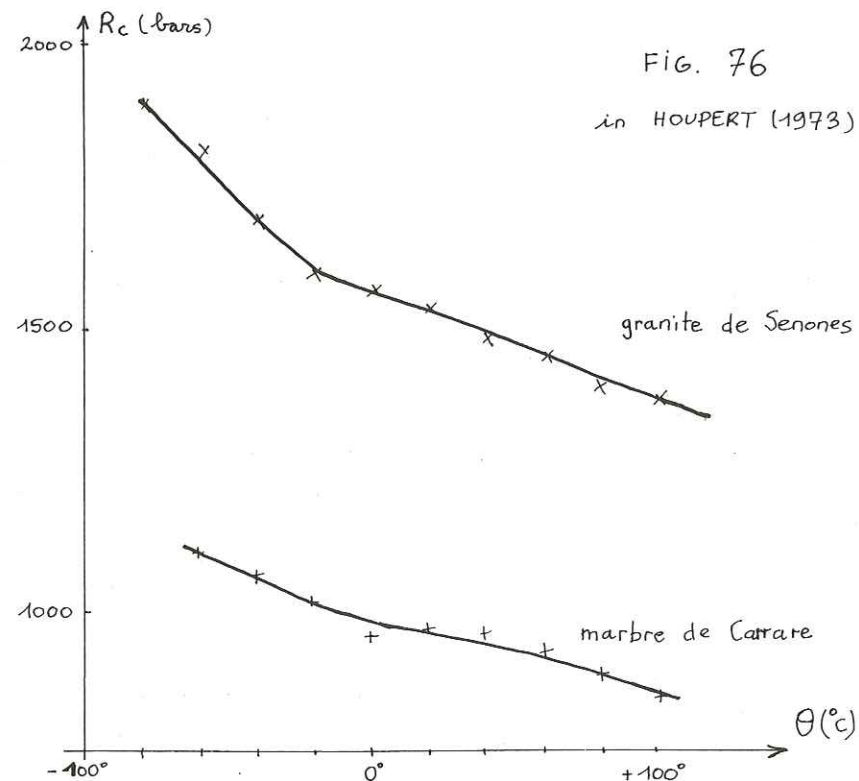


Fig. 76

in HOUPERT (1973)

réactions chimiques de déshydratation commencent à se produire. A la limite, ce n'est plus la même roche que l'on essaie. Nous verrons d'ailleurs plus loin quelles explications de phénomène ont été proposées.

On peut naturellement se demander si ce type de fragilisation sous hautes températures est général pour toutes les roches, ou particulier à la serpentinite. Pour répondre à cette question, il faudrait disposer d'autres résultats expérimentaux très complets, à de très hautes températures et pressions, ce qui n'est pas encore le cas à l'heure actuelle. Il nous semble que le phénomène doit être le même dans l'absolu : au-delà d'une certaine température, des changements physiques et chimiques se produisent pour toutes les roches. Pour la serpentinite, à cause d'une composition chimique particulière, le phénomène apparaît à une température relativement basse et détermine la singularité tectonique de cette roche.

V,4 - COMPARAISON DES EFFETS DU DEGRÉ DE SATURATION, DE LA PRESSION ET DE LA TEMPÉRATURE.

On ne peut pas comparer rigoureusement le degré de saturation, qui est un paramètre physique de la roche, avec la pression et la température qui sont des paramètres de l'essai. Mais il est intéressant de comparer leurs effets sur le comportement des matériaux.

Parmi les paramètres déduits des courbes contrainte-déformation nous retiendrons les quatre suivants :

- la résistance maximale
- le degré de fragilité en contraintes
- la déformation de pic
- le module d'élasticité

Dans nos essais sur l'argile et dans les essais sur les roches que nous avons rassemblés, le module d'élasticité varie toujours dans le même sens que la résistance maximale, quelles que soient les conditions d'essai. Par ailleurs, le degré de fragilité et la déformation de pic varient toujours en sens inverse.

Il ne nous reste donc que deux paramètres indépendants parmi les quatre précédents, que nous choisirons arbitrairement comme étant :

- la résistance maximale
- le degré de fragilité.

Si l'on examine les effets des variations du degré de saturation, de la pression et de la température (en ne considérant que des températures telles que le matériau conserve le même état physico-chimique) sur ces deux paramètres, on constate que :

- l'augmentation du degré de saturation diminue la résistance du matériau et rend son mode de rupture plus ductile;

- l'augmentation de la pression latérale augmente la résistance du matériau et rend son mode de rupture plus ductile,

- l'augmentation de la température diminue la résistance du matériau et rend son mode de rupture plus ductile.

On peut donc dire que le degré de saturation en fluide et la température dans une certaine gamme jouent un rôle tout à fait semblable vis-à-vis des modes de rupture des matériaux cohérents.

CHAPITRE SIX

L'ORIENTATION DE LA FISSURATION COMMENCANTE.

L'observation du système de fissuration de l'argile de Vallauris, au cours d'essais de compression simple, brésilienne ou triaxiale, nous a permis d'établir une classification en quatre types de rupture. Nous avons vu par ailleurs que les résultats sur l'argile de Vallauris étaient parfaitement comparables à ceux obtenus sur les roches. Dans le but d'étendre la classification à tous les matériaux cohérents, nous avons voulu d'abord quantifier les termes qui nous ont permis de l'établir de façon jusqu'ici très empirique.

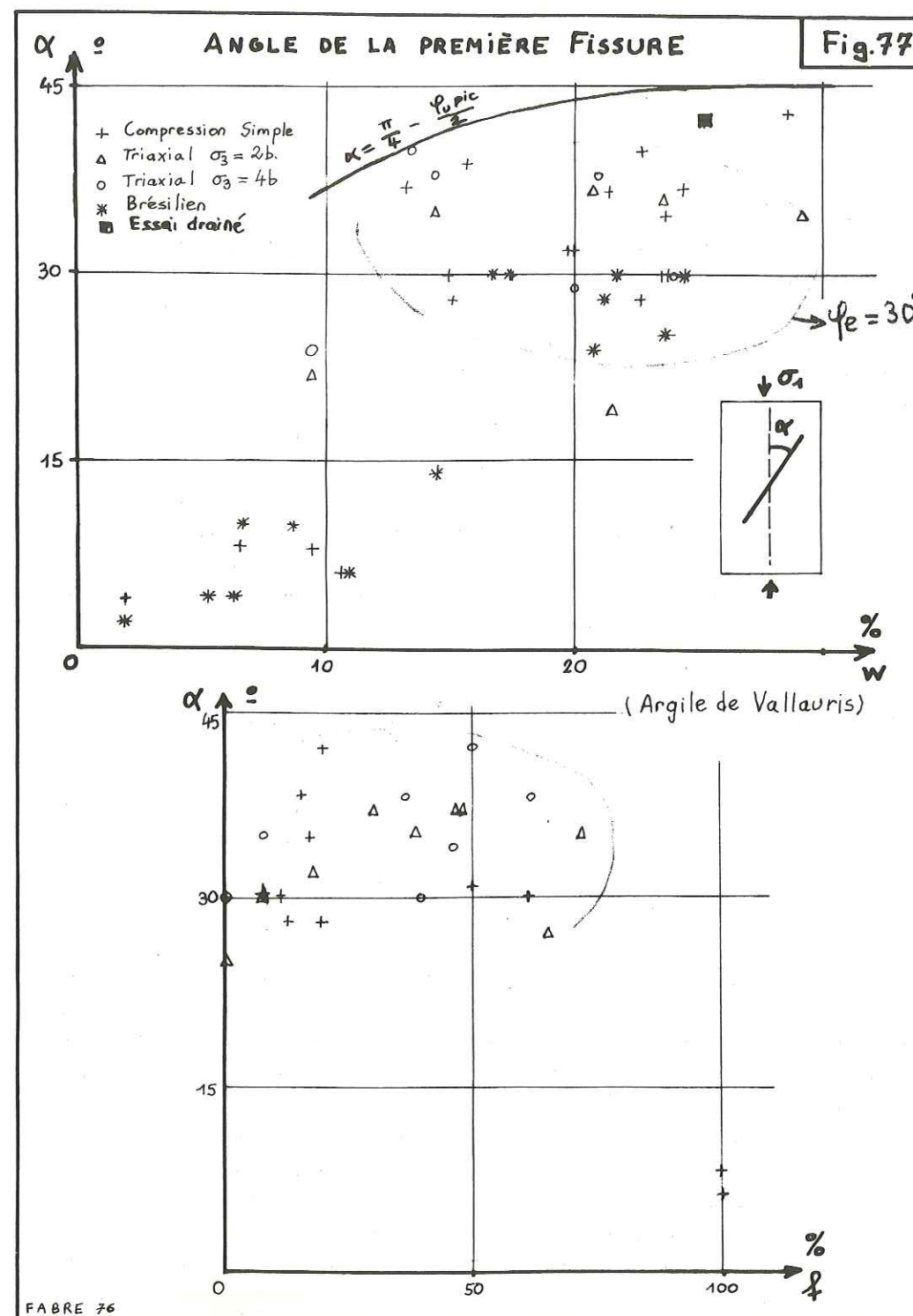
Elle repose pour l'instant sur l'inclinaison et le nombre des fissures qui se sont créées dans le matériau au cours de l'essai. Tout de suite, il nous est apparu que l'inclinaison de la fissure critique pouvait prêter à une mesure assez précise, par ailleurs intéressante à comparer aux valeurs théoriques rappelées au chapitre premier. En revanche, la notion de densité de la fissuration nous a paru très complexe et difficile à quantifier. Il reste là un vaste domaine que nous avons bien conscience d'avoir laissé de côté.

VI,1 - LA MESURE DE L'ANGLE DE LA FISSURE CRITIQUE AVEC LA DIRECTION DE LA CONTRAINTE PRINCIPALE MAJEURE.

Nous avons appelé α la mesure de l'angle que fait, dans un plan contenant σ_1 et perpendiculaire à la fissure, la trace de celle-ci avec la direction de σ_1 . La mesure de l'angle α est relativement précise lorsque les plans de rupture sont bien individualisés. Nous avons utilisé deux techniques différentes :

- la première était pratiquée après l'essai : l'échantillon est enveloppé de papier calque sur lequel on dessine la trace du, ou des plans de rupture. L'échantillon est encore à peu près cylindrique et la mise à plat du calque donne une ou plusieurs lignes, dont il est facile de mesurer l'inclinaison maximale β par rapport à la base du cylindre. On a : $\alpha = \frac{\pi}{2} - \beta$.

La précision de la mesure doit tenir compte des erreurs de mesure, mais aussi des variations de direction des plans de rupture (en général très faibles dans les essais de compression simple et triaxiale). Elle est assez bonne lorsque le plan de rupture à mesurer est unique (type Ia et Ib). Nous avons estimé l'incertitude absolue à 3° dans ce cas. Lorsque plusieurs plans de rupture sont présents dans l'échantillon (types IIa et IIb) la précision est évidemment moindre. Dans ce cas, l'in-



certitude a été estimée à 5°.

- la seconde était possible lorsque nous disposions de photographies des échantillons. Nous avons photographié les échantillons à divers stades de la déformation. Les observations de ces photos confirment que les microfissures se développent en gardant pratiquement la même direction. Après l'essai, on photographie à nouveau l'échantillon, en essayant de faire coïncider l'axe de la prise de vue avec une droite horizontale du plan de fissure. La mesure obtenue à partir de ce cliché ne donne finalement pas une précision supérieure à celle de la méthode précédente, mais toutes les photos sont utiles pour étudier le développement du système de fissures, particulièrement dans le cas des ruptures ductiles (groupes IIA et IIB).

VI,2 - RESULTATS EXPERIMENTAUX.

Nos résultats sur l'argile de Vallauris sont présentés sur la figure 77. Deux groupes peuvent être clairement individualisés : les ruptures fragiles correspondent à un angle α inférieur à 10° , et sont obtenues pour les faibles valeurs de la teneur en eau dans les essais de compression simple. Toutes les autres mesures donnent des angles supérieurs à 25° . Il n'y a aucune mesure entre 10° et 25° . Le groupe des ruptures fragiles de type Ia est donc nettement individualisé et il n'y a pas, semble-t-il, de comportement transitoire entre les types Ia et Ib, au moins du point de vue de l'angle.

Ce résultat sur notre argile ne serait donc pas en accord avec ceux de BRACE (1964) sur plusieurs roches, qui note : "l'angle d'inclinaison de la fracture par rapport à la direction de la contrainte principale majeure varie continûment de 0 à environ 30°. En conséquence, les ruptures par traction et par cisaillement ne seraient pas deux types différents de rupture des roches, comme on le croit souvent, mais simplement deux types d'une série continue" (p. 164).

La discussion sur cette opinion de BRACE nous semble vaine, dans la mesure où l'on dispose de très peu de mesures dans la zone intermédiaire : dans les essais de BRACE (voir annexe), toutes les valeurs pour les essais de compression sont supérieures à 13° et se situent plutôt dans la zone $20-30^\circ$. Les mesures faites par d'autres auteurs (GRIGGS (1960), HEARD (1960) et RALEIGH (1965)) donnent des valeurs presque toutes situées dans l'intervalle $(20^\circ-40^\circ)$.

PATERSON (1958) (fig. 78) donne une courbe obtenue d'après des essais sur du marbre. Il se limite volontairement aux échantillons présentant "des ruptures par cisaillement bien définies". L'angle α augmente notablement avec la pression latérale. On retrouve ce résultat dans les essais répertoriés en annexe pour les roches. Pour notre argile (fig. 77) la dispersion des résultats est assez grande, mais on retrouve également la même tendance.

Les mesures données jusqu'à maintenant correspondent aux fissures macroscopiques, visibles à l'oeil nu sur la surface de l'échantillon.

WAWERSIK et BRACE (1971) ont voulu compléter ces observations par celles

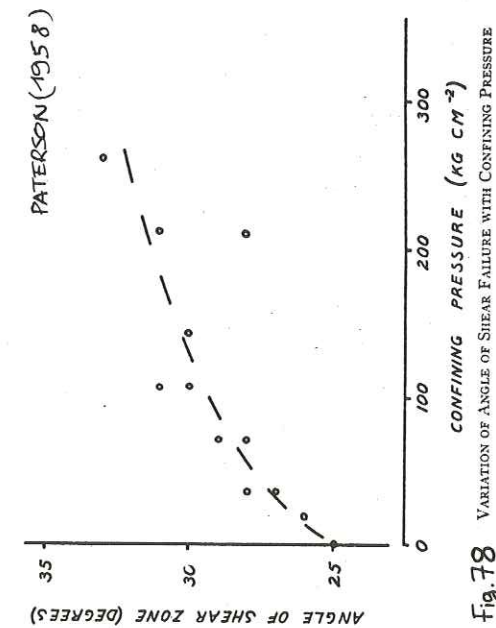


Fig. 78

VARIATION OF ANGLE OF SHEAR FAILURE WITH CONFINING PRESSURE

PATERSON (1958)

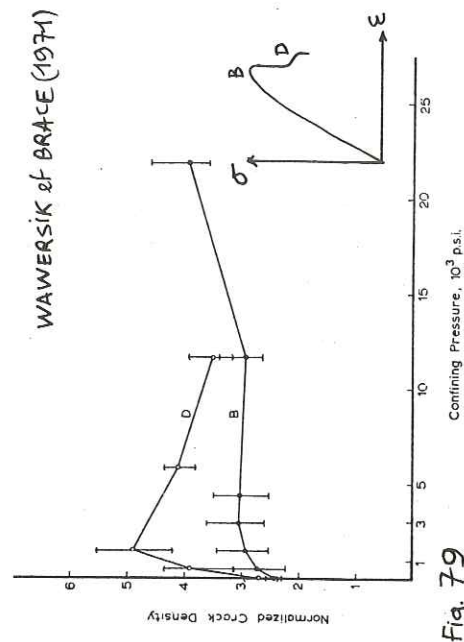


Fig. 79

Normalized crack density in Westerly granite in advanced stages of failure (fracture points B and D; see Fig. 1). Crack density = average number of cracks intersecting a line perpendicular to the direction of greatest compression; normalized crack density = crack density in deformed sample/crack density in undeformed sample (standard)

WAWERSIK & BRACE (1971)

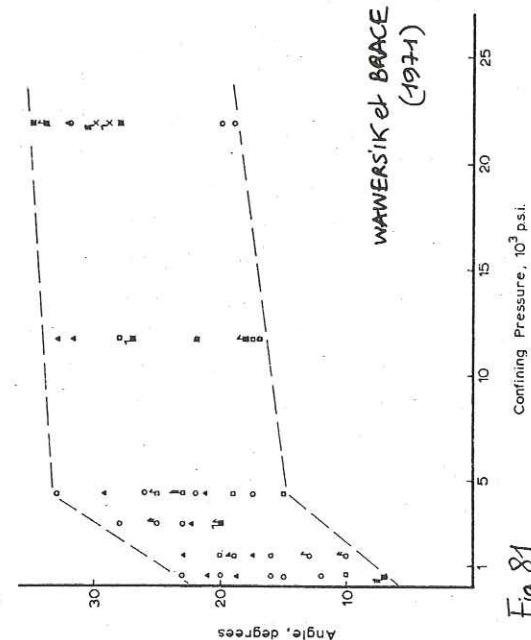


Fig. 81

Orientation of fracture zones and open fractures relative to the direction of greatest compression in Westerly granite

WAWERSIK & BRACE (1971)

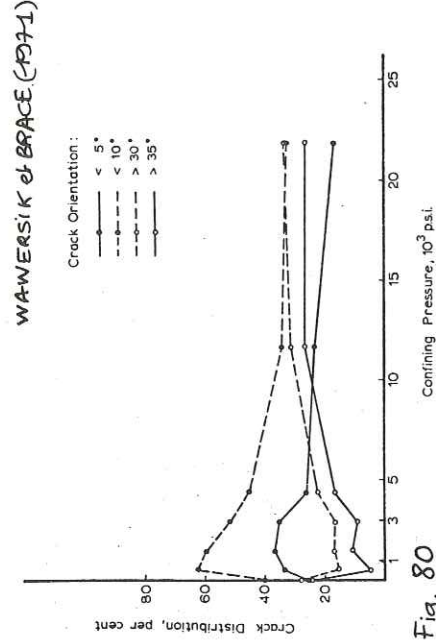


Fig. 80

Angular crack distribution in Westerly granite at fracture point B (Fig. 1) as a function of confining pressure

WAWERSIK & BRACE (1971)

Crack Orientation:
 — < 5°
 - - < 10°
 . . . < 30°
 - . . > 35°

de sections polies. Le matériau d'essai est le fameux granite de Westerly, très utilisé par les mécaniciens des roches américains.

Pour chaque contrainte latérale, plusieurs essais sont arrêtés à des stades de déformation différents. Les sections polies sont examinées au microscope et l'on note la densité des fissures, leur orientation et leur situation par rapport aux limites de grain. Les observations sont faites sur plusieurs (5 à 12) transversales de la section polie, c'est-à-dire suivant des droites horizontales, perpendiculaires au déviateur du triaxial. Les résultats donnés pour plusieurs contraintes latérales permettent aux auteurs de tracer les courbes reproduites sur les figures 79, 80 et 81.

On voit clairement que la densité de fissuration augmente avec la contrainte latérale (fig. 79) et que les fissures peu inclinées sur la direction de σ_1 disparaissent rapidement quand la pression latérale augmente (fig. 80 et 81).

Le phénomène de fissuration quasi parallèle à σ_1 ("slabbing"), qui est souvent responsable de la rupture totale de l'échantillon en compression simple, est un phénomène très particulier qui tend à disparaître rapidement quand la pression latérale augmente. Nous allons voir quelle explication nous pouvons en proposer.

VI,3 - COMPARAISON AVEC LES THEORIES DE LA RUPTURE.

VI,3,1 - La théorie de Mohr.

Nous avons vu au chapitre I que pour un matériau continu et homogène, si l'on admet la concordance entre les plans de facettes où s'exercent les "contraintes critiques" et ceux des premières discontinuités cinématiques ou fissures ("déformations critiques"), on peut tirer de la représentation de Mohr et de la forme de la courbe intrinsèque la valeur théorique de l'angle α .

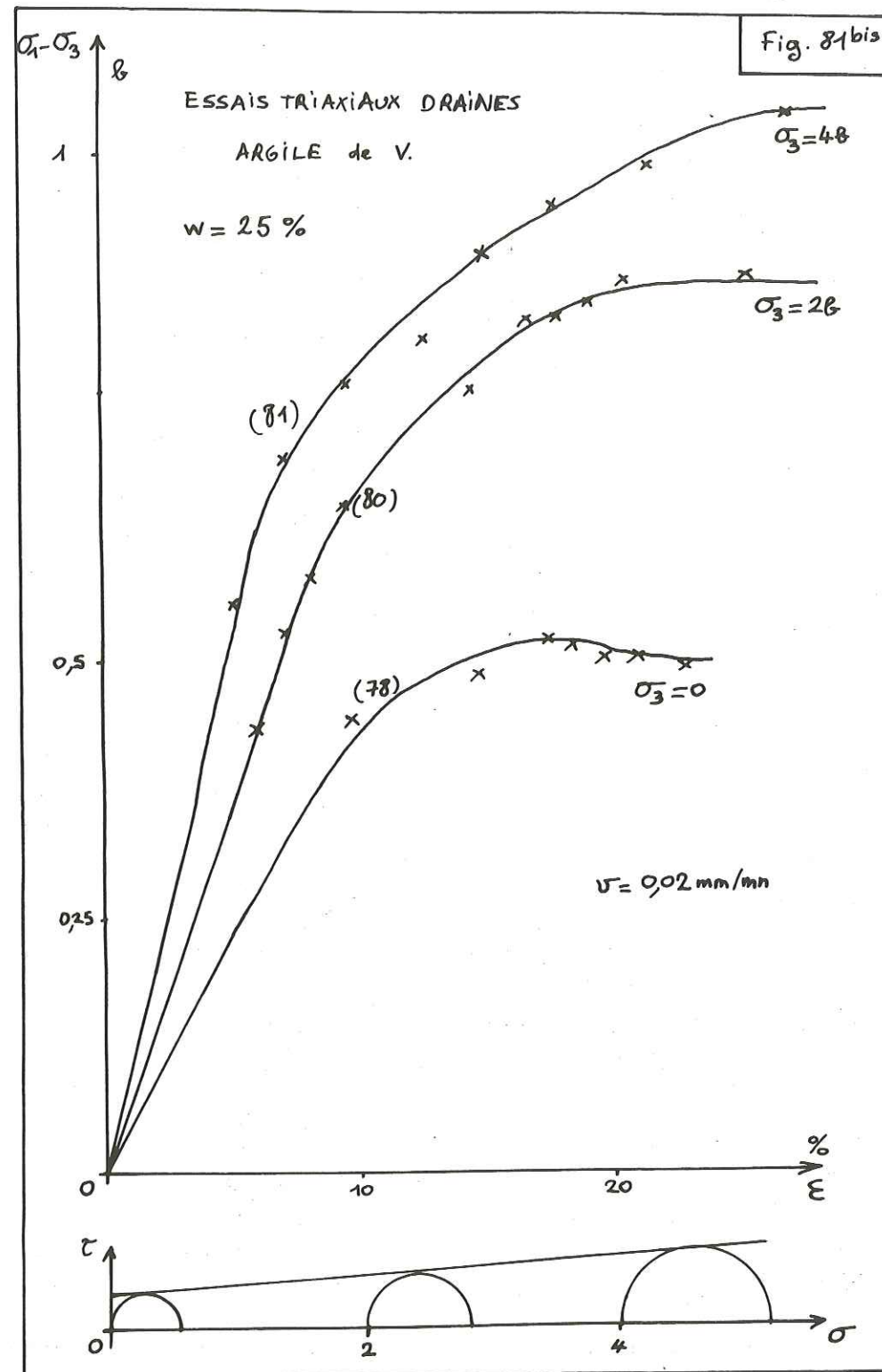
Il vaut mieux utiliser à cet effet la courbe intrinsèque de palier (voir chapitre I). En fait, la comparaison entre l'angle α théorique et l'angle α observé est toujours effectuée à partir des caractéristiques de pic (PATERSON, 1958 ; GRIGGS, 1960 ; HEARD, 1960 ; BRACE, 1964 ; ..).

a)- Si la courbe intrinsèque est une droite (critère de rupture de Mohr-Coulomb) l'angle α vaut :

$$\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$$

On peut obtenir directement ϕ si l'on a suffisamment de points expérimentaux pour tracer la droite de Coulomb. On peut aussi le calculer d'après les valeurs de σ_1 et σ_3 à la rupture. Si l'on est dans le domaine des fortes pressions, on peut même négliger la cohésion C et utiliser la formule simplifiée $\sigma_1/\sigma_3 = \cotg^2 \alpha$ comme le fait GRIGGS (1960).

D'après le critère de Coulomb, l'angle α devrait avoir une valeur constante quel que soit le domaine de sollicitation.



Dans le domaine des compressions, les valeurs observées de l'angle varient légèrement avec la pression latérale, et donc le critère de Mohr-Coulomb est mis en défaut.

Pour les valeurs moyennes de σ_3 , les mesures de l'angle α sont assez bien groupées, quel que soit le matériau cohérent, autour de la valeur $\alpha = 30^\circ$, qui correspond à un angle ϕ moyen de 30° (voir la figure 77 pour l'argile, et la colonne α des tableaux de résultats sur les roches reproduits en annexe).

Dans le domaine des compressions, cette valeur de $\phi = 30^\circ$ est une valeur moyenne plausible de l'angle de frottement interne déduite de la courbe intrinsèque de nombreuses roches.

Pour l'argile de Vallauris, elle dépasse largement les valeurs déduites des courbes intrinsèques de pic. Sur la figure 77, la courbe tracée en traits forts correspond à la valeur théorique de α . On constate qu'elle est toujours située au-dessus des valeurs observées. Si nous avions tracé les courbes intrinsèques de palier, les résultats seraient peu différents des précédents.

Cette divergence est délicate à expliquer. Elle pose la question de savoir quel angle ϕ on doit mettre dans la formule $\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$ pour comparer théorie et expériences. MORGENSTERN et TCHALENKO optent pour l'angle vrai de Hvorslev (p. 320). Dans leur étude, ils le supposent égal à l'angle de frottement déduit d'une courbe intrinsèque de pic construite à partir d'essais drainés. Avec cette valeur, l'accord entre théorie et essais est correct.

Nous n'avons effectué d'essais drainés que pour quelques teneurs en eau (voir annexe). La seule courbe intrinsèque que nous ayons obtenue (fig. 81bis) correspond à $w = 25,5\%$. Elle donne un ϕ de 4° (à cette teneur $\phi = 0^\circ$ pour les essais non drainés : fig. 58). Pour les plus faibles teneurs en eau les essais drainés ne sont pas possibles puisque l'échantillon n'est plus saturé. Il est probable que des essais à vitesse lente nous auraient donné des angles de frottement supérieurs à ceux des courbes intrinsèques des figures 58 et 59. Tout ce que nous pouvons dire c'est que l'angle ϕ de la formule $\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$ n'est pas l'angle ϕ déduit de la courbe intrinsèque sur des essais à vitesse rapide.

D'après TCHALENKO (page 1634), un ϕ_e de 20 à 30° n'est pas impossible avec une argile telle que la nôtre.

Pour les très fortes valeurs de σ_3 , la mesure de l'angle est plus délicate à obtenir, puisque de très nombreuses fissures se créent dans l'échantillon. Cela explique que, dans les tableaux reproduits en annexe, on ne trouve pas d'indication dans la colonne α , en face des essais sous fortes pressions.

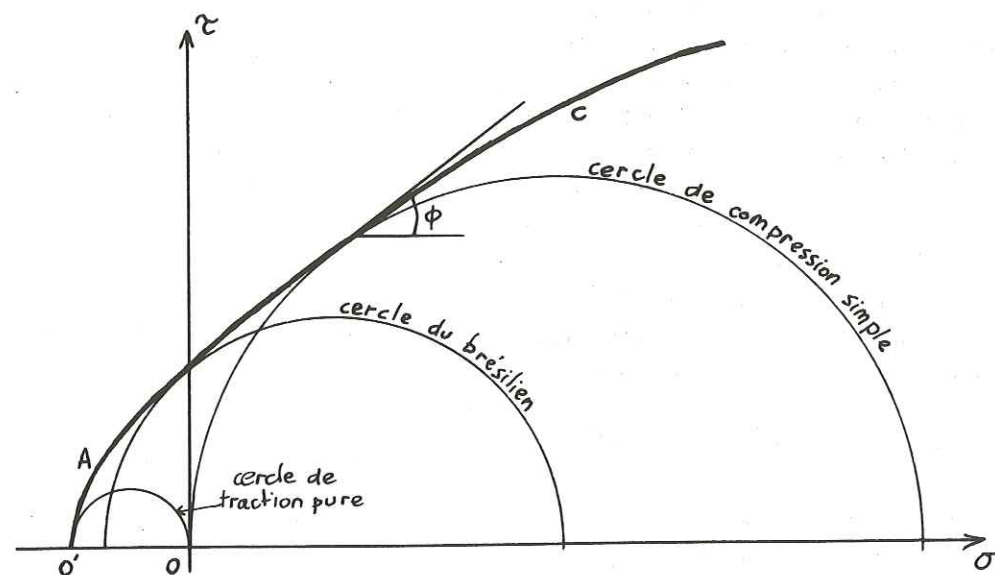
Pour les faibles compressions latérales et pour les essais en traction (cercles de Mohr entièrement ou partiellement à gauche de l'axe des τ : fig. 82) le critère de Mohr-Coulomb est complètement en défaut puisque, dans ce cas, les expériences conduisent à des ruptures pratiquement parallèles à la direction de σ_1 et donc à un angle α voisin de 0° . Cela correspondrait à une valeur de ϕ de 90° , que n'indique jamais la droite de Coulomb, et qui n'aurait d'ailleurs pas de sens physique.

b)- Si la courbe intrinsèque est une parabole (critère de Mohr-Cauchy) la

relation théorique $\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$ est encore valable, à condition de prendre pour ϕ l'angle de la tangente à la parabole au point d'abscisse considéré. L'angle ϕ est variable, il décroît lorsque σ_3 augmente, ce qui correspond bien aux valeurs de α croissantes, observées sur les éprouvettes de roches et d'argiles dans le domaine des fortes compressions.

Dans le domaine des tractions, la pente de la tangente à la parabole devient très forte. Pour le point de tangence avec le cercle de traction pure (fig. 82) elle est même parfaitement verticale, ce qui correspond évidemment à la valeur $\alpha = 0^\circ$ observée dans les expériences. Pour les tractions composées, on pourrait étendre le domaine de concordance entre théorie et expérience à un petit morceau d'arc de parabole, comme l'arc OA de la figure 82.

FIGURE 82



Mais à partir d'un certain type de traction composée et jusqu'aux faibles compressions, les angles théoriques déduits de la courbe intrinsèque ne correspondent absolument pas avec ceux que l'on observe dans les essais, qu'ils soient drainés ou non drainés. Prenons l'exemple de la compression simple : le point de tangence entre le cercle de Mohr correspondant et la courbe intrinsèque parabolique est le point N de la figure 82. La valeur théorique déduite de la pente de la tangente en N donnera un angle α d'au moins 20° , alors que, dans la majorité des cas, l'échantillon de roche écrasé en compression simple se brisera suivant la direction de la contrainte principale ($\alpha = 0^\circ$).

Cette observation conduit donc à remettre en cause les hypothèses de la théorie, au moins pour un domaine de contrainte correspondant à l'arc AC de la courbe intrinsèque (fig. 82).

VI,3,2 - Théorie de Griffith.

Nous avons vu (chapitre I) que la théorie de Griffith donnait également des indications sur l'orientation de la fissure critique :

Dans le domaine des tractions la théorie indique que la fissure critique est parallèle à la direction de σ_1 . Ceci est bien vérifié expérimentalement.

En compression simple, l'inclinaison critique est de 30° dans la théorie de Griffith initiale, quel que soit le matériau. La théorie modifiée par MAC-LINTOCK et WALSH paraît plus fine, puisqu'elle introduit une caractéristique de frottement propre au matériau. Dans les deux cas, α est autorisé à diminuer lorsque la pression latérale augmente, ce qui correspond à la réalité des phénomènes dans le domaine des moyennes et fortes pressions latérales. Mais, comme précédemment, la théorie n'est pas vérifiée pour les roches dans le domaine des faibles compressions.

VI,4 - ESSAI DE BILAN.

Il est difficile de chercher à comparer deux théories dont les objets sont différents :

- la théorie de Griffith est supposée décrire l'initiation de la fissuration, qui est une notion difficile à préciser sans moyens d'observations très précis.
- la théorie de Mohr correspond à un seuil de plasticité parfaite dont on peut chercher une image dans le palier de la courbe contrainte-déformation, encore que, dans bien des cas, celui-ci n'ait pas grand chose à voir avec la plasticité parfaite (frottement face sur face de deux morceaux d'éprouvette ...).

Il faut regretter par ailleurs que les comparaisons avec les théories soient presque toujours faites avec les valeurs de pic de la courbe contrainte-déformation. Il nous paraît intéressant de tracer chaque fois que possible les trois courbes intrinsèques de la figure 83 (première fissure, pic, palier). En prenant cette précaution, on pourra peut-être affiner les comparaisons entre théorie et expérience. Pour l'instant on peut constater que l'approche microscopique de Griffith et l'approche plus macroscopique de Mohr convergent dans certains domaines. Dans d'autres elles paraissent toutes deux inadaptées. Examinons cas par cas ces différents domaines.

a)- Dans le domaine des fortes compressions.

Les résultats expérimentaux s'accordent assez bien avec les théories. La théorie de Mohr, dans l'hypothèse Mohr-Caquot, et la théorie de Griffith modifiée décrivent le phénomène de variation de l'angle de la première fissure critique avec la direction de la contrainte principale σ_1 .

b)- Dans le domaine des tractions.

Nous n'avons pas effectué d'essais dans ce domaine. Le critère de Mohr-Caquot ne pourrait s'appliquer qu'à la traction pure, mais il semble qu'il ne doive

Figure 83 : LES TROIS COURBES INTRINSÈQUES

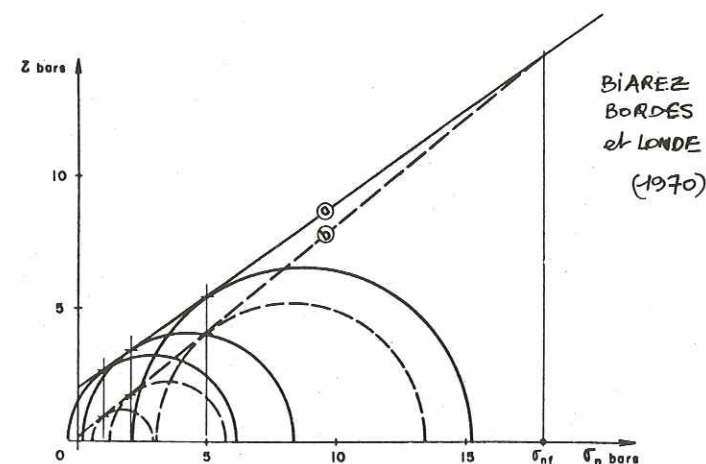
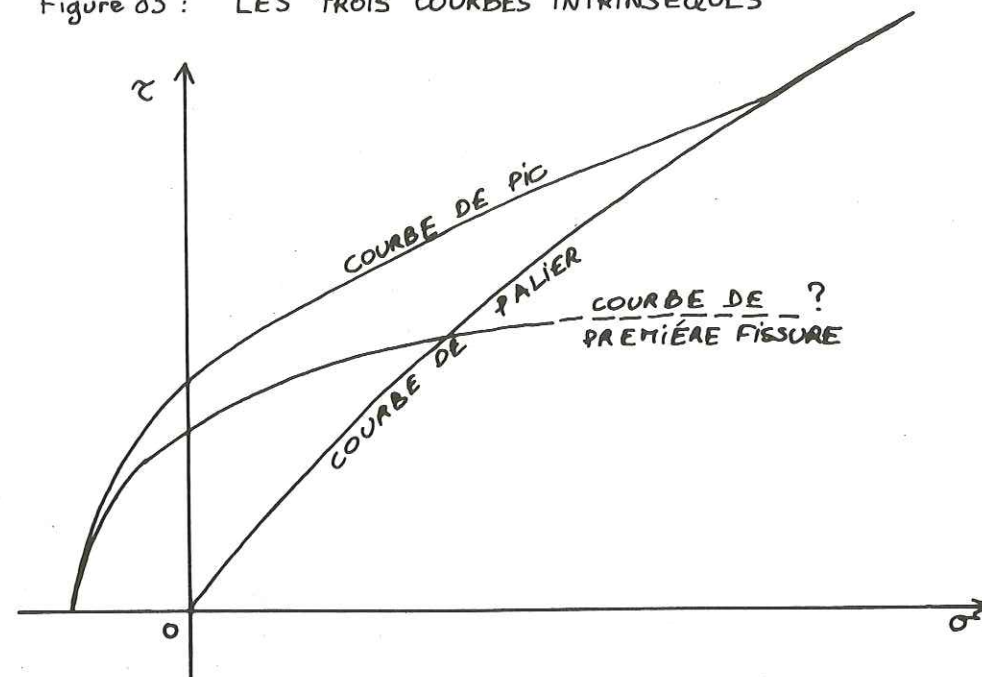


Fig. 3

Fig. 83 bis : Cisaillement direct, courbes intrinsèques. $\sigma_c = 50$ bars, $w = 7,4\%$.
 (a) enveloppe relative au pic.
 (b) enveloppe relative au palier.

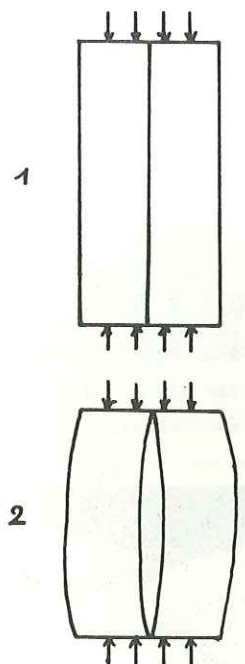
s'agir que d'une coïncidence. La théorie de Griffith paraît mieux adaptée : elle indique bien que la fissure critique est parallèle à la direction de la contrainte principale. D'autre part, la résistance ultime qu'elle prévoit (que l'on peut confondre ici avec la contrainte à l'apparition de la première fissure) concorde à peu près avec les résultats expérimentaux (BRACE 1964, p. 153).

c)- Dans le domaine intermédiaire (faibles compressions).

Du point de vue de l'angle α , aucune des deux théories n'est en accord avec les résultats expérimentaux. En particulier ni l'une, ni l'autre n'explique la valeur nulle de α généralement observée dans les essais de compression simple.

Tout se passe ici comme si l'échantillon se brisait par traction selon la direction de σ_3 . Il nous semble que ce mode de rupture pourrait être analogue au flambage. Considérons en effet une éprouvette fendue parallèlement à σ_1 dans toute sa longueur. Il est clair que dans le cas d'une compression simple, la force qui applique les deux parties l'une contre l'autre est très faible. Si l'on écrase l'échantillon, les deux parties auront tendance à se tordre vers l'extérieur comme deux poutres de grandes dimensions. La fissure centrale aura donc tendance à s'ouvrir. Naturellement, ce phénomène disparaîtra dès que la contrainte latérale sera suffisante pour maintenir le frottement des deux parties, ou alors si l'échantillon est vraiment très peu élastique. C'est bien ce que l'on observe dans les essais. Peut-être n'est-il pas nécessaire d'avoir une fissure axiale traversant tout l'échantillon pour que ce phénomène se manifeste.

On peut également proposer une autre explication un peu moins intuitive que la précédente mais qui la rejoint sur le fond : dans un essai de compression simple le frettage des têtes et les défauts de l'échantillon sont susceptibles d'introduire des contraintes parasites qui rendent l'essai tout à fait inhomogène. La distribution des contraintes dans l'échantillon est loin d'être aussi simple que ne le voudrait la théorie. On peut concevoir qu'il existe en particulier de la traction parasite. Celle-ci peut être responsable de la rupture. Le cercle de compression simple n'est pas le cercle critique, lequel se trouve nettement décalé sur la gauche et peut être tangent à la courbe intrinsèque dans une position beaucoup plus en accord avec la théorie du $(\pi/4 - \phi/2)$ développée plus haut. Lorsque la contrainte latérale augmente, les contraintes parasites deviendraient négligeables et on aurait alors un essai à contraintes quasi homogènes, auquel on pourrait appliquer la théorie. Nous retiendrons finalement que même les essais qui paraissent les plus simples doivent être soigneusement étudiés et critiqués pour la bonne compréhension des phénomènes qui s'y produisent.



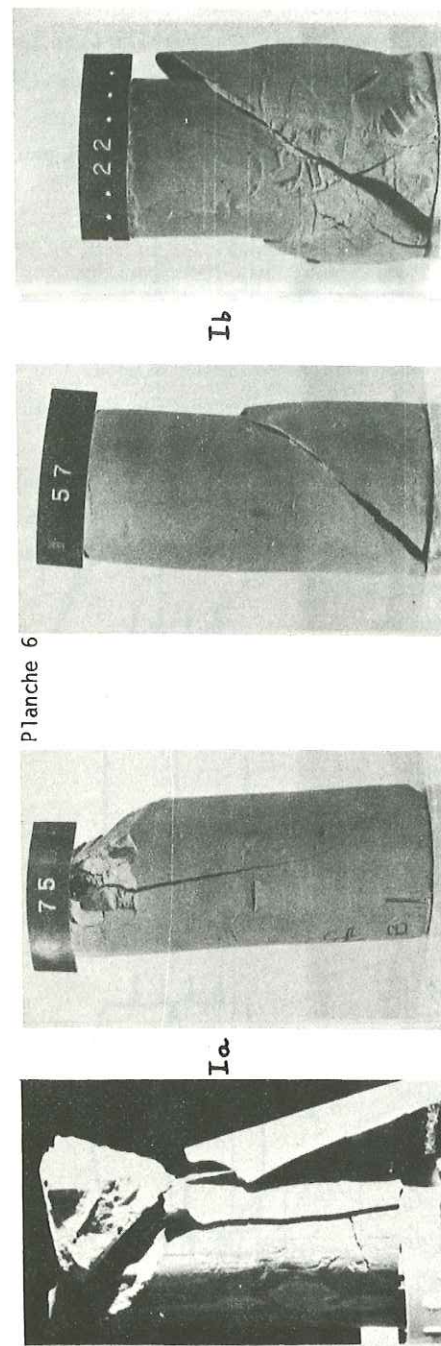


Planche 6

Ib

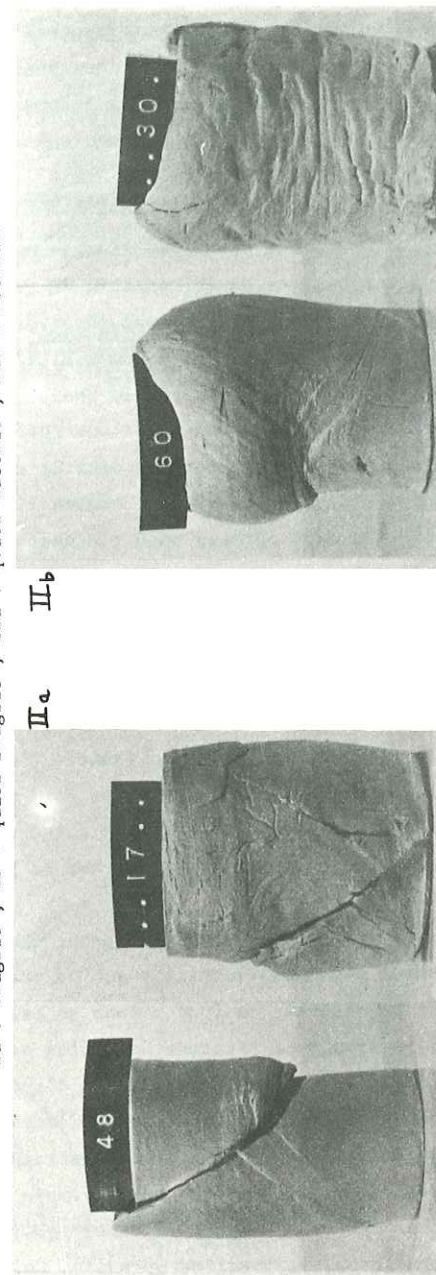
Ia

Modes de rupture :

Ia : fragile ; Ib : quasi-fragile ; IIa : quasi ductile ; IIb : ductile.

IIa

IIb



CHAPITRE SEPT

LES MODES DE RUPTURE DES MATERIAUX COHERENTS

VII,1 - BILAN DES ESSAIS SUR L'ARGILE.

Dans nos essais sur l'argile de Vallauris, le paramètre principal que nous avons fait varier était la teneur en eau w . Le fait que ses variations influent sur le comportement du matériau, de manière très analogue à celles de la pression et de la température sur les roches, justifie à nos yeux l'utilisation de l'argile comme modèle. Les résultats que notre étude apporte pour la rhéologie de l'argile proprement dite sont moindres. Ils complètent néanmoins ceux obtenus par Biarez et Bellier (fig. 85 et 86) sur une argile de propriétés voisines, en particulier dans le domaine du degré de fragilité et de la définition du système de fissuration.

Nous avons résumé l'ensemble de nos résultats en compression simple et au brésilien en un tableau (fig. 87), paramétré horizontalement en indice de consistance et teneur en eau. Les modes de rupture sont illustrés par un schéma et l'allure de la courbe effort-déformation est rappelée dans chaque cas. Les variations des facteurs représentés en ordonnées, sinon leurs valeurs numériques précises, sont variables pour les autres matériaux cohérents, argiles et roches, notamment. Pour tous, la baisse de la teneur en eau et du degré de saturation augmentent notablement les résistances mécaniques, mais aussi la fragilité. En particulier, le matériau sec ne pourra supporter sans fissures les grandes déformations.

En tenant compte également des résultats des essais triaxiaux, nous avons schématisé sur la figure 88 les effets de quatre importants paramètres (la teneur en fluide, la pression de confinement, la température, la vitesse de déformation) sur les courbes effort-déformation. Ces résultats sont valables pour tous les matériaux cohérents. Aussi allons nous chercher à établir de façon plus précise une classification de leurs modes de rupture.

VII,2 - LES PARAMETRES DEDUITS DES COURBES EFFORT-DEFORMATION.

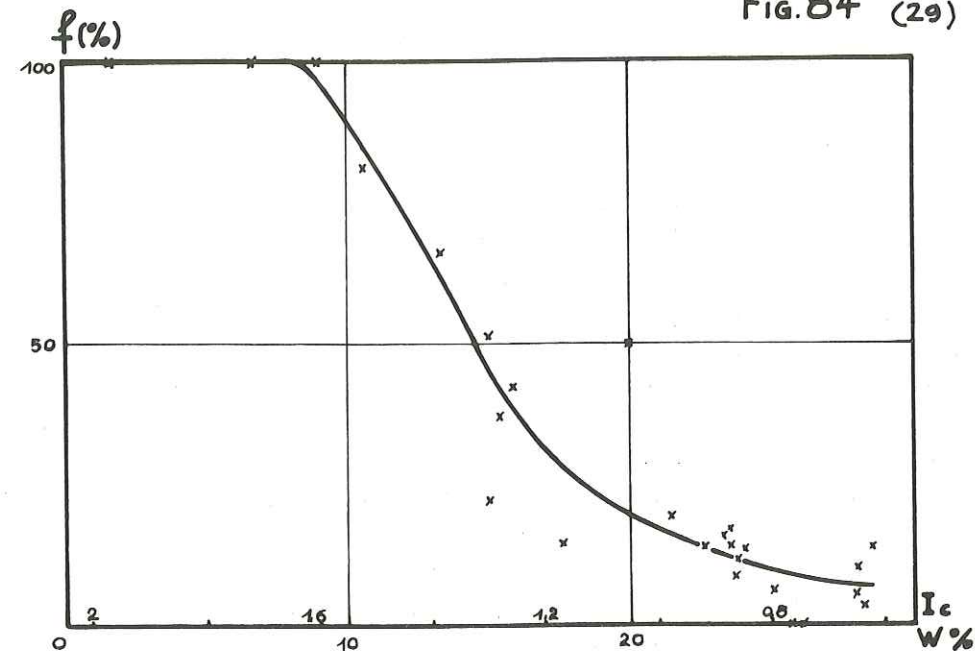
Bien que dépendant largement des conditions de l'essai, et en particulier de la géométrie des éprouvettes, les paramètres déduits des courbes effort-déformation sont intéressants, car ils constituent une sorte de langage commun, valable pour tous les praticiens et utilisateurs de la Mécanique des Roches.

VII,2,1 - La résistance maximale et les caractéristiques élastiques.

La résistance maximale n'est pas un bon paramètre : il est vrai qu'à l'air

CONSISTANCE, RÉSISTANCE ET FRAGILITÉ

Fig. 84 (29)



Argile de Vallauris - Essais de Compression Simple

Fig. 84 bis

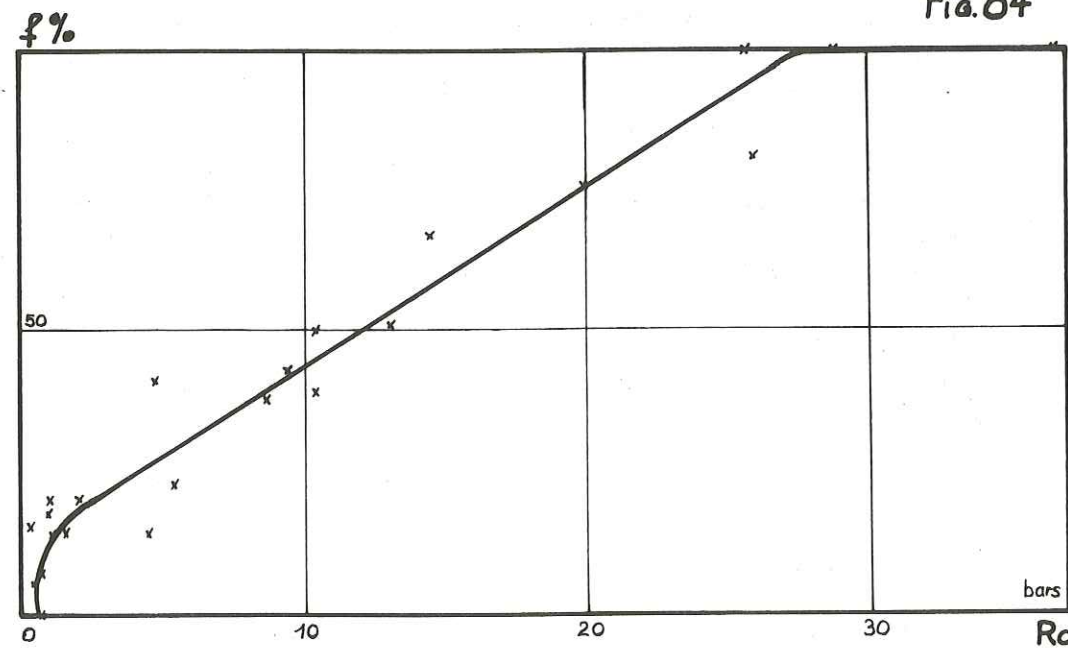


Fig. 86

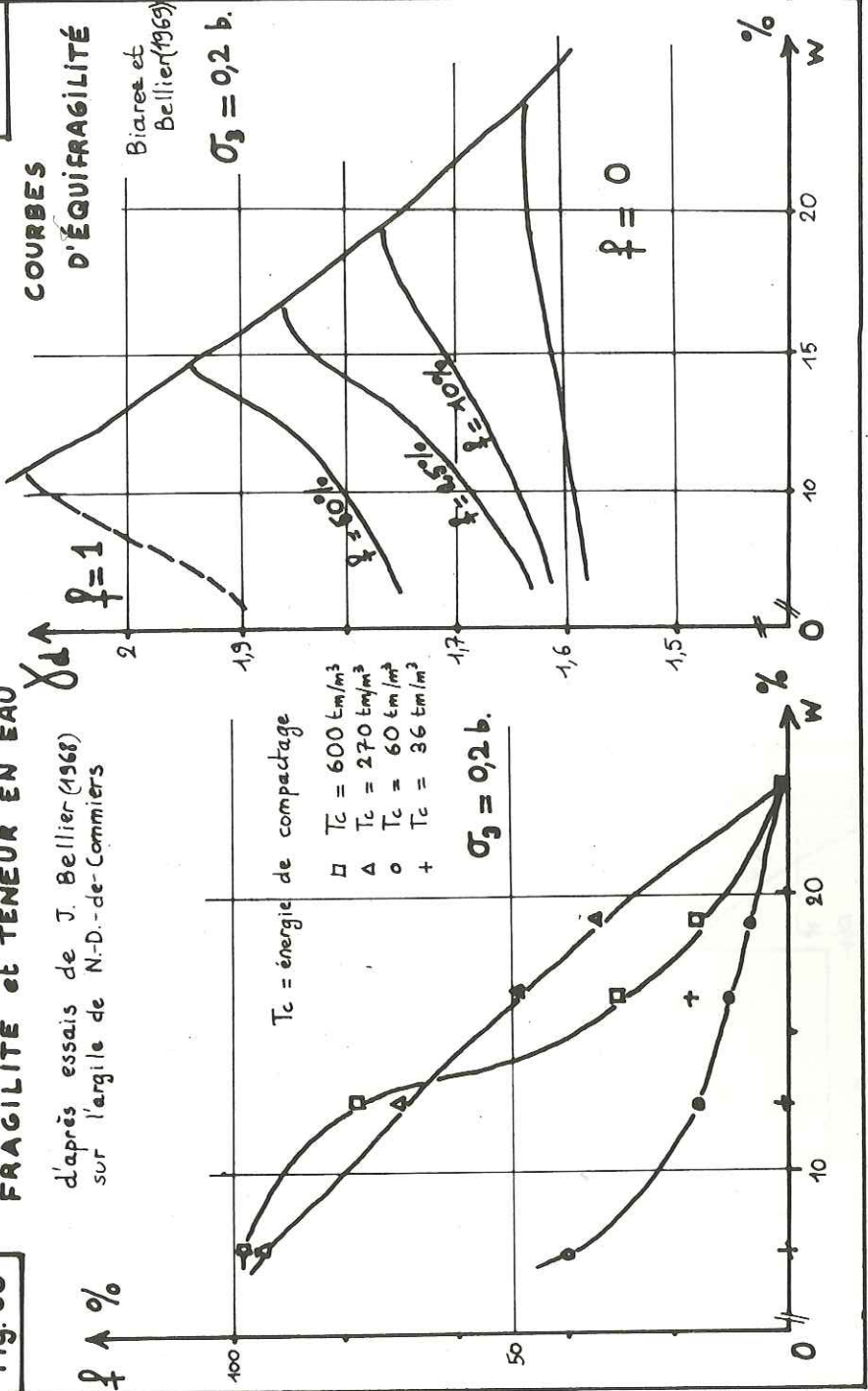


Fig. 85

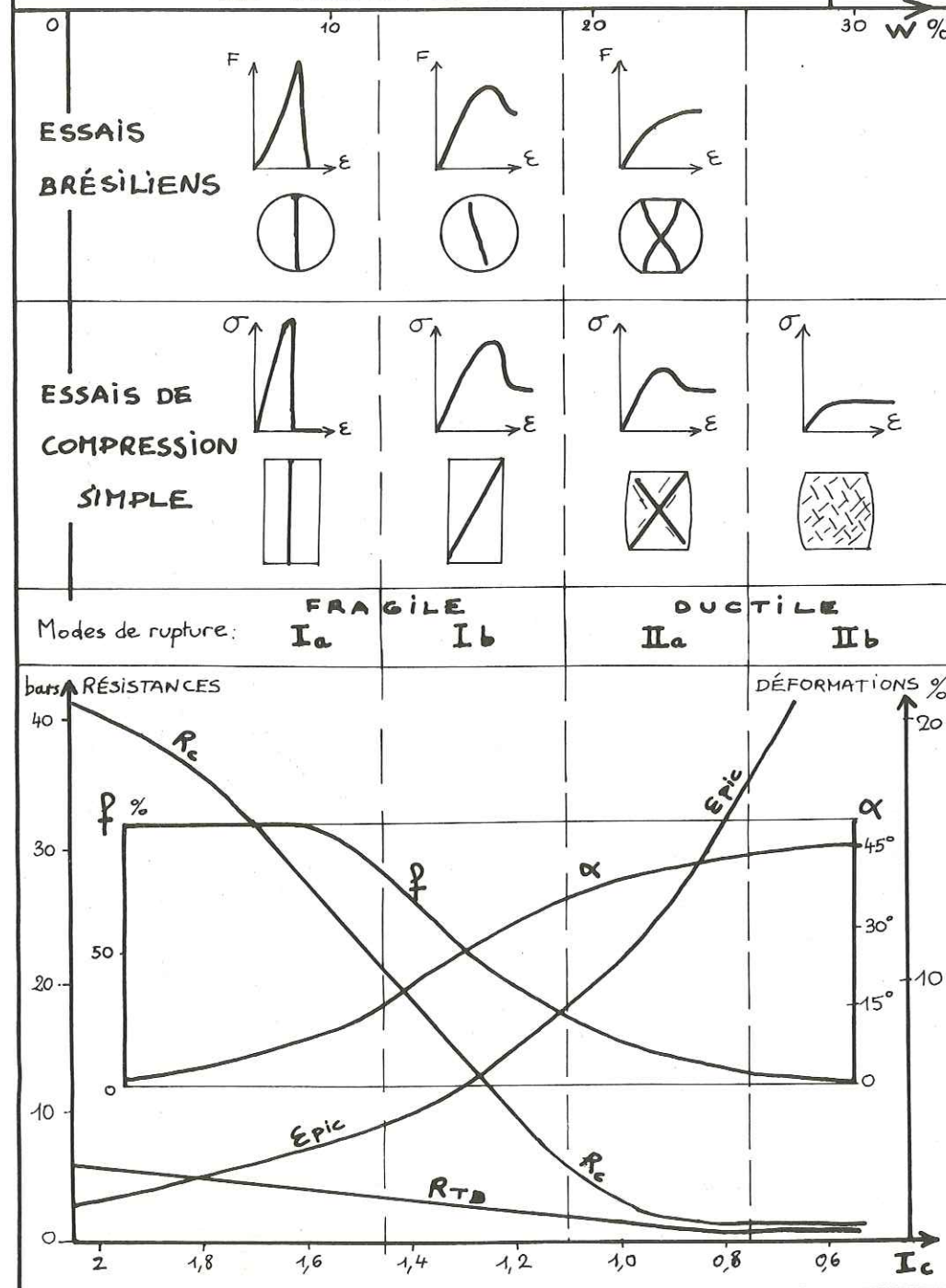
FRAGILITÉ ET TENEUR EN EAU

d'après essais de J. Bellier (1968) sur l'argile de N.D.-de-Commiers

 δ_d δ_d

INFLUENCE DE LA CONSISTANCE SUR LE COMPORTEMENT DE L'ARGILE DE VALLAURIS

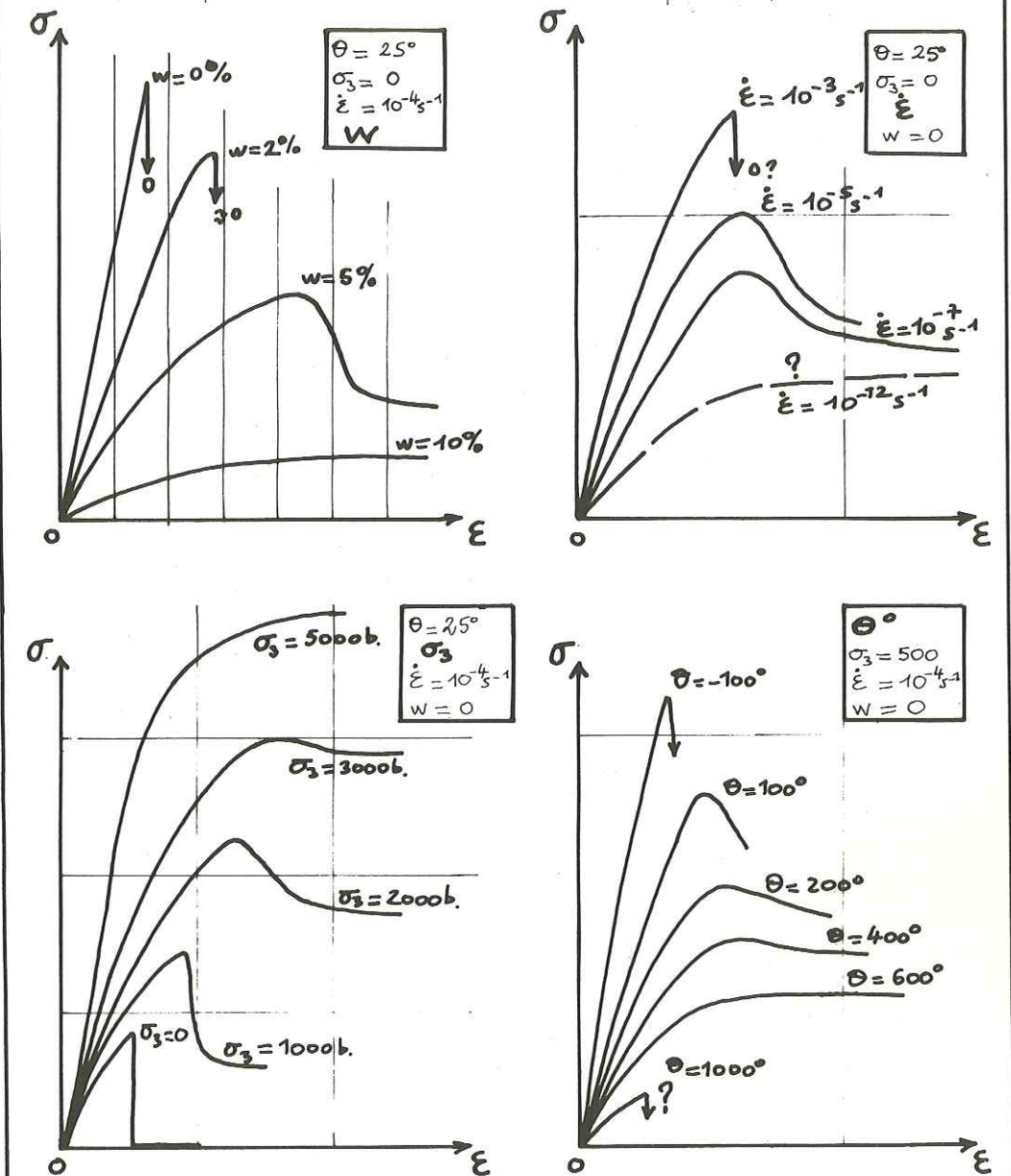
Fig. 87



QUATRE GRANDS PARAMÈTRES

Fig. 88

Influences de la température, de la pression latérale, de la vitesse de déformation et de la teneur en fluide sur les courbes effort-déformation d'un matériau cohérent quelconque.



N.B. : les valeurs numériques sont des ordres de grandeur.

GRIGGS et HANDIN (1960)

CASE	1	2	3	4	5
TYPICAL STRAIN BEFORE FRACTURE OR FAULTING (PERCENT)	<1	1-5	2-8	5-10	>10
COMPRESSION $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$					
EXTENSION $\sigma_3 < \sigma_1 = \sigma_2$					
TYPICAL STRESS-STRAIN CURVES					

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, ARE MAXIMUM, INTERMEDIATE, AND MINIMUM PRINCIPAL STRESSES, RESPECTIVELY.

Fig. 89 Schematic representation of the spectrum from brittle fracture to ductile flow, with typical strains before fracture and stress-strain curves for uniaxial compression and extension. The ruled portions of the stress-strain curves indicate the variation within each case and the overlap between cases 3, 4, and 5.

STAGG et ZIENKIEWICZ

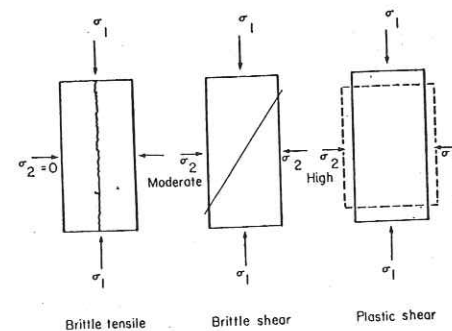


Fig. 89 bis: Modes of failure in rock-like materials

libre, plus un matériau cohérent est résistant, plus il a de chances de donner des ruptures fragiles (fig. 84). Mais, si on le place sous une contrainte latérale forte, nous avons vu que nous aurons simultanément une très grande résistance et une fragilité presque nulle.

Le module d'élasticité n'est pas non plus un très bon paramètre, puisqu'il est fortement influencé par la porosité. Nous ne le retiendrons pas. La limite de proportionnalité serait intéressante, à condition de l'exprimer en pourcentage de la résistance maximale, mais elle est souvent difficile à déterminer avec précision.

VII,2,2 - Les déformations.

Les classifications existantes des modes de rupture des matériaux cohérents sont presque uniquement construites sur les valeurs des déformations au pic de la courbe effort-déformation.

La classification de GRIGGS et HANDIN (1960) a été plusieurs fois reprise. Elle est basée uniquement sur la déformation longitudinale de pic. Les modes de rupture présentés par les auteurs anglo-saxons sont en général au nombre de trois : "brittle", "transitional", "ductile". GRIGGS et HANDIN (fig. 89) introduisent encore deux catégories intermédiaires.

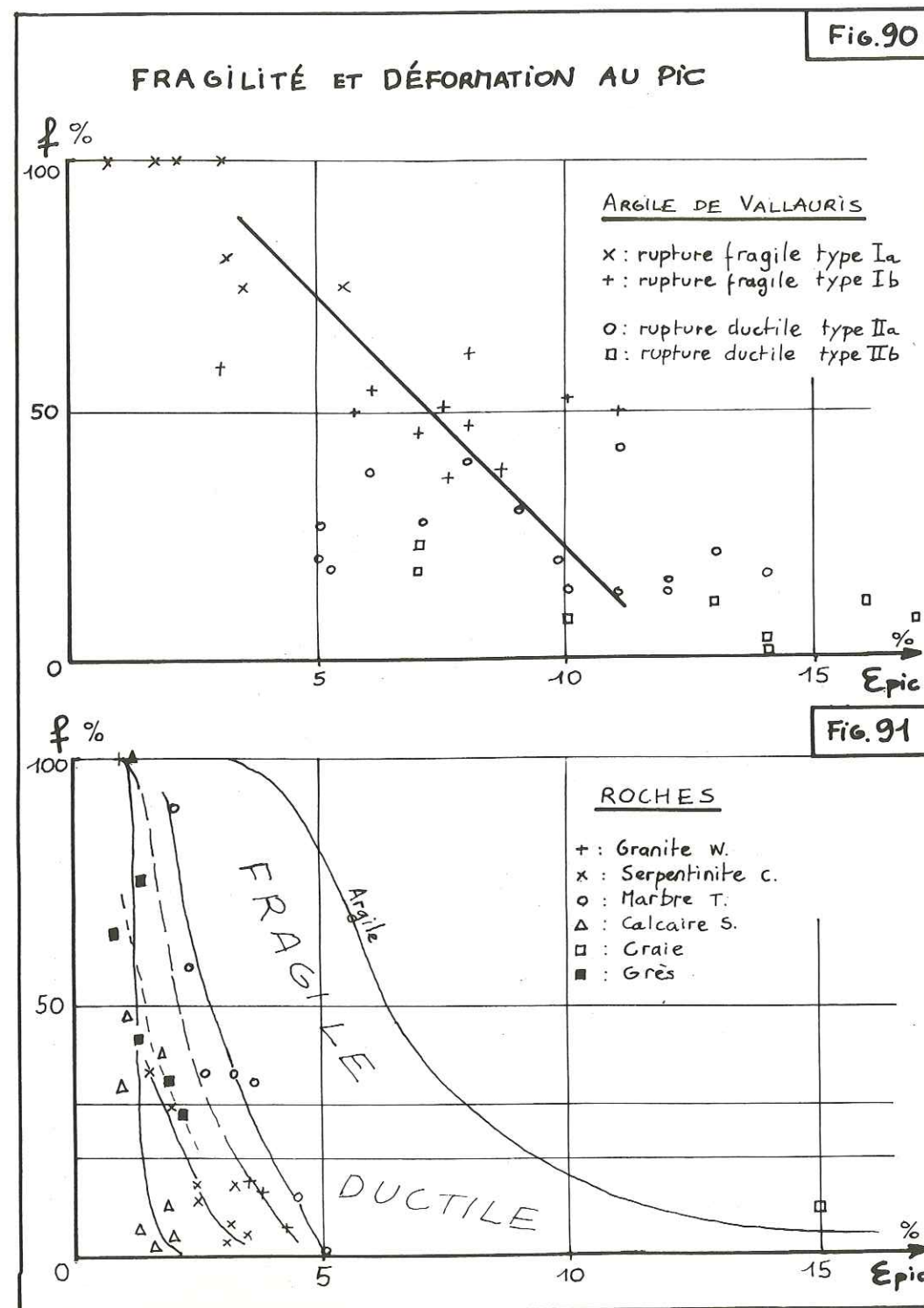
En examinant soigneusement les résultats des études expérimentales effectuées par plusieurs auteurs (voir annexe), nous avons pu établir les correspondances suivantes, valables uniquement pour les roches de faible porosité :

ruptures fragiles	Type Ia : $\epsilon_{pic} \in [0,5 - 1,2 \ %]$
	Type Ib : $\epsilon_{pic} \in [1,0 - 2,0 \ %]$
ruptures ductiles	Type IIa : $\epsilon_{pic} \in [1,8 - 3,2 \ %]$
	Type IIb : $\epsilon_{pic} \in [2,0 - 4,5 \ %]$

Pour les argiles et pour les roches de forte porosité, comme la craie, les déformations observées sont toujours beaucoup plus importantes, et pourtant les quatre modes de rupture se retrouvent. Nous pensons donc qu'une classification basée sur la déformation au pic de la courbe effort-déformation est insuffisante pour décrire le comportement de tous les matériaux cohérents. Il y aurait certainement plus à attendre d'une classification tenant compte également des déformations transversales et volumétriques et de leur rapport avec la déformation longitudinale. Nous n'avons pas disposé de suffisamment de valeurs expérimentales pour en proposer une.

VII,2,3 - Le degré de fragilité en contraintes.

Le degré de fragilité f n'est pas toujours calculable, puisque les essais ne sont malheureusement pas toujours poursuivis jusqu'au palier de la courbe con-



traînte-déformation. Chaque fois que possible, nous avons calculé sa valeur.

Ici, tous les résultats sur les roches et les argiles concordent. On obtient :

ruptures { Type Ia : $f > 50\%$
fragiles { Type Ib : $f \in [25 - 50 \ %]$

ruptures { Type IIa : $f \in [10 - 30 \ %]$
ductiles { Type IIb : $f < 12\%$

Les zones de recouvrement entre les différents types sont très réduites. Il nous semble donc que l'usage du degré de fragilité devrait être généralisé dans l'avenir.

Les figures 90 et 91 montrent les relations que l'on peut établir entre la déformation de pic et la fragilité. Une même fragilité peut correspondre à des déformations de pic très différentes suivant le matériau. Il est probable que le paramètre manquant sur la figure 91 est la porosité, et plus précisément la porosité de fissure, dont TOURENQ et FOURMAINTRAUX (1970) ont souligné la grande influence sur la qualité de la roche.

VII,3 - RECHERCHE D'AUTRES PARAMETRES SIGNIFICATIFS.

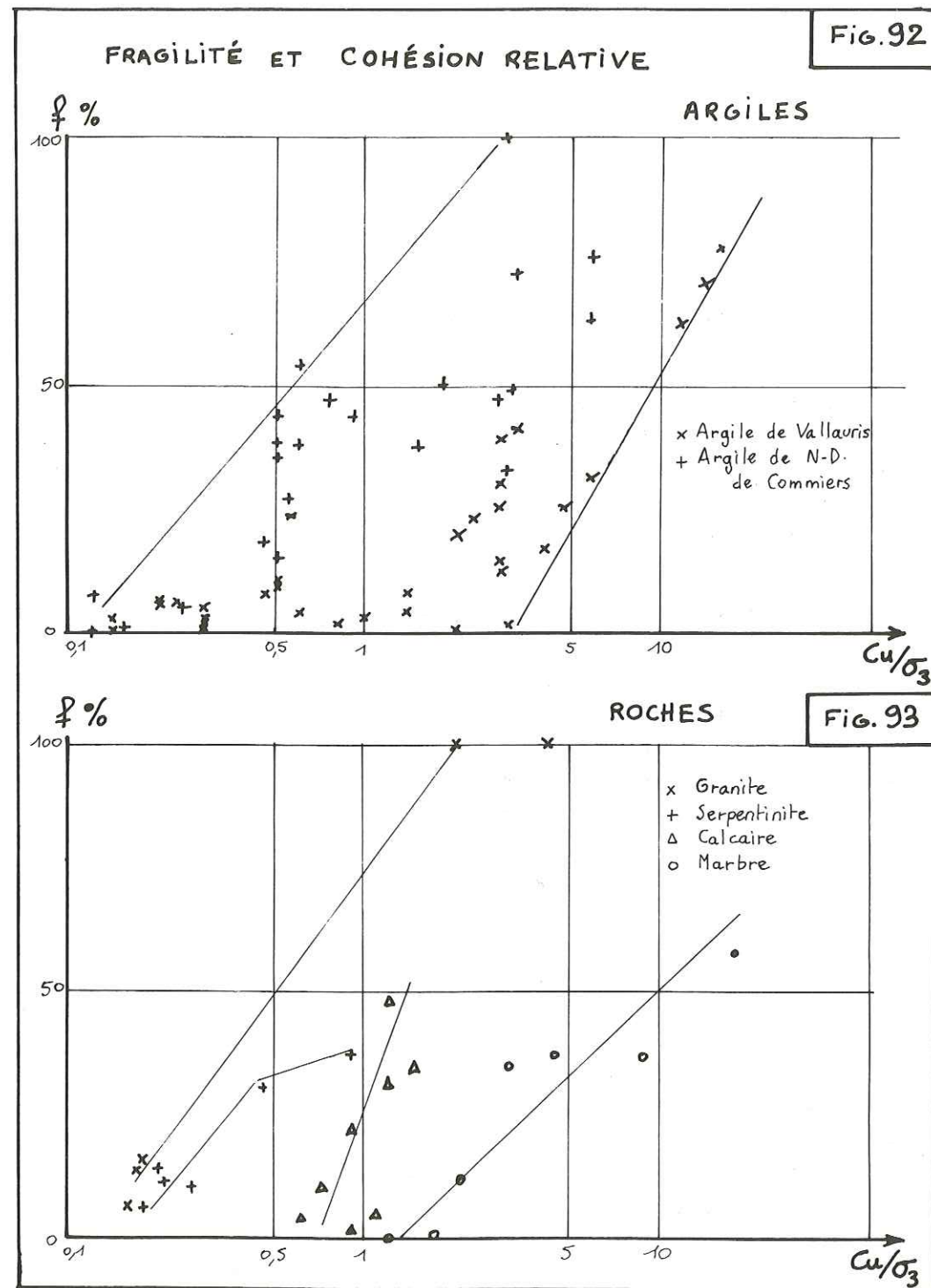
Les valeurs chiffrées de l'angle du plan de rupture, de la déformation de pic, du degré de fragilité, nous ont permis d'ajouter des données quantitatives à une classification d'abord purement descriptive des modes de rupture. Il paraît intéressant de rechercher des corrélations avec d'autres paramètres, afin d'élargir les possibilités d'emploi de la classification.

VII,3,1 - La cohésion relative, ou rapport de la cohésion à la contrainte latérale.

VON KARMAN, un des pionniers de la Mécanique des Roches, avait déjà émis l'idée, en 1911, que la rupture fragile n'existait que pour une contrainte latérale inférieure à un certain seuil, qui dépendrait de la nature de la roche et en particulier de sa cohésion.

La cohésion est en principe une donnée "intrinsèque", indépendante des conditions de l'essai. Elle est bien reliée, comme on l'a vu pour l'argile de Vallauris, à la teneur en eau. Elle doit l'être également à la température et à la vitesse de sollicitation.

D'où l'idée que le degré de fragilité de la rupture d'un matériau cohérent pourrait être directement relié à la valeur du rapport de la cohésion à la contrainte de confinement. Nous avons calculé cette cohésion relative chaque fois que possible pour les argiles et pour tous les essais sur les roches que nous avons répertoriés.



riés. Les résultats sont reportés sur les figures 92 pour les argiles (argile de Vallauris et argile de Notre-Dame-de-Commiers) et 93 pour les roches.

La dispersion est assez importante, mais il se dégage quand même certaines lois :

ruptures { Type Ia : $C_u/\sigma_3 > 2$
fragiles { Type Ib : $C_u/\sigma_3 \in (0,8 - 5)$

ruptures { Type IIa : $C_u/\sigma_3 \in (0,3 - 2)$
ductiles { Type IIb : $C_u/\sigma_3 < 1$

VII,3,2 - Le rapport de la contrainte latérale à la résistance en compression simple.

La cohésion est une bonne caractéristique du matériau, mais pour la connaître il faut soit la calculer à partir de formules empiriques, soit la mesurer. Et pour le faire avec précision, au moins dans le cas des roches, il faut effectuer une série d'essais triaxiaux en compression et en traction.

Une valeur, peut-être moins intrinsèque que celle de la cohésion, mais beaucoup plus facilement accessible, est celle de la résistance à la compression simple R_c . Nous avons donc remplacé C_u par R_c dans notre rapport.

Comme, d'autre part, l'usage de σ_3 au dénominateur ne permet pas de représenter graphiquement les résultats des essais de compression simple, nous avons opté finalement pour le rapport σ_3/R_c (fig. 94 et 95)..

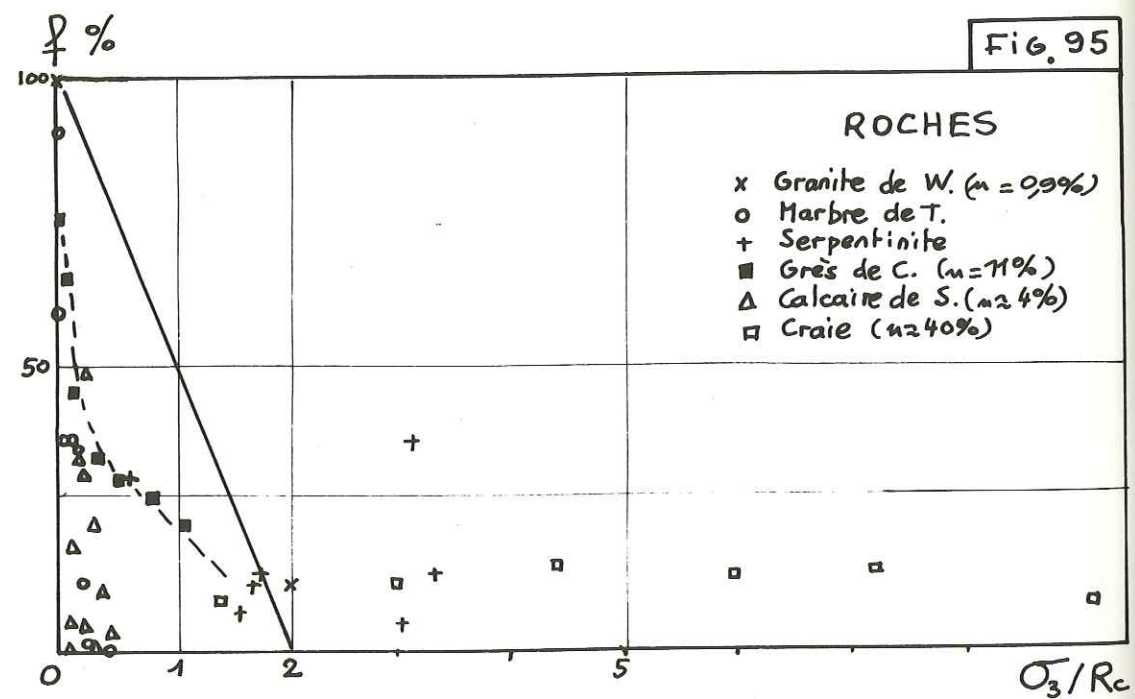
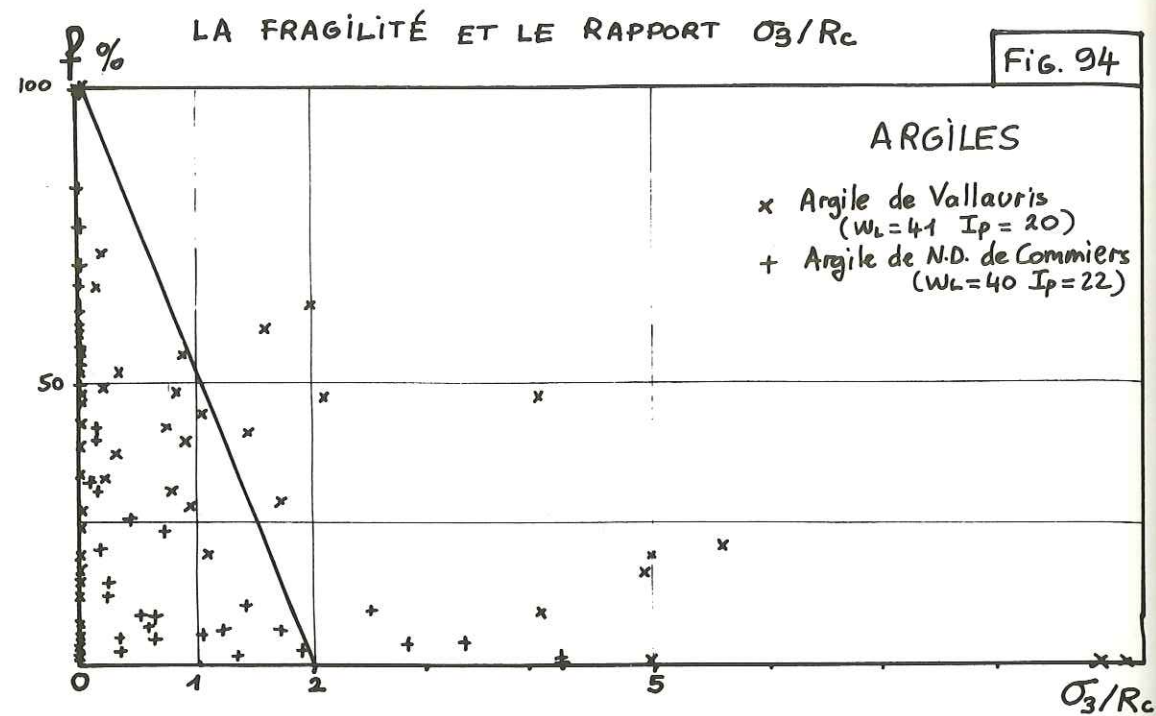
Bien que situées dans des gammes de résistance très différentes, les argiles et les roches donnent des résultats tout à fait homogènes. Comme le pensait VON KARMAN, la fragilité disparaît complètement dès que la contrainte latérale σ_3 atteint une certaine valeur ($> 2 R_c$ ou même $> R_c$ pour la plupart des roches).

VII,3,3 - Remarque.

Le degré de fragilité a pu être relié de façon assez satisfaisante à des paramètres "extérieurs". La dispersion des résultats est encore assez grande.

Tant que les processus expérimentaux des essais ne seront pas rigoureusement normalisés; dans les différents laboratoires, il sera toujours délicat d'en exploiter à fond les résultats. Cette constatation avait déjà été faite après l'A.T.P. sur les propriétés mécaniques des roches françaises en 1967. La situation n'a malheureusement guère évolué depuis, et il faudra encore un grand nombre d'essais normalisés sur les matériaux cohérents pour pouvoir aller plus loin dans la synthèse.

Nous allons malgré tout proposer une classification des modes de rupture des matériaux cohérents résumant nos observations et nos calculs.



CLASSIFICATION DES MODES DE RUPTURE Fig. 96

DANS LES ESSAIS DE LABORATOIRE ($\dot{\epsilon} \approx 10^{-5} s^{-1}$)
 $\lambda = 2 \text{ à } 2,5$

RUPTURES FRAGILES ($\sigma_3 < 2 R_c$)	TYPE Ia: 1 plan de rupture subvertical (quelquefois plusieurs)			FRAGILITÉ $f > 50\%$ - $\alpha < 5^\circ$ - $C_u/\sigma_3 > 2$ - si porosité faible ($n < 1\%$) Epic $\in [0,5 - 1,2]\%$
	TYPE Ib: 1 plan de rupture incliné			FRAGILITÉ $f \in [25 - 50]\%$ - $\alpha \in [25^\circ - 30^\circ]$ - $C_u/\sigma_3 \in [0,8 - 5]$ - si porosité faible ($n < 1\%$) Epic $\in [1,0 - 2,0]\%$
RUPTURES DUCTILES (CISAILLEMENTS)	TYPE IIa: Organisation des fissures autour de deux plans.			FRAGILITÉ $f \in [10 - 30]\%$ - $C_u/\sigma_3 \in [0,3 - 2]$ - si porosité faible Epic $\in [1,8 - 3,2]\%$
	TYPE IIb: Fissures dans toute la masse (2 directions)			FRAGILITÉ $f < 12\%$ - $C_u/\sigma_3 < 1$ - si porosité faible Epic $\in [2,0 - 4,5]\%$
	TYPE IIc: Pas de fissures visibles. ("écoulement vrai")			FRAGILITÉ $f = 0$

VII,4 - ESSAI DE CLASSIFICATION SYNTHETIQUE DES MODES DE RUPTURE DES MATERIAUX COHERENTS.

Nous avons regroupé en un tableau (fig. 96) les résultats rassemblés plus haut. Les groupes définis ont pu l'être grâce aux nombreux essais effectués sur l'argile et à ceux tirés de la bibliographie sur les roches (voir annexe).

Ils s'appliquent à des matériaux cohérents soumis à des essais classiques de laboratoire dans des "conditions standard", à savoir : éprouvettes cylindriques d'éclatement égal 2 ou $2\frac{1}{2}$, écrasées à l'aide d'une presse rigide à vitesse de déformation constante de l'ordre de 10^{-5} s^{-1} .

VII,5 - CONSEQUENCES GEOLOGIQUES.

VII,5,1 - Remarques préliminaires.

L'application des résultats obtenus sur les échantillons de roches en laboratoire à l'étude du comportement du massif rocheux se heurte à deux difficultés principales :

- les dimensions géométriques de l'échantillon et du massif sont très différentes. Or nous savons que la loi de comportement et le système de fissuration sont influencés par les conditions aux limites géométriques.

Nous avons vu au chapitre IV la dispersion importante des résultats d'essais sur des échantillons de géométrie différente, et souligné la complexité du phénomène appelé "effet d'échelle". Si les microdiscontinuités des échantillons influent déjà sur les propriétés mécaniques, le phénomène est encore beaucoup plus accentué à l'intérieur du massif rocheux. Celui-ci est très généralement fissuré. Lorsque des efforts lui sont transmis, les blocs entre fissures se déforment peu, et les mouvements s'engagent plutôt selon certaines discontinuités préexistantes. Il est clair qu'une discontinuité géométrique initiale peut alors devenir une discontinuité cinématique.

Le processus est largement facilité lorsque certains blocs ont des degrés de liberté et que le foisonnement est possible. Les calculs théoriques tirés de la mécanique des milieux continus deviennent alors très vite inacceptables.

On ne peut guère les appliquer que pour tenter d'expliquer la naissance des premières fissures.

- le temps : Les vitesses de sollicitation employées en laboratoire sont infiniment supérieures à celles qui ont provoqué la genèse des chaînes de montagnes ($< 10^{-12} \text{ s}^{-1}$). On a bien mis en évidence la variation des propriétés mécaniques en fonction de ces conditions aux limites cinématiques et dynamiques particulières, mais seulement dans le domaine des vitesses réalisables en laboratoire. Pour le massif rocheux, il faudra donc se contenter d'extrapolations, avec toutes les incertitu-

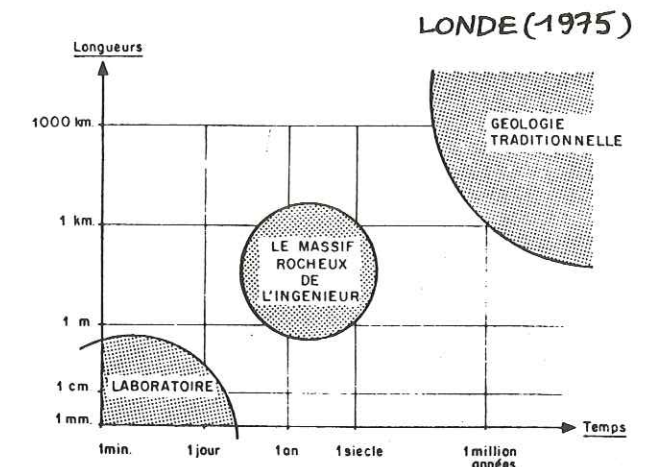


Fig. 97 : Les différentes échelles de temps et de dimensions pour l'étude des roches.

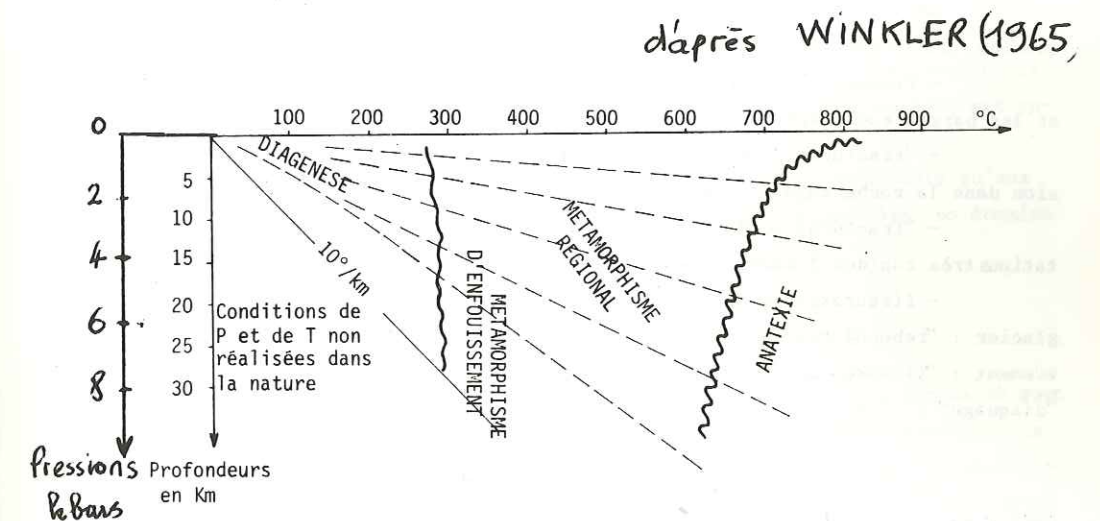


Figure n° 98 : Diagramme schématisant pression-température pour les divers types de métamorphisme

des que cela comporte.

P. LONDE (1975) a fort bien résumé le problème lié aux différentes conditions aux limites prises en compte par le géologue tectonicien, l'ingénieur de génie civil et le mécanicien des roches sur son schéma "espace-temps", reproduit figure 97.

VII,5,2 - Modes de rupture rencontrés dans les massifs rocheux :

Malgré les difficultés précitées nous nous sommes quand même risqué à quelques hypothèses :

La rupture fragile (type Ia) correspond à des discontinuités cinématiques qui s'ouvrent. L'exemple le plus évident en est la "fissure de traction". Dans la croûte terrestre les contraintes de traction sont relativement rares : en général au moins deux contraintes principales sont de compression et le confinement augmente rapidement avec la profondeur.

D'autre part nous avons vu que les fissures de type Ia se produisent d'autant plus aisément que la vitesse de sollicitation est plus grande. On peut penser que pour les vitesses de déformation naturelle des massifs rocheux la fragilité tend à disparaître. Nous pensons donc que les ruptures fragiles du type Ia ne pourront être rencontrées dans la nature que dans la tranche tout à fait superficielle de l'écorce.

Dans le domaine d'étude de la géologie appliquée ces ruptures seront fréquentes. Donnons-en quelques exemples :

- fissures "gravitaires" dues à l'action de la pesanteur sur les falaises et les barres rocheuses.
- "fracturation hydraulique" après injection d'un fluide sous forte pression dans la roche magasin d'un réservoir de pétrole.
- "fracturation de tir" due à l'explosion d'une charge "brisante" (sollicitations très rapides à haut niveau d'énergie).
- fissuration dues au relachement d'une contrainte (après le départ d'un glacier : "rebound cracks" des Canadiens ; à proximité d'un tunnel sous fort recouvrement : "fissures de décompression" ; à la remontée d'une carotte : phénomène de "disquage" ; ...).

La rupture "quasi-fragile" (type Ib) est susceptible de se produire dans la partie superficielle de la croûte terrestre au cours d'une orogénèse. C'est le domaine des déformations cassantes du géologue. A cause de l'existence de contraintes de compression non négligeables, les fissures qui l'accompagnent n'ont pas tendance à s'ouvrir et les parois de la fissure sont susceptibles de frotter l'une sur l'autre. D'où les stries que l'on observe sur les miroirs de faille.

La rupture "quasi-ductile" (type IIa) peut se rencontrer jusqu'à des profondeurs plus importantes. Là encore, la déformation finit par s'exprimer le long d'un certain nombre de fissures. Ce sont les zones de cisaillement du géologue avec traces de mouvement et fissures fermées (il ne peut y avoir de zones ouvertes que si

les fissures ne sont pas planes).

La rupture ductile (type IIb) est susceptible de se produire, à moins d'une contrainte tectonique superficielle très forte, à une profondeur se chiffrant actuellement en kilomètres. Mais si l'on considère que les roches sédimentaires ont été au cours de leur histoire dans un état moins résistant, cette profondeur peut être très largement réduite. Dans ce type de rupture les fissures sont fermées, réparties dans toute la masse et ne donnent pas de traces de mouvement mesurable. C'est là une des explications possibles de l'origine des diaclases dont nous reparlerons plus loin.

Dans cette revue des modes de rupture on peut évoquer aussi le problème particulier des tremblements de terre. Les secousses transmises à l'occasion d'un séisme sont des sollicitations analogues aux chocs (hautes vitesses de déformation, hautes énergies). On est donc tenté de rattacher le mécanisme qui les a engendrées au groupe des ruptures fragiles. Il faut d'abord distinguer le cas des séismes superficiels. Ceux-ci paraissent toujours reliés au jeu d'une faille préexistante. On ne peut donc chercher à leur appliquer des considérations qui ont été établies pour une première rupture. D'autre part, le fait que les séismes peuvent se produire également à des profondeurs importantes (jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres) dans des zones où les contraintes de compression et la température sont très fortes, cadre mal avec les conditions requises pour la rupture fragile. GRIGGS a proposé une explication qui fait appel à un autre phénomène : celui de la fusion ("shear melting hypothesis"). Les expériences de RALEIGH sur la serpentinite paraissent justifier cette hypothèse, mais le domaine expérimental des hautes températures et pressions est encore très peu exploré.

Nous rappellerons que la classification proposée n'est applicable qu'aux premières ruptures et qu'elle ne peut être retenue intégralement que dans un domaine où le matériau conserve un même état physico-chimique.

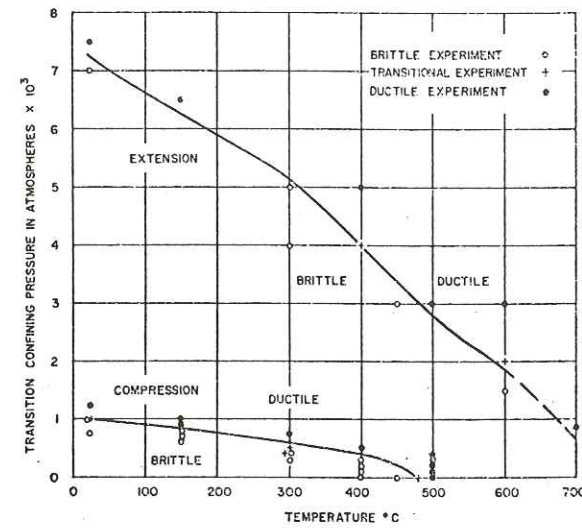
VII,5,3 - Représentation des modes de rupture :

A partir des résultats d'essais sur un matériau cohérent quelconque on peut imaginer par exemple la représentation de "domaines de rupture", correspondants aux types de rupture définis plus hauts, dans un espace à quatre dimensions (la teneur en fluide, la vitesse de sollicitation, la pression, la température). Si les phénomènes que l'on regroupe sous le terme d'effet d'échelle n'étaient si complexe, on pourrait aisément adjoindre la dimension espace aux quatre précédentes.

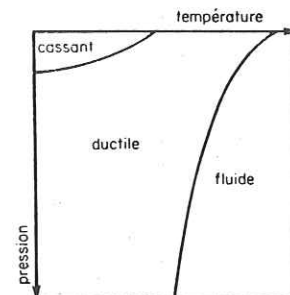
En général on se contente d'étudier l'influence de deux de ces paramètres et donc de tracer un schéma à deux dimensions, comme celui que nous avons donné pour l'argile dans le plan teneur en eau-pression latérale à la figure 61.

Les géologues et les géophysiciens privilégient les axes pression et température. La représentation des modes de rupture dans l'espace pression température est fréquente (fig. 99 à 101). Mais il faut bien souligner qu'elle reste incomplète si l'on ne précise pas aussi les valeurs des autres paramètres fondamentaux signalés plus haut.

Fig. 99 : HEARD (1960)

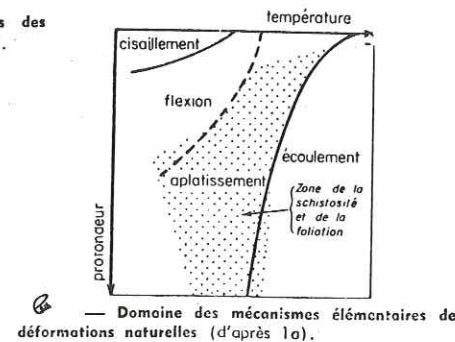


— Brittle-ductile transitions in compression and extension as a function of confining pressure and temperature



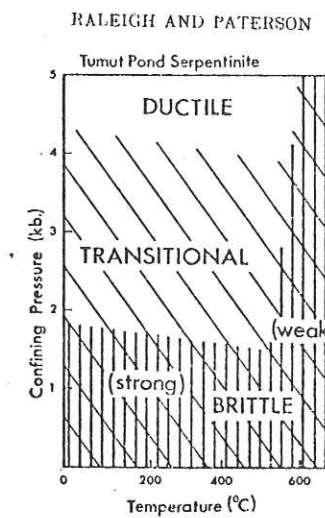
a — Allure schématique des domaines des différents comportements des corps (d'après la).

Fig. 101



b — Domaine des mécanismes élémentaires de déformations naturelles (d'après la).

Fig. 100



Brittle, transitional, and ductile regions of pressure-temperature field for antigorite-chrysotile serpentinite

CHAPITRE HUIT

CLASSIFICATION ET INTERPRETATION MECANIQUE DES SURFACES DE DISCONTINUITE CINEMATIQUE OBSERVEES SUR LE TERRAIN.

VIII,1 - POSITION DU PROBLEME.

VIII,1,1 - Généralités :

Dans les précédents chapitres, nous avons essayé de décrire les modes de rupture et les lois d'apparition des fissures dans les matériaux cohérents au cours d'essais de laboratoire. Nous avons pu constater que, même en voyant se produire les phénomènes sous nos yeux, il n'était pas toujours facile de les expliquer et de leur trouver des schémas théoriques satisfaisants.

Le problème de la compréhension de l'architecture actuelle du massif rocheux est autrement plus complexe. Aux difficultés liées au changement d'échelle, d'espace et de temps, s'ajoute le fait que nous ne pouvons observer que l'état actuel de déformation du massif. A partir de cet état nous nous posons deux types de questions :

- est-il possible de reconstituer tout ou partie de l'histoire géomécanique antérieure du massif ?
- peut-on prévoir le comportement ultérieur de la structure rocheuse sous l'action d'une nouvelle sollicitation mécanique ?

Ces deux questions qui intéressent respectivement le géologue tectonicien et l'ingénieur géotechnicien ont d'abord en commun la définition de l'état actuel.

Celle-ci n'est pas aussi simple qu'il y paraît. Il existe toute une panoplie de moyens de reconnaissance (voir annexe). Mais même en disposant de techniques très sophistiquées, on ne peut accéder qu'à une connaissance partielle qui est imposée par le nombre et la qualité des affleurements et/ou la profondeur et la maille des investigations réalisées.

C'est un livre dont nous ne connaissons que quelques pages, souvent mal écrites, quelquefois indéchiffrables, et que nous cherchons à reconstituer.

Aux deux questions précédentes, il est donc juste d'en ajouter une troisième intermédiaire : à partir de ce qu'on voit est-il possible de prévoir ce qu'on ne voit pas ?

VIII,1,2 - Le problème de mécanique :

Les lois fondamentales de la mécanique étant supposées connues et invarian-

tes, tout problème de mécanique est théoriquement soluble si l'on connaît également la loi rhéologique et les conditions aux limites. Ce n'est pas chose facile.

La loi rhéologique d'un matériau peut être déterminée approximativement à l'aide d'essais de laboratoire sur un échantillon de petite taille supposé homogène. Nous avons souligné dans les précédents chapitres les imperfections dues au matériel d'essai (hétérogénéités du champ de contraintes) et vu également que cette approche de la loi rhéologique ne pouvait être réalisée que pour des vitesses de sollicitation ($\dot{\epsilon}$ ou $\dot{\sigma}$) très différentes de celles qui se manifestent au cours d'une orogénèse.

Les conditions aux limites sont souvent délicates à préciser. Il faut d'abord isoler le volume intéressé par le calcul (on ne considère pas l'équilibre de la Terre pour évaluer la stabilité d'une pente rocheuse). Il faut savoir ensuite quelles forces extérieures lui appliquer.

On doit aussi à l'intérieur de ce volume délimiter des zones homogènes, quant aux différents paramètres introduits dans les équations aux dérivées partielles (densité, cohésion, angle de frottement ...) et localiser toutes les surfaces de discontinuité préexistantes. Or, dans le cas de l'étude du massif rocheux naturel, on ne sait pas toujours si ces caractéristiques sont restées constantes pendant toute la déformation. On ne sait même pas avec certitude si, avant toute déformation, il existait ou non dans le massif sédimentaire des discontinuités autres que la stratification (problème des diaclases).

Aux conditions aux limites se rattache la définition de l'état initial. Lorsque celui-ci est l'état actuel, comme dans les problèmes intéressant le génie civil, nous aurons les difficultés signalées plus haut. Lorsqu'on traite d'un problème de déformation à l'échelle des temps géologiques, l'état actuel n'est qu'un état final, et la définition précise de l'état initial est plus difficile encore (reconstitution de la paléogéographie d'un bassin sédimentaire, des épaisseurs ...).

A toutes ces difficultés de définition des données du problème s'en ajoute une autre d'ordre pratique : même avec l'ordinateur on ne sait résoudre que des cas qui peuvent se ramener à la mécanique des milieux continus, comme celui du milieu discontinu dont les discontinuités sont invariantes avec le temps (on peut toujours dans ce cas séparer le milieu discontinu en sous-milieux continus). Mais les discontinuités cinématiques posent encore de gros problèmes. Dans l'ensemble on peut avancer que la reconstitution mécanique de l'histoire de la déformation d'un massif rocheux demeure pleine de difficultés et d'incertitudes.

VIII,2 - IMPORTANCE DU LEVE DE FRACTURATION POUR LA GEOLOGIE STRUCTURALE ET LE GENIE CIVIL.

Le premier moyen de reconnaissance de la fissuration est évidemment le re-

levé géologique des surfaces de discontinuité dont les techniques sont rappelées en annexe. Sa qualité dépend directement de celle des affleurements. Pour certaines études de génie civil, on doit procéder à un bon décapage du rocher pour le rendre possible. Mais dans l'ensemble il ne fait appel qu'à des procédés simples et peu coûteux.

On peut relever sur chaque fissure un très grand nombre d'indications : orientation, forme, taille, fréquence, ouverture, état de surface, stries, remplissage ... Un levé de fissuration peut se révéler pour le géologue une opération longue et fastidieuse, si l'on cherche à décrire parfaitement toutes les caractéristiques de toutes les discontinuités. Selon le but recherché on pourra attacher plus ou moins d'importance à certains termes.

En analyse structurale on s'intéressera particulièrement à l'agencement des fissures les unes par rapport aux autres, aux formes des blocs découpés et au sens de leurs mouvements relatifs, décelables par des stries sur les plans de mesure.

Pour le génie civil, la géométrie et les propriétés mécaniques exactes des surfaces de discontinuité sont plus importantes.

Le problème de la détermination de la géométrie exacte est délicat parce que l'assimilation d'une fissure à un plan est souvent illusoire et parce que la taille (ou "extension") des fissures est presque toujours impossible à apprécier.

L'importance des propriétés mécaniques des surfaces de discontinuité (Mécanique des Joints, chap. IV,8) a déjà été évoquée. Lorsque des sollicitations mécaniques sont transmises à un massif rocheux, les déformations vont se concentrer dans les zones de faiblesse du massif, c'est-à-dire concerner certaines surfaces de discontinuité. En général, les déformations se traduiront par des déplacements de blocs : on dit que la discontinuité "rejoue". Nous avons précisé certaines surfaces de discontinuité, car d'une part il en existe qui ne sont pas des zones de faiblesse, comme par exemple une ancienne fissure ouverte entièrement remplie et cicatrisée par de la calcite ou du quartz.

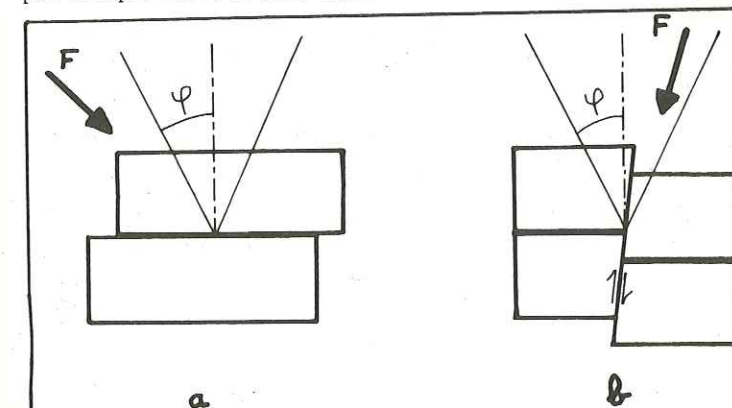


Fig. 102 : Dualité de réaction d'une fissure selon l'orientation de l'effort transmis.

D'autre part, toutes les surfaces de discontinuité ne sont pas orientées convenablement par rapport aux efforts transmis pour devoir nécessairement rejouer.

La figure 102 illustre ce phénomène dans le cas simple d'une surface de discontinuité soumise à un

effort F incliné. Si F se trouve à l'extérieur du cône de frottement statique de la surface de discontinuité, la discontinuité peut rejouer (fig. 102 a). Si F se trouve à l'intérieur du cône de frottement statique, le matériau se comportera comme s'il était continu et, si F croît, il peut se rompre suivant une direction tout à fait indépendante (fig. 102 b).

La même dualité de réaction se rencontre également à l'intérieur d'un massif rocheux parcouru par plusieurs familles de discontinuités. A l'occasion d'une sollicitation définie, certaines discontinuités sont vouées à rejouer et d'autres non : il en est tenu compte par exemple lors de l'étude des fondations de barrage.

D'une manière générale, l'exploitation des mesures doit éviter de tomber dans deux tendances excessives qui sont la simplification à outrance qui risque de donner une idée fausse de la structure du massif, et le traitement trop raffiné des mesures qui finit par noyer les caractéristiques essentielles dans un amas de valeurs numériques dont on ne sait plus toujours bien ce qu'elles représentent.

Il nous paraît important de se définir avant chaque campagne de terrain une stratégie de reconnaissance adaptée aux conditions locales et au but recherché. Une fois ce plan de bataille établi il importe de l'appliquer sans aucune discrimination.

Nous illustrons ce point par un court exemple : pour achever l'étude géologique d'un barrage en cours de construction, nous avons entrepris avec M. ANTOINE le levé au 1/200° du fond de la fouille. Le barrage prévu étant un barrage-poids (choix imposé par une fracturation assez dense) il ne nous a pas paru nécessaire de relever toutes les discontinuités observables. Nous nous sommes fixés une valeur limite du rapport :

$$\Lambda = \frac{\text{longueur observable des discontinuités}}{\text{largeur de l'emprise au sol de l'ouvrage}}$$

en dessous de laquelle nous avons jugé inutile de cartographier les fissures*. En revanche nous avons transcrit fidèlement toutes les zones altérées et noté tous les remplissages. Dans ce cas particulier l'étude est destinée plus à la définition du réseau de drainage et du système de collage-consolidation qu'à celle de la stabilité de l'ensemble barrage-fondation. Il est évident que dans le cas de l'appui d'un barrage-voûte l'étude n'aurait pas été menée de la même façon.

* : Cette opération revient finalement à se fixer une échelle convenable de représentation cartographique.

VIII,3 - CLASSIFICATION DES SURFACES DE DISCONTINUITÉS OBSERVABLES SUR LE TERRAIN.

Etant donné la grande diversité des observations et des mesures lors d'un relevé systématique, il n'est pas possible de proposer une classification unique décrivant à elle seule tous les aspects du problème. On ne peut facilement concevoir que des classifications basées seulement sur une ou deux caractéristiques relevées.

Le thème le plus couramment retenu est celui de la taille. Il est quelquefois combiné avec celui de l'épaisseur des ouvertures. On trouve de telles classifications chez de nombreux auteurs (FARRAN et THENOZ 1965, BERNAIX 1968, SCHNEIDER 1967, BARBIER 1971, LOUIS 1974; MULLER 1963, PRICE 1966, FOOKES et DENESS 1969, NEUSTADT 1971 ...).

Type de discontinuités	épaisseurs	Caractéristiques			Moyens d'examen
MICRODISCONTINUITÉ	< 5 μ	cohésion notable			microscope
FISSURE	< 0,1 mm	peu de cohésion	répartition et orientation au hasard	faible extension; surface souvent ondulée	affleurement
JOINT	< 1 mm	pas de cohésion	répartition et orientation systématiques	surface plane; pas de trace de mouvement; extension moyenne	affleurement
CISAILLEMENT	faible épaisseur	pas de cohésion	répartition et orientation systématiques	trace de mouvement (strie, mylonite, miroir; extension moyenne)	affleurement
FAULLE	grosse épaisseur	pas de cohésion		grand rejet; remplissage important	photos aériennes affleurement

Fig. 103 : Classification des discontinuités d'après SCHNEIDER (1967).

EXTENSION			ÉPAISSEUR	FRÉQUENCE ESPACEMENT	ORIENTATION	ÉCHELLE	APPROCHE
MICRODISCONTINUITÉS	0,1 Å	Ionisation Etats excités	MICROFISSURES MATRICIELLES Fissures intra et intergranulaire Clivage 1 µ MICROFRACTURES Schistosité Foliation 0,1 mm MACROFRACTURES Diaclasses cm Joints de stratification dm Failles m		Désordonnée	Echantillon - Lames minces	Texturologie
	10 Å	Lacunes Inclusions Atomes interstitiels					
	0,1 µ	Dislocations					
	10 µ	Joints de grains Bandes de glissement					
	1 mm	Microfractures					
MACRODISCONTINUITÉS	1 dm	Litage Schistosité		Fracturation	Ordonnée	Ouvrage	Géologie structurale
			5 cm	très serrée			
			30 cm	serrée			
	10 m	Broyages Diaclasses		modérément serrée			
	1 km	Failles, plis	1 m	lache			
			3 m	très lache			
d'après TALOBRE [1967]			d'après FARRAN et THENNOZ [1965]	d'après DEERE [1968]			

Fig. 103 bis : Les discontinuités dans les roches (LOUIS 1974).

Du point de vue de la taille, on peut classer les surfaces de discontinuité en les rattachant à trois grands groupes de structures (BARBIER 1971) :

Appellation	taille	moyen d'étude privilégié
microstructures	mm au cm	lame mince
mésostructures	m au dam	analyse structurale et statistique
mégastructures	hm au km	levé géologique

Pour l'épaisseur, on peut rappeler la classification simplifiée de SCHNEIDER (en remarquant toutefois que les définitions données ne sont pas tout à fait conformes à celles de notre glossaire) et la récente synthèse de LOUIS (fig. 103 et 103 bis).

Pour les autres caractéristiques (forme, fréquence, état de surface ...) on peut citer les classifications de l'école autrichienne (MULLER 1963) et celles très complètes de FOKES et DENESS (1969) que nous reproduisons ci-après (fig. 104).

Enfin on peut signaler une tentative de classification originale due à KELLEY (1965). Cet auteur remarque que l'on peut classer les figures observables sur le terrain autour de trois grands types :

- celles qui ont une orientation régulière (les diaclases).
- celles qui ont donné lieu à un mouvement observable (les failles de toutes échelles).
- celles qui ont une fréquence très élevée (les clivages).

KELLEY définit également un quatrième type antagoniste des trois précédents (celui des fissures irrégulières) et présente l'ensemble des relations entre ces quatre groupes sous la forme d'un schéma tétraédrique (fig. 105). Sur les arêtes du tétraèdre s'inscrivent des types intermédiaires. Derrière le tétraèdre de KELLEY se profilent déjà quelques règles d'interprétation mécanique des fissures que nous allons maintenant préciser.

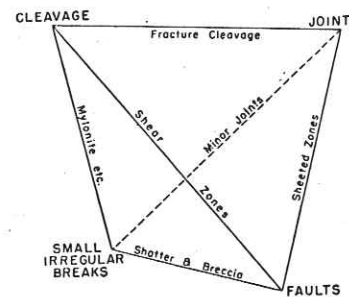


Fig. 105 : Le tétraèdre de KELLEY (1965)

VIII,4 - LES FISSURES D'EXTENSION.

Les fissures d'extension sont des surfaces de discontinuité cinématique ouvertes par écartement des faces. Leur mécanisme est illustré dans nos essais sur l'argile par les ruptures de type Ia. Comme nous l'avons dit plus haut (VII,5), ces ruptures nous paraissent devoir être réservées aux zones de distension et à la partie tout à fait superficielle de l'écorce terrestre.

459
FISURE PATTERNS IN CRETACEOUS SEDIMENTS
Table 5. Surface markings (roughness) classification of fissures

Type	Description	Occurrence	Size	Orientation	Frequency	Restrictions
Slip-sol	Surface grade (see Fig. 6)					
Very smooth	<00 (shiny when dry, some directional features)	Mainly in shear zones	Any	Parallel to shear zones	Rare	Fine polished surfaces
Smooth	00-01	Ubiquitous	Any	Any	Common	Fine polished rocks
Slightly rough	01-02	Ubiquitous	Any	Any	Common	None
Rough	02-03	Ubiquitous	Any	Any	Common	None
Very rough	03-04	Ubiquitous	Any	Any	Common	None
Pock marked	>04	Ubiquitous	Any	Any	Common	None
Pitted	—	Ubiquitous	Any	Any	Common	None

Note: The classes with $D/L \geq 1$ are not considered to be continuous and are treated as a fissure or fissures existing in the fissure which carries $D/L \geq 1$.

Table 6. Fabric classification of fissures

Classification	Description	Occurrence	Frequency	Restrictions
A major grade	Fissure set with one axis within every plane common to all, no fissure having the same dip as any other plane in the set, and the common axis is horizontal (see Fig. 6). e.g. around the circumference of a stereogram. Its solid envelope of revolution is such that it occupies the whole of finite space.			
A minor grade	Fissure set with no common axis but whose members are all tangential to the same solid envelope of revolution, its solid envelope of revolution is such that it occupies the whole of finite space except the interior of the cone.			
A uni-planar set	Fissure set which is confined to a single plane (see Fig. 8), e.g. at the centre of a stereogram.			

Table 7. Intensity classification of fissured material

Intensity type (see Fig. 9)	Area of fissures per unit volume (sq. m/cu. m)	Average size of intact blocks (sq. m)	Frequency	Restrictions
Very low	<3	>1 cu. m		
Low	3-10	0.027-1 cu. m		
Moderate	10-30	0.001-0.027 cu. m		
High	30-100	27-1000 cu. cm		
Very high	100-300	1-27 cu. cm		
Excessive	>300	<1 cu. cm		

Not analysed

458
P. G. FOKES AND B. DENESS
Table 2. Fissure classification (general)

Type	Description	Occurrence	Size	Orientation	Intensity	Restrictions
Discontinuity	Break or interruption of a solid	In any material	Any	Any	Any	None
Fissure	Discontinuity dividing an otherwise continuous material	In any material	Any	Any	Any	None
True fissure	Fissure dividing an otherwise continuous material of essentially uniform strength	In any material	Any	Any	Any	None
Apparent fissure	Fissure dividing a soft material in which units are present in the same material from hard set material from hard	In any material	Any	Any	Any	Weathered zones

Note: An apparently continuous combination of true and apparent fissures is collectively termed an apparent fissure.

Table 3. Size classification of fissures

Type	Size (area)	Occurrence	Orientation	Frequency	Restrictions
Very large fissure	>100 sq. m				
Large fissure	1-100 sq. m				
Normal fissure	1-100 sq. cm				
Very small fissure	<1 sq. cm				

Table 4. Surface geometry classification of fissures

Type	Description	Occurrence	Size	Orientation	Frequency	Restrictions
Planar	$L/R \leq 1/8$ (see Fig. 4)	Ubiquitous	Any	Any	Very common	None
Semi-curved	$1/8 < L/R \leq 1/4$	Ubiquitous	Any	Any	Common	None
Curved	$1/4 < L/R \leq 1/2$	Ubiquitous	Any	Any	Common	None
Hinged	Combination of planar and curved	Ubiquitous	Any	Any	Rare	None
Semi-undulose	Combination of two or more alternately convex and concave semi-curved	Ubiquitous	Any	Any	Fairly common	None
Undulose	Combination of two or more alternately convex and concave curved	Ubiquitous	Any	Any	Fairly common	None
Conchoidal	As a conchoid	Ubiquitous	<1 m sq.	Any	Rare	None

Note: An alternately convex and concave formation of curved and semi-curved surfaces is grouped according to whether most of the undulations are convex or concave. If they are curved and semi-curved equally, a common curvature, the surface is classified as undulose.

Fig. 2 (above). Typical fissure study site (scale in inches)

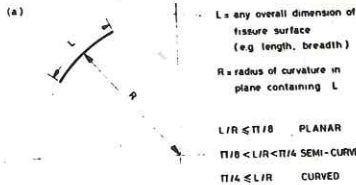


Fig. 3 (above right). Relation between age of exposure and ratio of planar to planar plus non-planar fissures

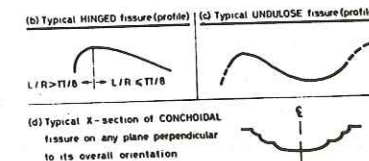
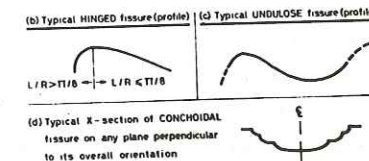


Fig. 4 (right). Surface geometry classification of fissures (see Table 4)



Elles se présentent dans les essais parallèlement à la direction de la contrainte principale majeure locale σ_1 (type Ia). Un exemple particulier éclaire bien leur mécanisme et souligne l'importance de la localisation du tenseur des contraintes : c'est le cas du plissement superficiel et des fissures de traction qui apparaissent à l'extrados du pli. Ce schéma est rigoureusement valable si le milieu est resté continu jusqu'à l'apparition des fissures de traction (mais il ne l'est pas forcément si des diaclases sont apparues avant l'amorce du plissement).

On interprète également comme des fissures d'extension les discontinuités qui apparaissent entre les boudins d'une strate résistante, comprise entre deux couches plus déformables. Ces fissures, ainsi que certaines fissures en échelon, sont remplies de minéraux recristallisés (calcite et quartz notamment). Dans le cas du boudinage, il ne fait pas de doute que l'ouverture et le remplissage sont le résultat d'une même phase, mais, dans le cas des fissures en échelon, on peut toujours se demander si l'ouverture et la recristallisation ne se sont pas produites au cours d'une phase tectonique, bien ultérieure à la création des fissures.

VIII,5 - LES FAILLES.

Les failles sont des surfaces de discontinuité cinématique témoignant d'un glissement face sur face (éponte contre éponte) des deux compartiments. Le mécanisme de la faille est reproduit dans les essais par les ruptures de type Ib et IIa.

On peut émettre les hypothèses suivantes :

- la direction de la faille est oblique par rapport à la direction de la contrainte principale majeure σ_1 ; l'angle que fait σ_1 avec la faille a une valeur comprise dans l'intervalle $20-45^\circ$ (la valeur théorique exacte est égale à $\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$ ou ϕ est l'angle de frottement interne du matériau).

- il peut exister une direction conjuguée, symétrique de la première par rapport à σ_1 ; ce sont probablement les conditions aux limites qui font que l'une et l'autre ne se développent pas de la même façon. Dans nos essais sur l'argile (état de contrainte biaxiale $\sigma_2 = \sigma_3$), la direction conjuguée n'existe pas pour les ruptures de type Ib et n'apparaît que pour les ruptures de type IIa. Dans toutes les ruptures IIa, on constate d'ailleurs que, malgré la symétrie apparente de l'essai, une direction finit toujours par l'emporter sur l'autre. Rappelons que, dans les essais, nous avons observé l'apparition simultanée des deux familles (d'où l'appellation conjuguées).

Si donc sur le terrain on observe deux directions de failles et si l'on peut établir qu'elles sont apparues lors de la même sollicitation tectonique, on peut en déduire que la contrainte principale majeure σ_1 se trouvait dans le plan bissecteur de l'angle aigu qu'elles dessinent. Si l'on suppose que la direction de l'intersec-

tion des deux failles est celle de la contrainte principale intermédiaire σ_2 , σ_1 est complètement déterminé (schéma classique de ANDERSON 1951). Ce modèle simple reste valable si le matériau peut être considéré comme continu jusqu'à apparition des failles et si le système de contraintes n'a pas varié notablement au cours de la déformation (absence de rotation en particulier). Ces conditions ne sont pas toujours réalisées, et c'est pourquoi ARTHAUD (1969) a proposé d'analyser les populations de failles plutôt en termes de déformation que de contraintes. Sa "méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles" est maintenant couramment utilisée par les géologues pour l'analyse des déformations à l'échelle d'un massif.

VIII,6 - LE PROBLEME DES DIACLASES.

Les diaclases sont des fissures au long desquelles aucun mouvement n'a pu être décelé.

Dans les roches sédimentaires, elles se présentent le plus souvent sous la forme de deux familles transversales à la stratification. Dans les roches ignées, il y a en général trois familles de diaclases plus ou moins bien exprimées (exemple : la lève, la descente et la trosse dans le granite des carrières du Sidobre) qui déterminent un système grossièrement tri-rectangulaire. Les diaclases sont donc présentes dans toutes les roches. Le problème de leur origine n'est pas encore clairement résolu aujourd'hui. Il n'est pas sûr d'ailleurs que toutes les diaclases soient le résultat d'un même processus mécanique. Dans ce qui suit nous nous limiterons au cas des diaclases des roches sédimentaires.

On a fait au sujet des diaclases, de nombreuses hypothèses. Certaines sont fantaisistes et appartiennent à la petite histoire de la géologie : ruptures dues à des forces magnétiques, ruptures de fatigue engendrées par l'attraction variable de la lune ... (voir un court historique dans Price, p. 127-129). D'autres sont plus difficiles à écarter complètement (ruptures dues à des secousses sismiques). On discute encore beaucoup aujourd'hui pour savoir si les diaclases sont des figures de compression ou de décompression.

D'un point de vue mécanique, il nous semble qu'on peut ramener le problème à la discussion entre deux hypothèses. Si l'on admet un mouvement accompagnant la formation des diaclases, mais trop petit pour qu'on en détermine le sens :

- il peut s'agir d'un micromouvement de décollement, qui rend les diaclases analogues à des fissures de traction ou d'extension ("tension joints") ;

- il peut s'agir aussi d'un micromouvement de glissement, qui rattache les diaclases à la catégorie des failles ("shear joints" ou "incipient faults").

Avant d'aborder la discussion des arguments en faveur de l'un ou l'autre de ces mécanismes, il faut rappeler deux points aujourd'hui bien établis.

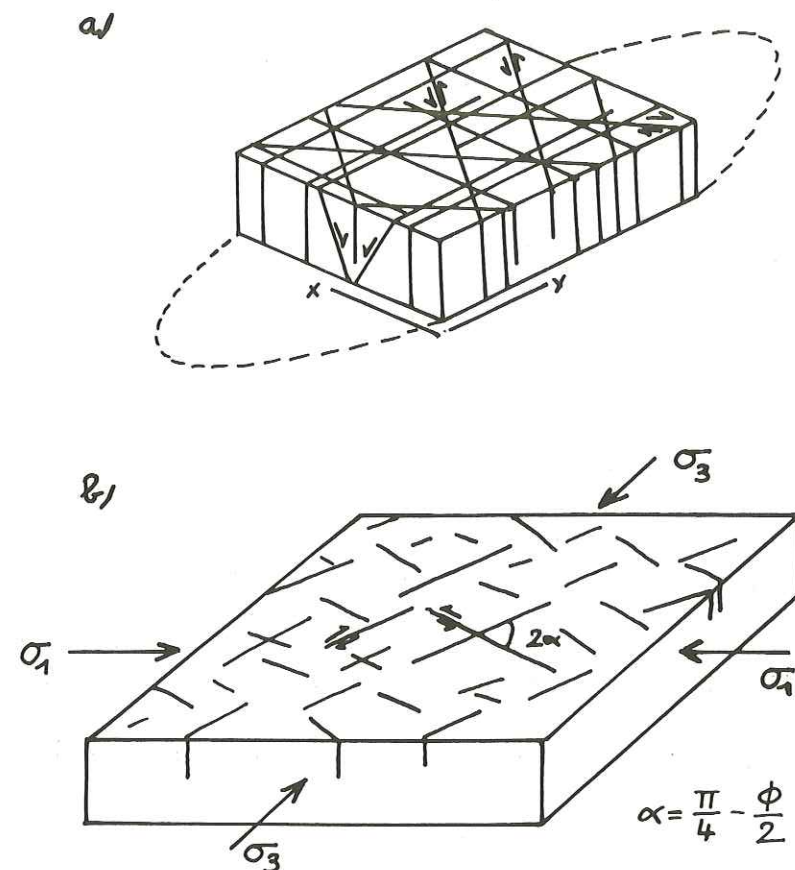


Fig. 106 : Interprétations mécaniques des diagenèses.
a) hypothèses de PRICE (1974) ;
b) hypothèses des efforts tectoniques horizontaux (compression).

a)- Les diagenèses sont présentes dans toutes les roches sédimentaires même les moins déformées.

b)- Leur orientation n'est pas aléatoire ; en particulier lorsque des plis et des failles appartenant au même épisode tectonique les accompagnent, on trouve généralement une relation entre ces structures et les diagenèses.

On peut donc penser que les diagenèses apparaissent au cours de la déformation immédiatement consécutive à la sédimentation. Nous donnons au mot déformation un sens très large. Ainsi les sédiments réputés non déformés de certains bassins sédimentaires ont toujours subi au moins les déformations liées à l'enfouissement progressif sous le poids des sédiments, à la compaction et au mouvement positif qui provoque l'émergence. PRICE (1974) a suggéré qu'au cours de ces déformations premières, des fissures d'extension et des microfailles étaient susceptibles d'apparaître, et que leurs directions pouvaient être définies simplement par rapport aux axes du bassin de sédimentation, supposé elliptique dans les calculs (fig. 106a).

Dans l'hypothèse de la décompression et de l'apparition de diagenèses d'extension, le problème du mouvement peut être résolu en considérant une ouverture infinitésimale des diagenèses. Mais celle-ci peut être également considérée comme le résultat d'actions postérieures.

Dans cette hypothèse, "il paraît difficile d'envisager que toutes les familles de diagenèses soient la réponse directe à des contraintes de traction agissant perpendiculairement aux plans des diagenèses, parce qu'il serait nécessaire de postuler alors un système de contraintes complexes et changeant pour chaque famille". (PRICE 1966, p. 127). Mais après tout, ce phénomène complexe est concevable, puisque nous savons que l'apparition d'une discontinuité cinématique peut modifier considérablement la distribution des contraintes locales.

Dans l'hypothèse de la compression et de l'apparition des diagenèses dans les mêmes conditions que les failles (nous venons de voir (VIII,5) qu'elles peuvent épouser aussi deux directions conjuguées), ce qui est le plus gênant est que l'on n'observe aucun mouvement sur la plupart des diagenèses. Pour GOGUEL (1948) par suite de la différence entre les coefficients de frottement statique et de frottement dynamique, toute discontinuité créée dans un système de compression est vouée à engendrer un déplacement relatif rapide des deux faces.

Celui-ci n'est peut-être pas observable à l'échelle de nos moyens, et dans les essais sur l'argile, par exemple, les nombreuses fissures qui naissent dans les ruptures de type IIb ne donnent pas toutes lieu à un mouvement notable. Il existe d'ailleurs des intermédiaires entre les diagenèses "sans mouvement" et les failles à rejet important : ce sont les diagenèses striées de certains auteurs. Mais dans leur cas, on ne sait que rarement dire avec certitude si le mouvement et les stries sont concomitants de l'apparition de la diagenèse ou nettement postérieurs.

La concordance des directions entre diagenèses et failles peut être interprétée comme un signe qu'ensemble elles répondent au même mécanisme (comme le suggère-

re l'examen des ruptures de type IIa sur l'argile), mais on peut toujours se demander si les diaclases, premières venues, n'induisent pas ensuite les failles, par redistribution et concentration des contraintes dans leur propre direction.

Le problème des diaclases, qui n'a pas forcément une solution simple et unique, reste donc très entier. Avant de choisir entre les deux hypothèses, il faudrait au surplus être en mesure de reconstituer précisément le contexte de la déformation avec tous ses paramètres (pression, température, nature de la sollicitation) et surtout avoir une idée précise des propriétés du matériau sédimentaire (saturation, cohésion) au moment où les diaclases apparaissent.

VIII,7 - LE PROBLEME DE LA SCHISTOSITE.

La schistosité ou clivage (sens large) est une surface de discontinuité qui permet le débit de la roche en minces feuillets parallèles d'orientation généralement quelconque par rapport à la stratification.

Le problème de l'apparition et de l'interprétation mécanique de la schistosité a été et est encore largement débattu (cf. WILSON 1961, p. 457-495 ; GOGUEL 1945 et 1972 ; SIDDANS 1972 ; WOOD 1974). Il est probable qu'elle n'est pas à l'origine une surface de discontinuité cinématique, mais simplement une surface de faiblesse. Ce ne serait que dans une deuxième phase qu'elle pourrait le devenir. Nous nous bornerons à rappeler deux points sur lesquels tous les auteurs semblent aujourd'hui d'accord.

a)- On distingue en gros deux types de schistosité :

- La schistosité de fracture (de pli-fracture, de "strain slip" ...) qui se traduit par des clivages imparfaitement réglés, le long desquels la matière s'est déplacée d'une quantité à peine sensible ; il n'y a en général pas de recristallisation associée à cette schistosité (fig. 107a) ; la schistosité par "strain slip" apparaît plutôt lorsque le matériau présente déjà une fine alternance de lits de propriétés mécaniques différentes (fig. 107b) ;

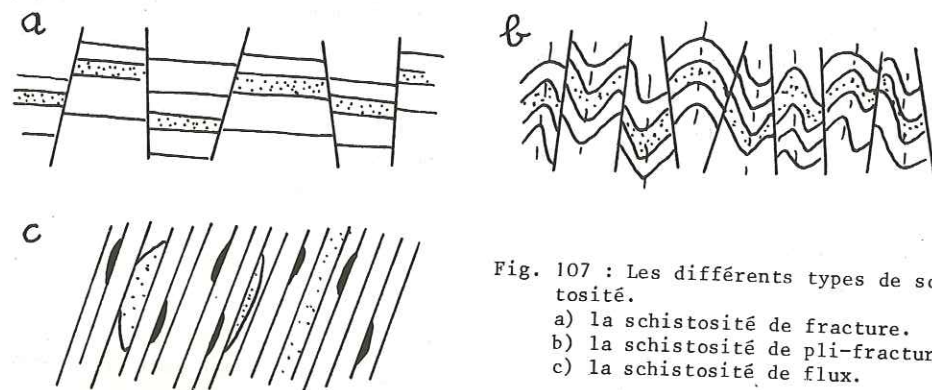


Fig. 107 : Les différents types de schistosité.

- a) la schistosité de fracture.
- b) la schistosité de pli-fracture.
- c) la schistosité de flux.

- la schistosité de flux qui se traduit par des clivages parfaitement réglés, accompagnés de recristallisation dans le plan de schistosité, suivant une direction privilégiée qui est la linéation d'étirement maximal dans ce plan (fig. 107c)

b)- Les schistosités se sont formées perpendiculairement à la contrainte principale majeure locale σ_1 .

Pour les roches, les conditions d'apparition des clivages font encore l'objet de controverses, un peu parce que l'on n'a jamais réussi à en reproduire en laboratoire. En revanche, on connaît plusieurs exemples sur des argiles et des sables, d'apparition d'anisotropies sous l'effet d'une compression (même avec un sable de billes de verre, BIAREZ 1961). Il n'est pas impossible que la déformation continue engendrant l'anisotropie devienne ensuite discontinue par apparition de surfaces de discontinuité (voies de déplacement des fluides perpendiculaires à la compression ? ...).

On considère généralement que l'apparition du clivage est l'indice d'une déformation acquise en profondeur. Cela n'est pas toujours vrai : rappelons-nous que les conditions de température et de pression qui règnent aux grandes profondeurs ont pu également exister localement dans des zones moins profondes de l'écorce, à proximité d'une faille (effet de concentration de contraintes et échauffement dû au frottement). D'autre part, l'étude expérimentale sur l'argile nous a permis de constater l'importance du paramètre teneur en eau. Si l'on est en présence d'une roche, soit naturellement riche en fluide, soit ramollie au niveau d'un apport local (zone fracturée), on peut envisager que l'apparition de la schistosité se fasse dans des conditions de pression et de température assez peu élevées. Au sein d'une couche d'argile, qui se transforme progressivement en schiste sous la charge des sédiments surincombants, à partir de quand peut-on parler de schistosité ?

VIII,8 - BILAN.

Dans la déformation d'ensemble des massifs, les processus élémentaires précédemment décrits sont très souvent combinés. D'une manière générale la complexité du système de fissuration croît avec l'ampleur de la déformation. On constate que les diaclases apparaissent dans un domaine de petites déformations. Les failles et la schistosité (souvent associées à des plis) correspondent plutôt au domaine des grandes déformations. Toutefois, la cause première de l'apparition de tel ou tel type de discontinuité n'est pas seulement l'ampleur de la déformation, mais aussi tout son contexte (propriétés du matériau, conditions physiques et mécaniques de la déformation).

A l'instant où, dans un milieu continu ou localement continu, apparaissent des surfaces de discontinuité, on peut émettre une hypothèse sur le système de contraintes qui les ont engendrées. S'il s'agit de surface de discontinuité cinématique, l'observation du mouvement qui accompagne leur naissance permet de distinguer deux

cas :

- s'il y a tendance à l'écartement des deux faces la contrainte principale majeure locale σ_1 se trouve parallèle à la surface de discontinuité (cas de fissures de traction et d'extension, de certaines fissures minéralisées, peut-être de certaines diaclases ...).

- en cas de glissement face sur face la contrainte σ_1 fait un angle de 20 à 45° ($\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$) avec le plan de la fissure (cas de failles et cisaillements, des fissures striées et de certaines diaclases ...).

S'il s'agit d'une surface de moindre résistance, régulière, pénétrante et de fréquence très élevée, la contrainte σ_1 lui est perpendiculaire au moment de sa formation. Si, et seulement si, la contrainte σ_1 tourne après la création de la surface de faiblesse celle-ci peut devenir une discontinuité cinématique, en général de type faille.

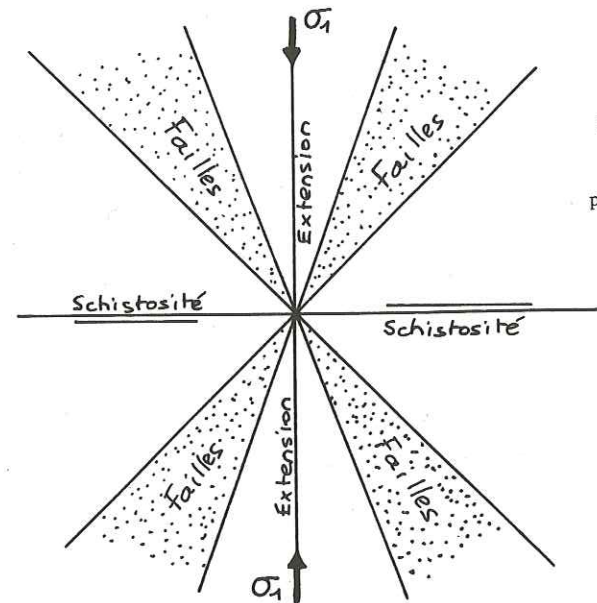


Fig. 108 : Orientation des surfaces de discontinuité par rapport à la contrainte σ_1 locale.

(à apparition)

Ces résultats sont résumés sur la figure 108. Les règles qu'elle schématise sont valables pour les premières fissures qui apparaissent dans un milieu initialement continu, ce qui doit être rarement le cas du milieu naturel. On ne peut donc les utiliser qu'avec précaution.

Nous allons maintenant étudier un cas plus complexe de système de fissuration, en nous aidant une fois encore de quelques autres essais réalisés sur l'argile.

CHAPITRE NEUF

APPLICATION A L'ETUDE DES ZONES DE CISAILLEMENT

IX,1 - GENERALITES.

Dans les essais de compressions simples et triaxiales nous avons observé que la fissure se développait en gardant la même direction. Ce n'était pas toujours le cas dans les essais brésiliens où pour les ruptures ductiles, les deux fissures qui limitent le "diabolo" sont plus pentées au centre de l'échantillon (là où elles commencent) qu'aux extrémités. Ces observations simples peuvent être mises en relation avec la nature du champ de contraintes dans ces différents essais : en compression simple et triaxiale le champ des contraintes est homogène (au moins pour les ruptures ductiles) alors qu'il ne l'est pas dans l'essai brésilien.

Pour étudier de façon plus précise le système de fissuration nous distinguerons deux phases mentionnées au chapitre I :

- la naissance des fissures, ou fissuration commençante ;
- le développement des fissures, ou fissuration de grandes déformations.

Dans les essais à contraintes homogènes, on connaît en principe la valeur des contraintes à tout instant et en tout point. C'est grâce à eux que l'on peut établir les règles d'orientation des fissures par rapport aux contraintes (fig. 108). Mais du point de vue de l'étude du système de fissuration, ils sont moins intéressants car ils correspondent au cas particulier où la fissuration commençante coïncide avec la fissuration de grandes déformations. Ceci est rarement réalisé dans la nature où, le plus souvent, le champ de contraintes est hétérogène.

Dans ce chapitre, nous allons chercher à décrire des essais qui se rapprochent plus d'un système de contraintes naturel. Il s'agit d'abord d'essais à la boîte de cisaillement. Le dispositif classique a été modifié pour permettre l'observation des fissures. Pour mieux étudier ensuite la fissuration de grandes déformations, nous avons conçu un appareil simple qui reproduit en modèle réduit le fonctionnement d'un décrochement profond sous une couverture déformable.

IX,2 - ESSAIS DE CISAILLEMENT.

IX,2,1 - La boîte de cisaillement de Casagrande :

Dans cet essai le matériau est disposé dans une boîte en deux parties dé-

terminant un plan de cisaillement. La demi-boîte inférieure est entraînée à vitesse constante. On mesure l'effort qui en résulte sur la demi-boîte supérieure à l'aide d'un anneau dynamométrique travaillant en traction. Dans la boîte utilisée l'échantillon pouvait avoir une dimension maximale de $(6 \times 6 \times 4)$ cm.

Pour chaque essai on trace une courbe contrainte tangentielle - déformation transversale. Le pic donne la valeur limite de la contrainte τ sur le plan de cisaillement. En essayant le même matériau sous différentes charges verticales σ_n , on obtient plusieurs couples (σ_n, τ) limites qui permettent de tracer une courbe intrinsèque.

La boîte de cisaillement donne en général des angles de frottement plus forts que ceux obtenus au triaxial (CAQUOT et KERISEL, p. 229).

Dans l'essai de cisaillement la distribution des contraintes est complexe, les effets de bord nombreux. De plus la contrainte principale majeure, au départ verticale, tourne progressivement au cours de l'essai (fig. 109). On peut essayer d'approcher la distribution des contraintes par la méthode des éléments finis (KUTTER 1971).

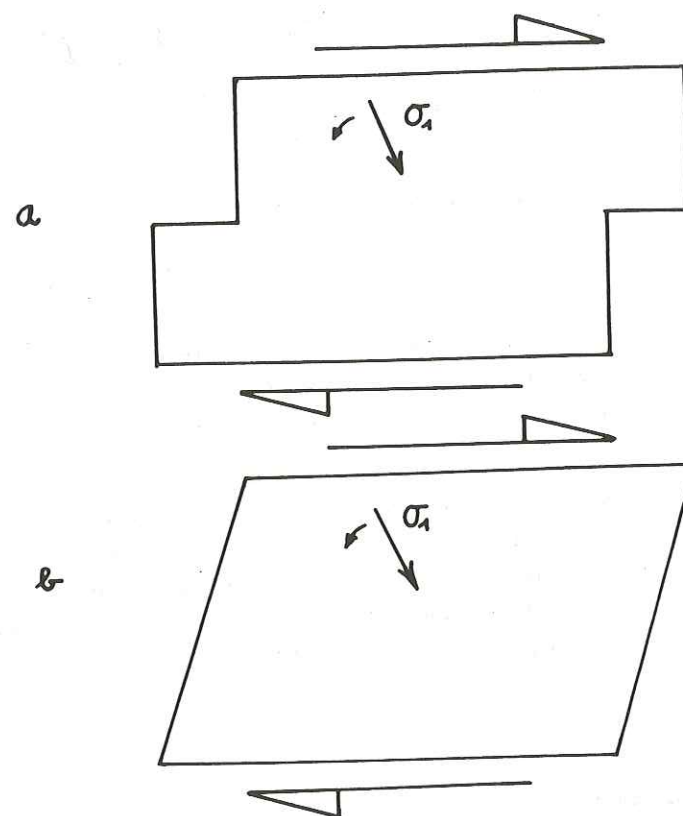


Fig. 109 : Boîtes de cisaillement.
a) Boîte normale b) Boîte modifiée

Le principal inconvénient de la boîte de cisaillement est qu'elle impose un plan de cisaillement bien défini. D'autre part, l'étude du système de fissuration est impossible directement puisque l'échantillon est enfermé dans une boîte. MORGENSTERN et TCHALENKO ont résolu ce problème en répétant 7 fois le même essai, en l'arrêtant à 7 stades de déformation et en taillant chaque fois plusieurs lames minces.

Il nous a été matériellement impossible d'avoir recours à cette méthode et nous avons cherché à modifier la boîte de cisaillement pour permettre l'observation directe des fissures pendant l'essai.

IX,2,2 - La boîte de cisaillement modifiée :

Dans ce système, nous avons supprimé les deux faces latérales de la boîte. L'échantillon est simplement tenu par ses faces inférieure et supérieure. Le plan de cisaillement n'est plus imposé (fig. 109b).

Une vingtaine d'essais ont été réalisés avec ce dispositif (voir annexe).

IX,2,3 - Résultats expérimentaux :

On a réalisé deux essais dans les mêmes conditions, l'un à la boîte normale, l'autre à la boîte modifiée (fig. 110).

Dans l'essai classique la fissuration de grandes déformations est imposée et ne correspond pas à la fissuration commençante. C'est ce qui explique que les paliers des courbes de la figure 110 soient différents. Une rupture de caractère fragile peut passer inaperçue à la boîte normale, à moins qu'on ne dispose d'une boîte permettant de très grandes déformations.

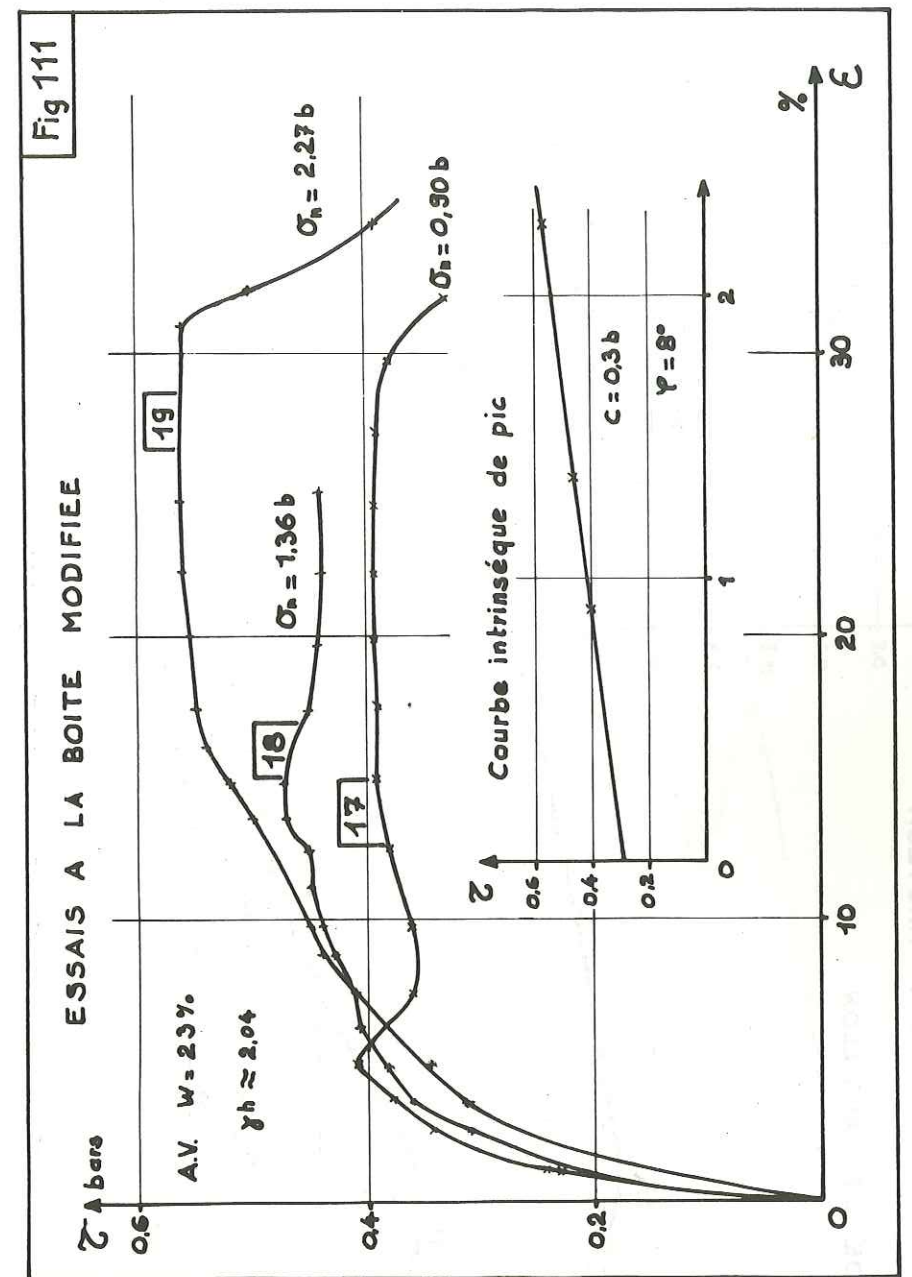
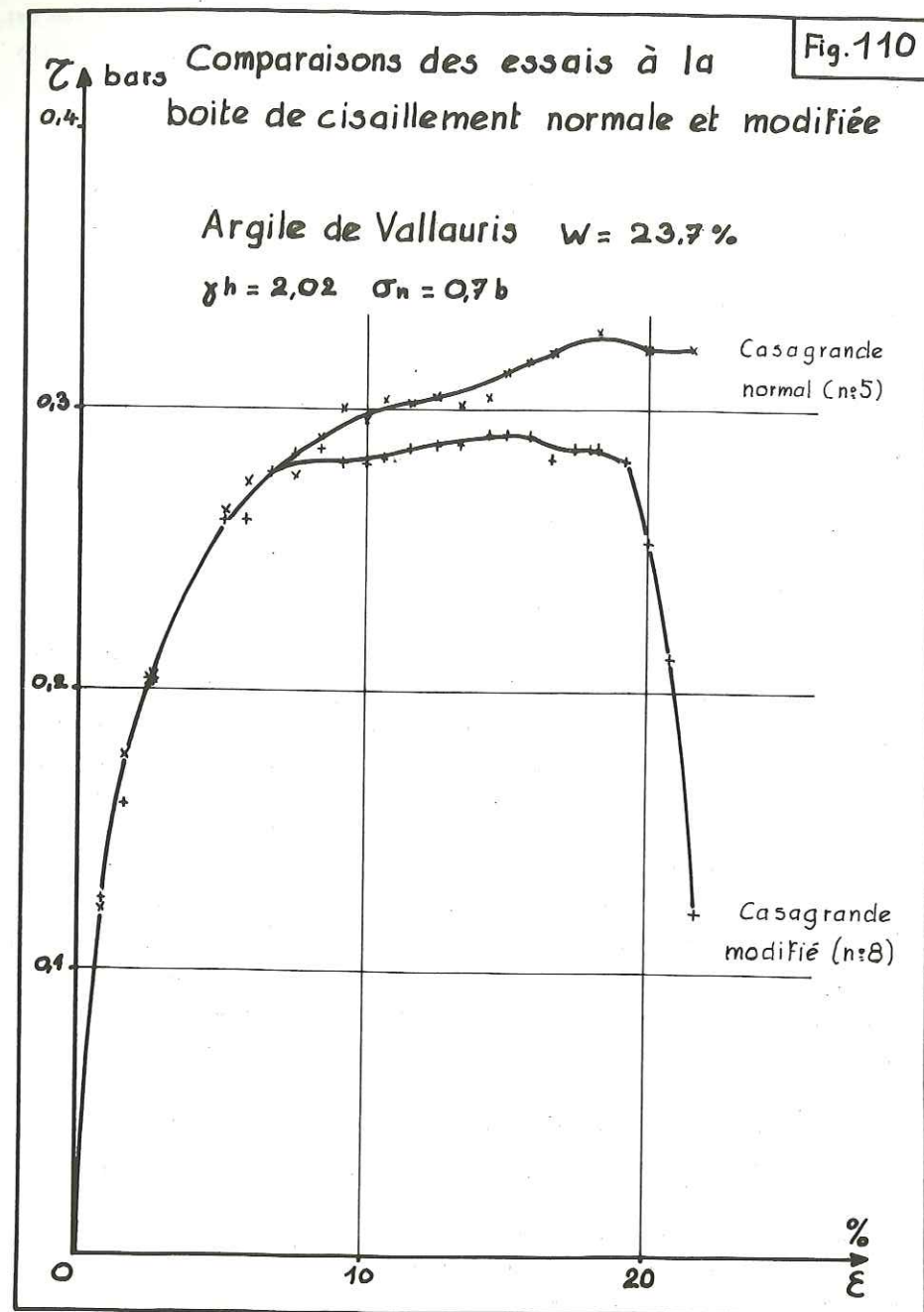
On donne sur la figure 111 une courbe intrinsèque obtenue avec la boîte de cisaillement modifiée. Celle-ci donne une valeur de la cohésion à peu près comparable à celle obtenue au triaxial pour une même teneur en eau (Fig. 58). Mais l'angle de frottement n'est plus nul ($\phi = 7^\circ$). On confirme par ailleurs les résultats des précédents essais (Chapitres III, IV et V):

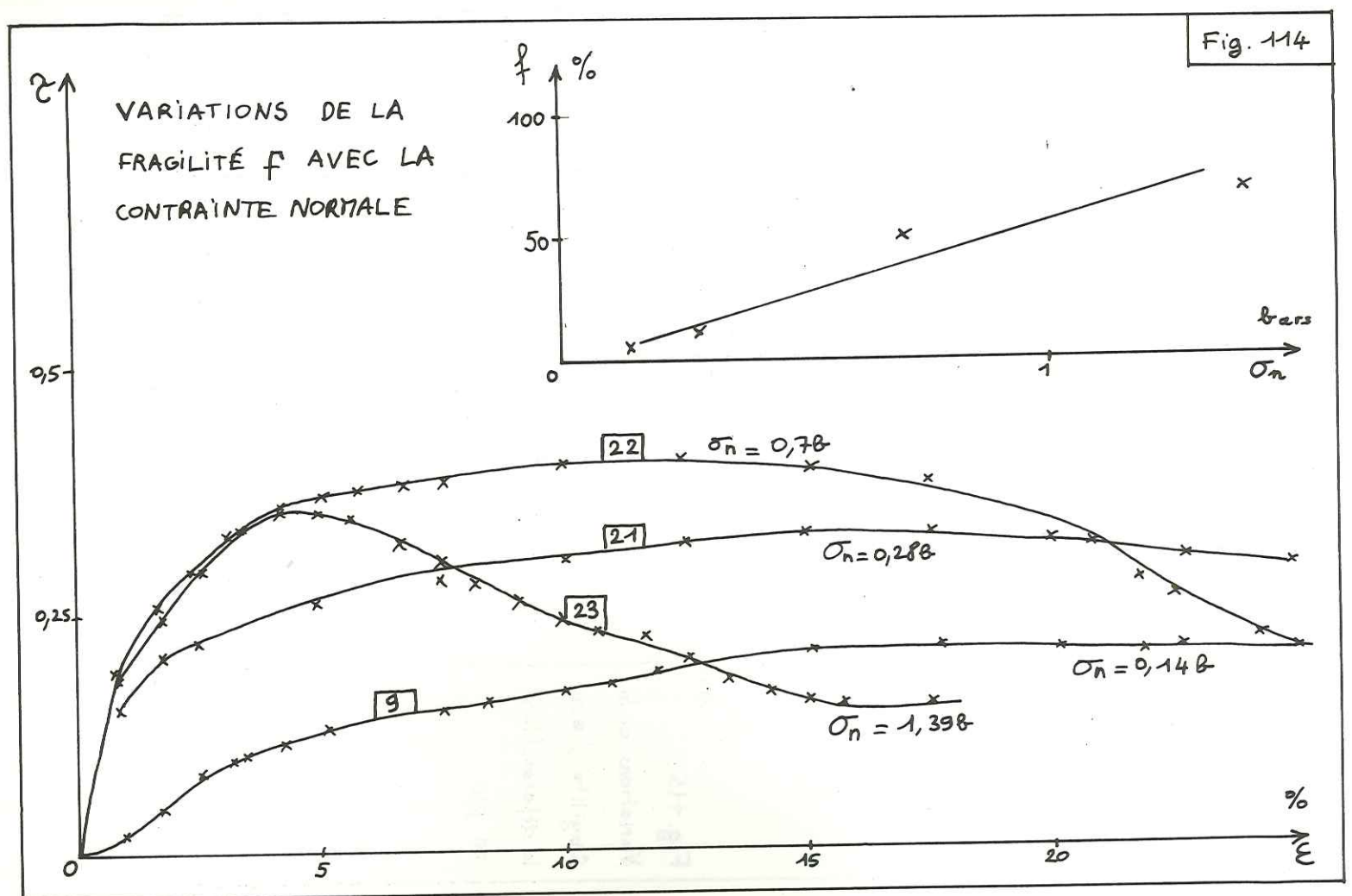
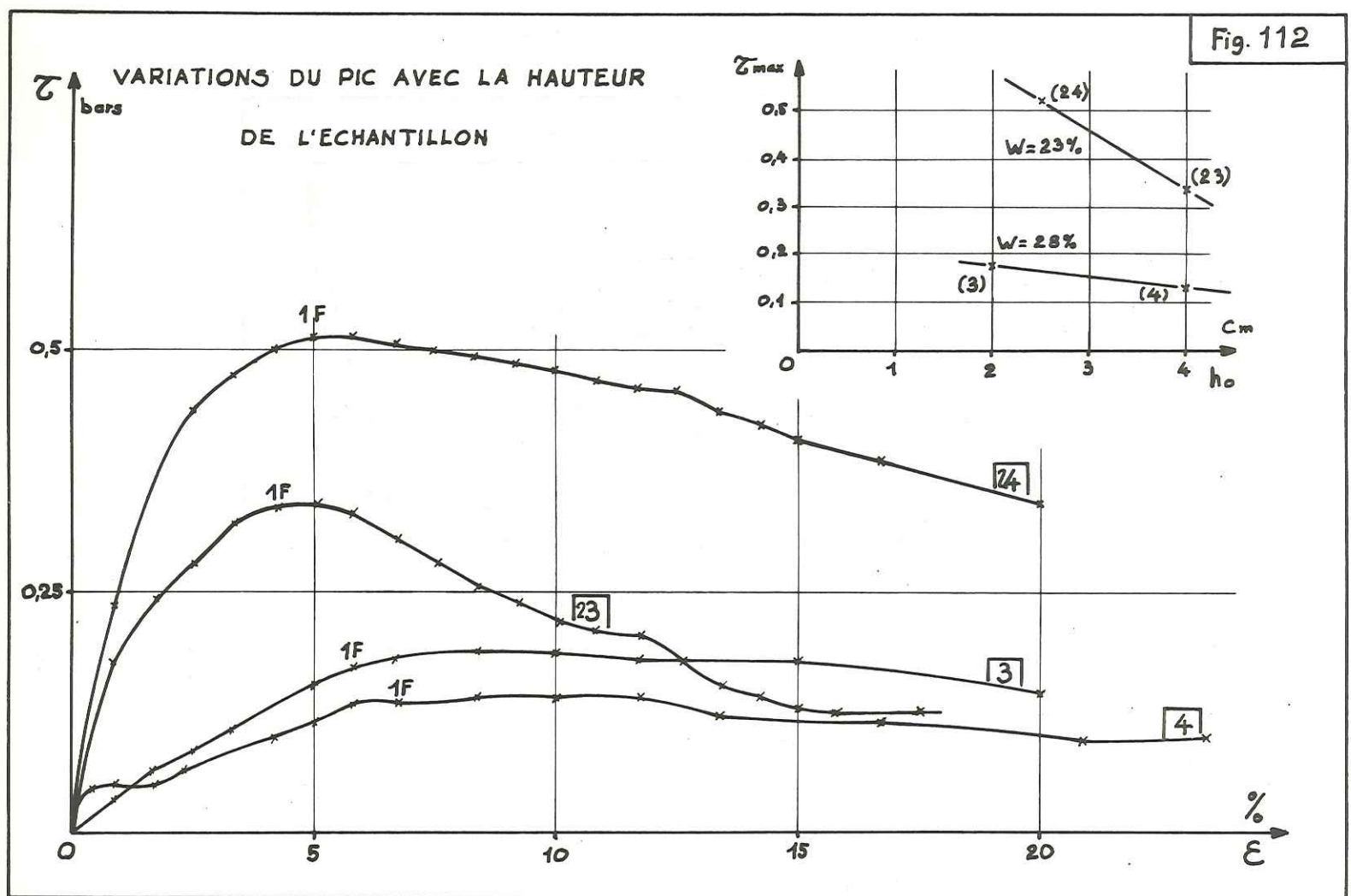
- La résistance maximale croît lorsque la teneur en eau baisse.

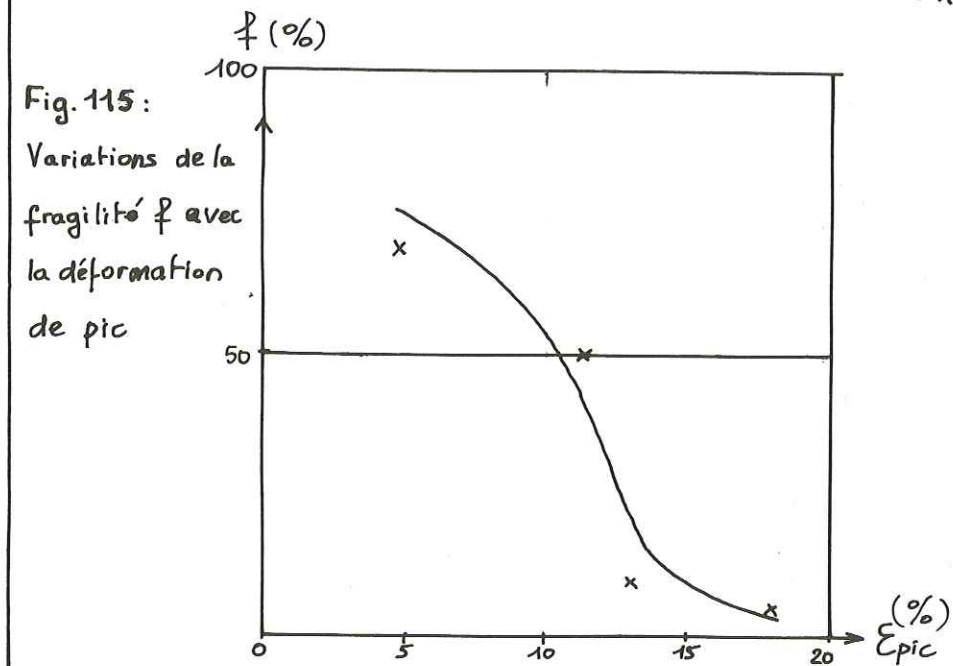
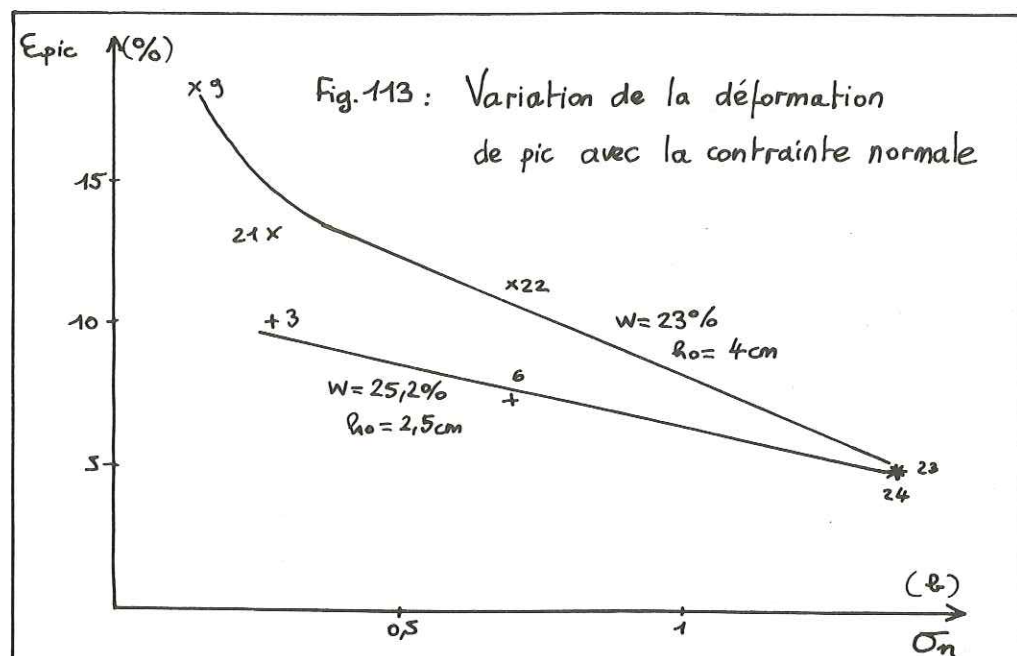
- La résistance maximale décroît lorsque les dimensions de l'échantillon augmentent (fig. 112). On retrouve donc l'effet d'échelle signalé au chapitre IV.

- La déformation de pic décroît lorsque la contrainte normale augmente (fig. 113). Celle-ci joue un peu le rôle de la pression latérale dans les essais triaxiaux et la courbe obtenue est à rapprocher de celles de la figure 64. Cet effet n'est d'ailleurs pas général (ILKER : fig. IV-59 et 60)

essai n°	W = %	τ_{pic} b.
8	28,0	0,135
2	23,5	0,88







LE DEGRÉ DE FRAGILITÉ EN CONTRAINTE ET LE RAPPORT DE CONSOLIDATION ARGILE A2 d'après essais de cisaillement - ILKER -

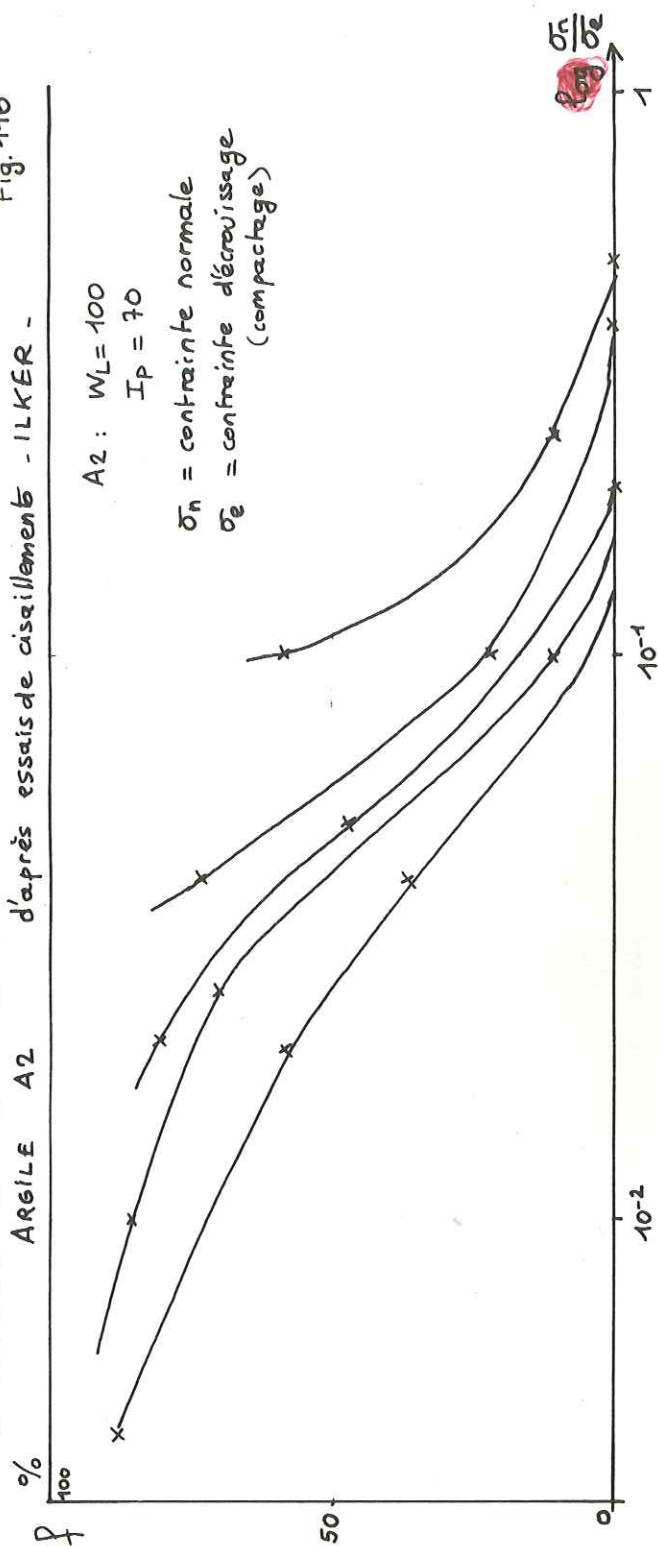
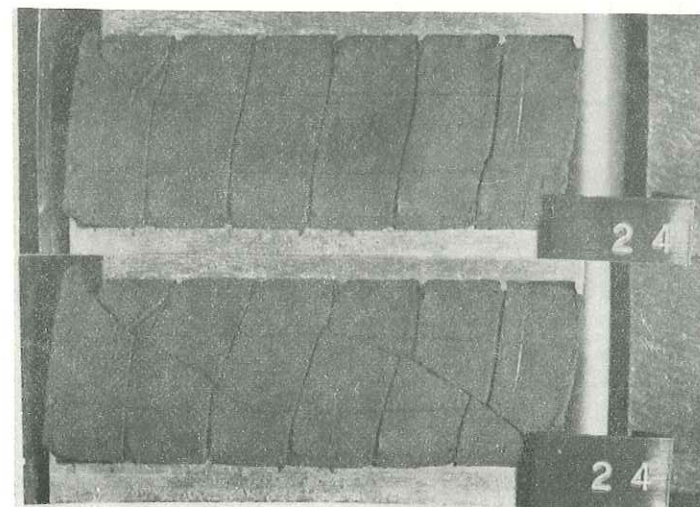
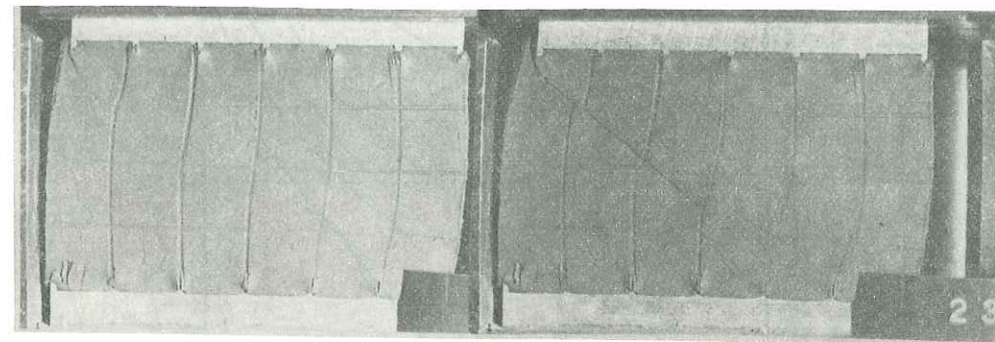
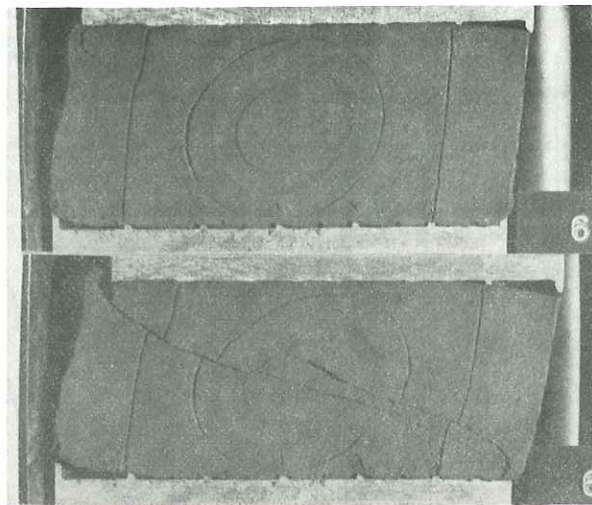


Planche 7



Essais de cisaillement modifié.

- Le degré de fragilité en contraintes égal ici à

$$f = \frac{\tau_{pic} - \tau_{palier}}{\tau_{pic}}$$

croît lorsque la contrainte normale augmente (fig. 114). Ce résultat paradoxal s'explique par le fait que l'échantillon est mal maintenu dans la boîte. f décroît lorsque la déformation de pic augmente (fig. 115), ce qui, cette fois, est en accord avec les essais précédents (fig. 90 et 91).

On peut compléter ces résultats sur le degré de fragilité en contraintes par une courbe déduite des essais d'ILKER (fig. 116). Celle-ci montre que le degré de fragilité en contraintes décroît lorsque le rapport de la contrainte de consolidation σ_c à la contrainte d'utilisation σ_n décroît. Ce rapport varie de façon très analogue au rapport R_c/σ_3 proposé plus haut.

Les essais de compression simple et triaxiale et les essais de cisaillement normaux et modifiés sur l'argile à teneur en eau variable donnent en fin de compte un ensemble de résultats mécaniques très homogène.

IX,2,4 - Le système de fissuration :

Comme dans les essais précédents on a photographié l'échantillon à différents stades de la déformation.

Les fissures commencent aux bords de l'échantillon. Au départ l'angle de la fissure est d'environ 40° avec la verticale. La fissure se propage vers le milieu de l'échantillon avec une inclinaison moindre (15 à 20°). Ceci pourrait être en relation avec la rotation de la contrainte principale au cours de l'essai. Le système conjugué apparaît pour certains essais (voir essai n° 6, planche 7). Dans l'essai n° 24 (planche 7) on observe deux grandes fissures "en échelon".

L'interprétation de ces résultats est délicate. Le schéma théorique le plus couramment admis pour l'essai de cisaillement est celui de HANSEN (fig. 117). Il paraît vérifié pour les essais de MORGENSTERN et TCHALENKO sur la kaolinite (fig. 117 bis).

Pour l'argile de Vallauris, comme dans les essais de compression simple et triaxiale, ce schéma conduirait à une valeur de $\phi \approx 2 \times 15^\circ = 30^\circ$ qui ne correspond pas au ϕ de la courbe intrinsèque. Comme nous l'avons signalé plus haut ceci est probablement dû au fait que les essais réalisés ne sont pas drainés, contrairement à ceux de MORGENSTERN et TCHALENKO.

Dans ces essais à la boîte modifiée, la déformation que l'on peut imposer est limitée par la course de la demi-boîte inférieure et par le bâti de la demi-boîte supérieure. Ceci ne permet pas d'observer correctement le développement de la fissuration de grandes déformations.

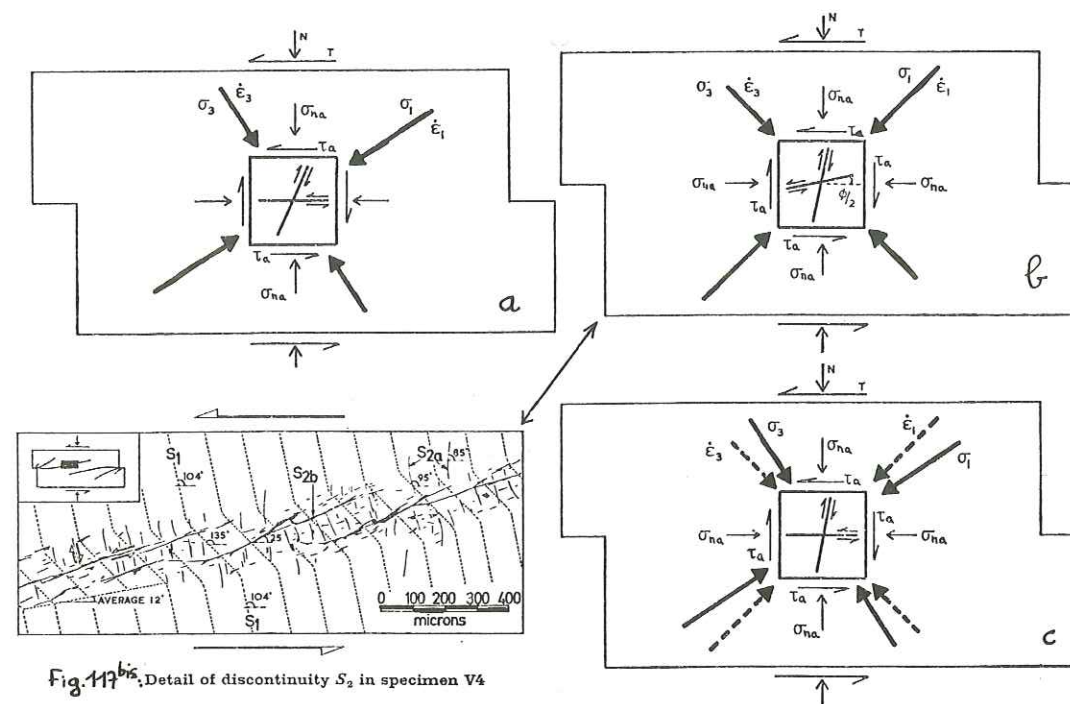


Fig. 117^{bis}, Detail of discontinuity S_2 in specimen V4

MORGENSTERN
et TCHALENKO - FIG. 117 :

Interpretation of the shear box test. Stress and strain rate directions in
(a) the common interpretation
(b) the Hill (1950) and Hansen (1961) interpretation
(c) the interpretation based on Josselin de Jong (1959)

IX,3 - ESSAIS DE DECROCHEMENT.

IX,3,1 - Généralités :

Le dispositif expérimental, reproduisant un décrochement de socle sous une couverture déformable et au départ continue, a été réalisé non seulement parce qu'il permettait l'étude expérimentale de grandes déformations, mais aussi parce qu'il se rapprochait d'un type de déformation géologiquement possible. On sait en effet que la limite tracée habituellement par le géologue entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire correspond à une surface de discontinuité entre deux milieux de comportement mécanique très différent.

Le socle est traversé par des discontinuités souvent verticales qui sont les traces de son histoire tectonique antérieure. Lorsque des efforts lui sont transmis, le matériau cristallin se déforme peu, ce sont surtout les discontinuités anciennes qui jouent (mécanique de blocs) et particulièrement par coulissage et rejet horizontal (décrochement).

La couverture est limitée à de grands bassins de sédimentation qui peuvent recouvrir des zones faillées du socle. On peut la considérer comme très déformable par rapport au socle. Comme on observe souvent que la couverture ne reste pas solide du socle au cours de la déformation, on peut également considérer la limite socle-couverture comme une surface de moindre résistance mécanique.

Le rôle tectonique des décrochements du socle a été plusieurs fois souligné

C'est en particulier une hypothèse retenue par Mr VIALON (1973) pour expliquer différentes "phases" de l'orogénèse alpine.

IX,3,2 - Description du modèle :

Les essais ont été réalisés en l'Institut Dolomieu en collaboration avec J.P. ROBERT.

Deux plateaux en bois simulant le socle peuvent se déplacer l'un par rapport à l'autre suivant une direction D, parallèle à leur plan, imposée par des glissières (fig. 118). Une galette d'argile est appliquée sur ces plateaux, soit directement, soit avec un film de matériaux annexe (colle, talc) en intermédiaire.

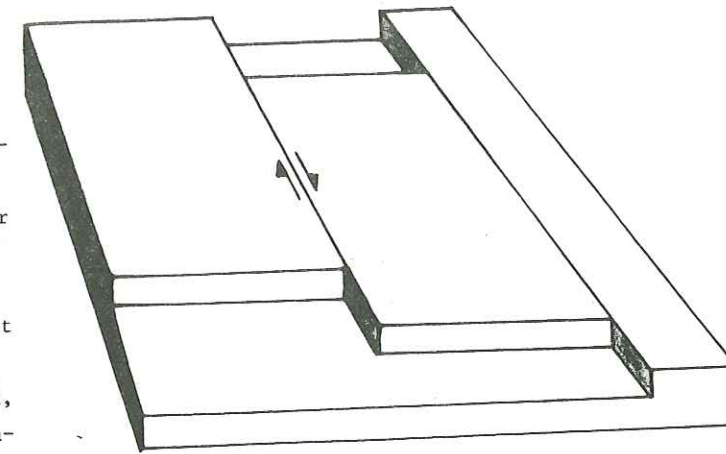


Fig. 118 : Dispositif expérimental de décrochement

On peut faire varier la consistance de l'argile ainsi que l'épaisseur et la surface de la galette.

Un tel modèle a été proposé et étudié en Allemagne par CLOOS (1928) et RIEDEL (1929). Plus récemment des modèles analogues ont été repris par les géologues du pétrole (MOODY et HILL 1956 ; MOODY 1973 ; WILCOX, HARDING et SEELY 1973) et les tectoniciens des rides océaniques (COURTILLOT, TAPPONNIER et VARET 1974).

Les résultats concernant la fissuration commençante sont classiques. Nous les rappellerons avant de décrire le développement de la fissuration et la rupture de la couverture, obtenue pour un grand déplacement le long de la faille de socle.

IX,3,3 - Structures superficielles liées à un mouvement décrochant profond :

Plusieurs types de structures en échelon ont été décrites comme pouvant être associées à un décrochement.

a)- Plis en échelon :

Ce sont les premières structures qui apparaissent (fig. 119a). L'argile ne permet guère leur observation, qui est beaucoup plus facile lorsque la couverture est simulée par une feuille de papier fixée à une certaine distance du décrochement sur les plaques de bois (WILSON 1970).

On admet en général que l'axe des plis fait à leur apparition un angle de 45° avec la direction du décrochement D (WILSON 1970). Lorsque la déformation se poursuit, cet angle est susceptible de varier et WILCOX, HARDING et SEELY (1973) donnent pour l'état final la valeur de $30 \pm 15^\circ$, résultant à la fois d'essais sur modèle et de l'observation d'un grand nombre d'exemples naturels.

b)- Fissures d'extension :

On admet qu'elles s'ouvrent en relais à 45° de la direction du décrochement profond D, perpendiculairement aux axes de plis. On les note par la lettre T (fig. 119b).

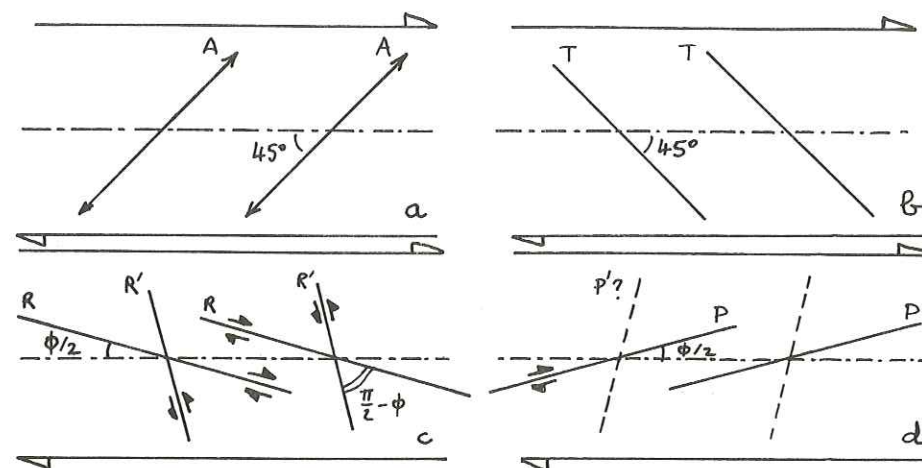


Fig. 119 : Structure en échelon à leur apparition le long d'une zone de cisaillement dextre.

a) plis ; b) fissures d'extension ; c) Riedel ; d) fissures P.

Comme elles tendent à s'ouvrir on admet qu'elles correspondent à un mode de rupture fragile (type Ia) et qu'elles se trouvent donc parallèles à la direction de la contrainte maximale locale σ_1 . Il faudrait donc qu'à apparition de ces fissures en échelon, σ_1 se trouve à cet endroit de la couverture à 45° de la direction du décrochement.

Après apparition si le déplacement le long de la faille de socle est poursuivi, ces fissures, comme les axes de plis en échelon, prennent une forme sigmoïde (WILSON 1970).

Une des bizarreries de ces structures est qu'elles ont été reproduites expérimentalement pour une argile mouillée en surface. Or en général l'humidification ne va pas de pair avec la fragilité. Personnellement, nous n'avons pu reproduire ces fissures sur notre modèle, même en humidifiant l'argile.

c)- Fissures de Riedel :

Il s'agit de deux familles de fissures conjuguées appelées également cisaillements conjugués. Elles sont dénotées par les lettres R et R' (fig. 119c).

Ce sont des surfaces de glissement. L'interprétation des Riedel a été faite par analogie avec celle de la boîte de cisaillement de Casagrande (SKEMPTON 1966, MORGENSTERN et TCHALENKO 1967).

Si ϕ est l'angle de frottement interne du matériau, l'angle entre les deux cisaillements (R, R') vaut $(\pi/2 - \phi)$ et R fait avec la direction de D un angle de $\phi/2$. Si l'on prend une valeur moyenne de $\phi = 30^\circ$ on retrouve les valeurs fréquemment citées dans la littérature, de 15° pour l'angle entre R et D et 75° pour celui de R' et D (HANCOCK 1972).

Comme pour les structures précédentes, ces angles peuvent varier ensuite au cours de la déformation.

d)- On peut noter enfin que certains auteurs et en particulier SKEMPTON suggèrent l'existence d'une autre famille de cisaillements conjugués. Elle correspondrait à un équilibre de butée ("thrust shear") et se trouverait symétrique de (R, R') par rapport à D. TCHALENKO (1970) en observe quelques unes dans des zones de cisaillement (phase de grandes déformations). Mais il peut s'agir aussi de nouveaux Riedel ou de nouvelles fissures d'extension apparaissant après la nouvelle distribution de contraintes qui suit l'apparition des premières fissures. Nous n'en avons pas observé dans nos essais.

IX,3,4 - Expériences :

Une quinzaine d'essais ont été réalisés. On a fait principalement varier l'épaisseur de la couverture d'argile en maintenant sa surface et sa consistance constantes ($w = 18$ à 20%).

Deux types de comportement ont été mis en évidence :

a)- La fissuration de grandes déformations ne coïncide pas en direction avec la fissuration commençante.

C'est le cas de l'essai présenté (Planche 8a) à différents stades de déformation. La couverture est mince et adhérente.

Pour les valeurs faibles du déplacement des plateaux ce sont d'abord des fissures en échelon de type R qui apparaissent à 13° de D. Cette différence angulaire faible et la bonne adhérence aux plateaux imposent une croissance limitée pour R de part et d'autre de la zone de décrochement D.

Pour des valeurs grandes du déplacement on constate que la discontinuité profonde apparaît finalement dans la couverture. Deux mécanismes plus ou moins combinés peuvent être invoqués :

- la fissure initiale s'incurve pour se rapprocher de la direction D et rejoindre bientôt une autre fissure de même type.
- la nouvelle distribution des contraintes après l'apparition des pre-

mières fissures provoque la rupture des ponts d'argile entre les fissures de type R avec une direction et éventuellement un mode de rupture différent (faille tressée de SKEMPTON 1966).

Vu l'échelle de nos observations il est difficile de se prononcer pour l'une ou l'autre de ces interprétations.

Dans les deux cas il peut exister une zone assez peu étendue au delà de la zone broyée, où les fissures conservent leur disposition originale.

b)- La fissuration de grandes déformations coïncide en direction avec la fissuration commençante.

C'est le cas de l'essai représenté planche 8 b . La couverture est épaisse et moins adhérente.

Les fissures de type R apparaissent à 15° de la direction D. Des fissures R' apparaissent également (Planche 8 b fig. 2).

Les fissures se développent, les R croissent rapidement (Planche 8 b fig. 3).

Finalement une des fissures de type R devient très importante et croît jusqu'à rompre la couverture suivant une faille qui garde une direction constante, faisant un angle d'environ 15° avec la direction du décrochement profond.

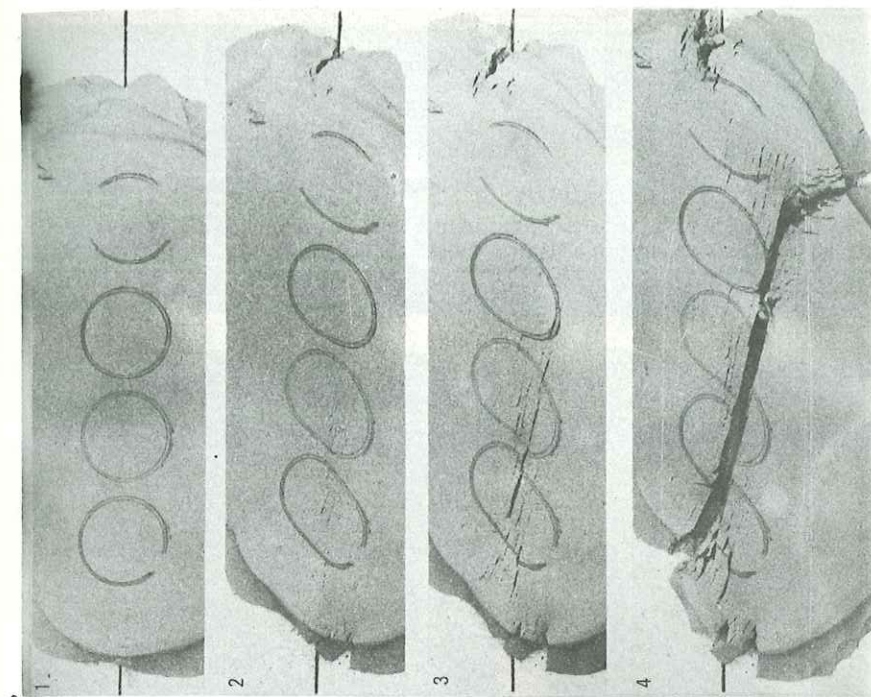
Un autre essai de ce type est présenté Planche 9 . Deux agrandissements montrent bien les deux réseaux R et R' (Planche 9 fig. a, b, c). On note que la zone fissurée est très large de part et d'autre de la zone de décrochement D. La fissuration n'est pas toujours symétrique par rapport à D. Dans certains secteurs la direction de R' a nettement tourné au cours de l'essai (Planche 9 fig. d).

Enfin, sur la face cachée de l'échantillon, on remarque en fin d'essai, outre les traces des fissures, des stries qui rappellent le glissement localisé d'un secteur de couverture argileuse sur le socle en bois. On peut penser que ce glissement commence assez tôt au cours de l'essai.

On peut noter enfin que comme dans les essais de cisaillement à la boîte modifiée la valeur de ϕ déduite des observations sur le modèle ($\phi \approx 2 \times 15^\circ = 30^\circ$) ne correspond pas à celle de la courbe intrinsèque. Rappelons que pour pouvoir tenter la comparaison il faudrait connaître l'angle de frottement interne correspondant à des essais drainés ou mieux l'angle vrai ϕ_e de Hvorslev (TCHALENKO 1970, p. 1632 et "Table 2" p. 1634).

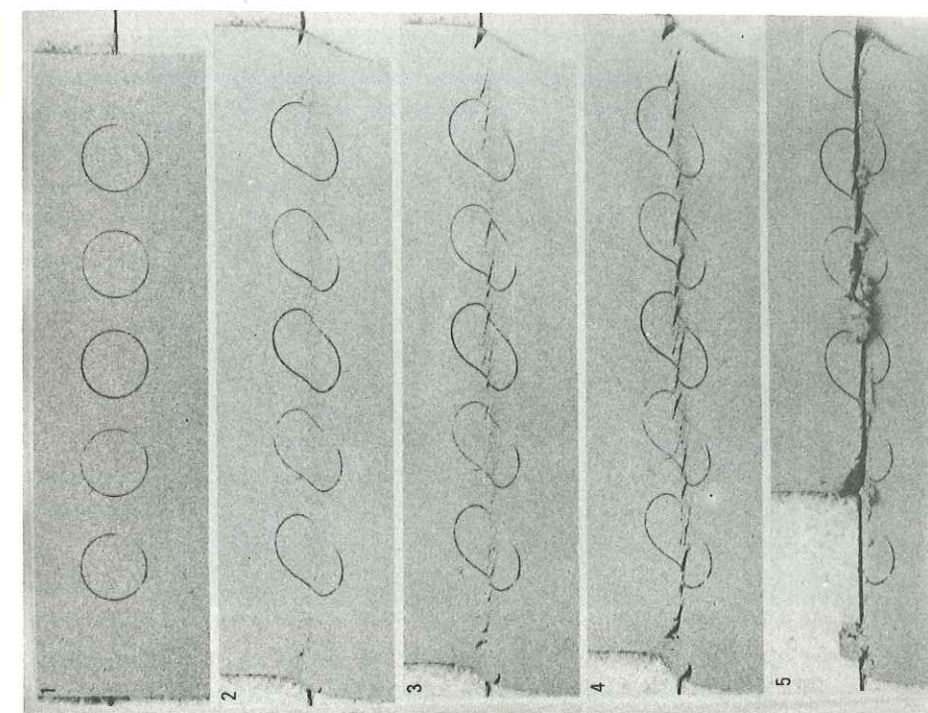
IX,3,5 - Conséquences :

Sur le plan mécanique, les essais précédents illustrent l'influence des conditions aux limites sur le système de fissuration et le mode de rupture d'un échantillon. Jusqu'à la création des premières fissures, on peut décrire à peu près le système de contraintes même dans un essai à champ de contrainte hétérogène. Mais dès que



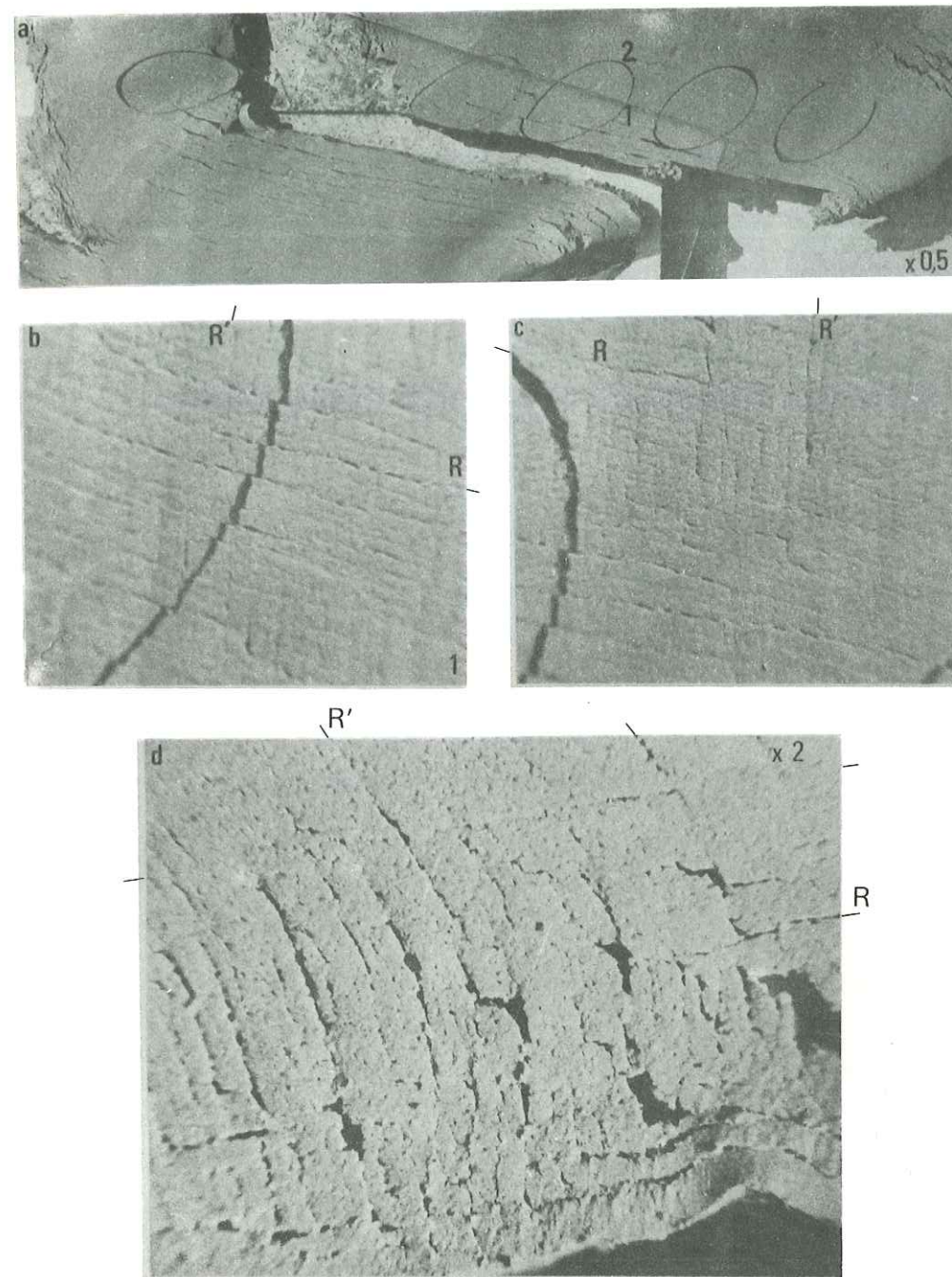
Type 2

- Répercussions d'un décrochement de socle dans la couverture
type 1 : la faille de socle apparaît en direction dans la couverture.
type 2 : Le Riedel associé au décrochement est responsable de la rupture de la couverture.



Type 1

Planche 8 :



- Détail de la fissuration associée au type 2.

des discontinuités cinématiques apparaissent et que la déformation d'ensemble se poursuit, il devient très difficile de décrire en termes de contraintes ce qui se passe dans l'échantillon. A partir de ce stade, la moindre hétérogénéité et les conditions aux limites de la déformation sont susceptibles d'influencer le système de contrainte et le réseau de fissuration d'une manière qui reste dans l'état actuel très imprévisible.

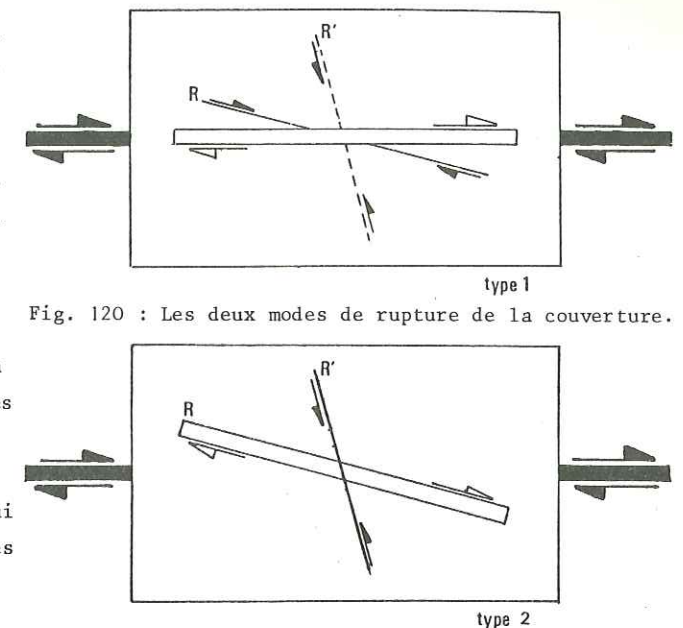


Fig. 120 : Les deux modes de rupture de la couverture.

Si l'on accepte la validité des hypothèses de conception du modèle, on peut penser que les deux modes de rupture de la couverture mis qualitativement en évidence ci-dessus et résumés sur la figure 120 peuvent se retrouver dans la nature à d'autres échelles. Une faille décrochante de la couverture n'apparaît donc pas toujours avec la même direction dans la couverture. Si son rejet horizontal est faible, elle peut être simplement soulignée dans la couverture par des structures en échelon. Si le rejet est fort elle peut passer inaperçue, ou paraître s'interrompre sous une couverture sédimentaire épaisse et peu adhérente, en laissant le relais à une faille importante de la couverture qui fait en direction un angle notable avec elle (valeur moyenne 15°). Inversement, une faille importante de la couverture n'est pas nécessairement profonde et peut se trouver en position de Riedel par rapport à un accident profond pas toujours visible dans le secteur.

IX,3,6 - Application à la recherche d'une faille de socle :

Nous ne développerons pas cette recherche ici rappelant seulement qu'une première application des résultats déduits du modèle précédent a été faite à l'analyse de la fracturation d'un secteur du plateau du Vercors (FABRE et ROBERT 1975).

Dans ce secteur les orientations des familles de fractures majeures et le sens des rejets repérés sur le terrain sont compatibles avec le rejeu dextre d'un accident de socle invisible en surface, mais de direction comparable à celle des accidents "cévenols" du socle. Par ailleurs, on observe que le Riedel majeur de la couverture dans ce secteur a lui aussi ses Riedel secondaires associés, conformément au schéma de MOODY et HILL. Mais l'hypothèse faite n'est pas la seule "mécaniquement possible" dans ce secteur (voir ROBERT 1976).

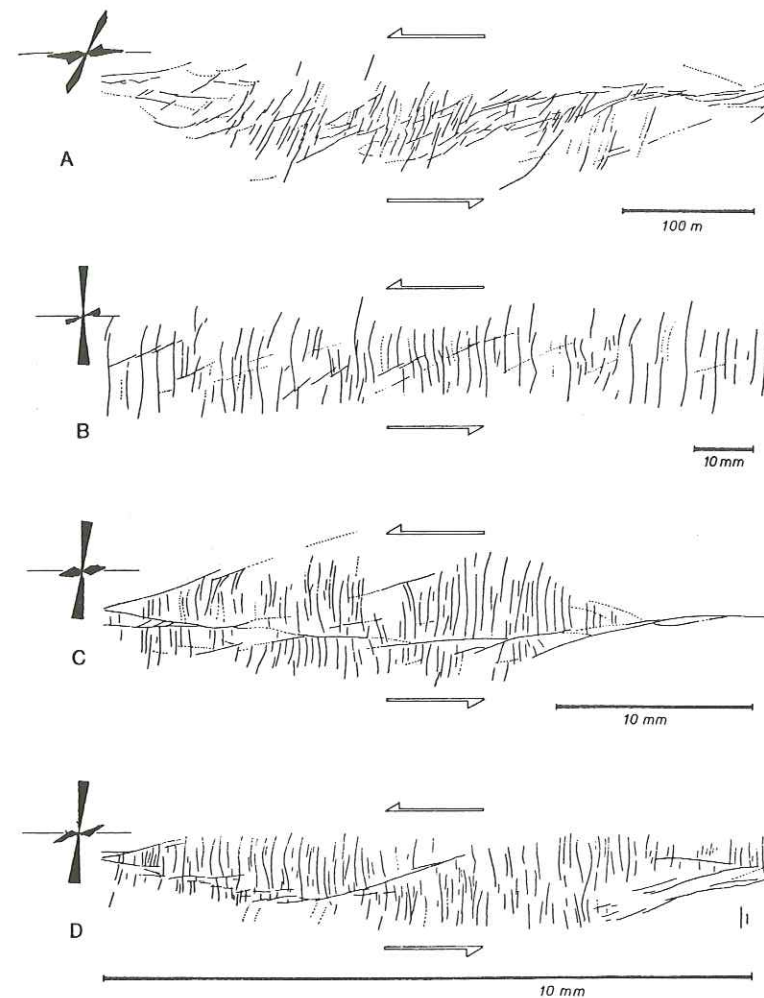


Figure 9. Comparison of peak structure in shear zones of different magnitudes. (A) Dasht-e Bayaz earthquake fault (after Tchalenko and Ambraseys, 1970, Fig. 8). (B) Riedel experiment (after Tchalenko, 1967, Fig. 132). (C) entire shear box (after Morgenstern and Tchalenko, 1967a, Fig. 5). (D) detail of shear box sample (after Morgenstern and Tchalenko, 1967a, Fig. 12). Total displacements are given in the text. Dotted lines indicate less prominent shears. The structures plotted in the form of rose diagrams show Riedel and conjugate Riedel directions.

D'une manière générale le schéma décrochement - et - Riedel-associés ne se retrouve pas systématiquement dans toutes les zones de décrochement. On peut penser que l'orientation de la fracturation préexistante (les diaclases en particulier) joue un rôle très important : les premières surfaces de discontinuités peuvent canaliser les déplacements dans leur direction propre ; mais elles peuvent aussi ne jouer qu'un rôle mineur (cf. la dualité de réaction suggérée par la figure 102).

Ces remarques incitent à la prudence dans l'interprétation mécanique de la fracturation d'une zone de cisaillement quelconque. Il conviendra en particulier de vérifier à tout moment l'absence de hiatus mécanique entre les analyses à l'échelle locale et à l'échelle régionale.

IX,4 - SIMILITUDES ENTRE ZONES DE CISAILLEMENT.

En comparant des réseaux de fractures obtenus dans des conditions mécaniques semblables, on est frappé par le fait que les orientations relatives des différentes familles se conservent indépendamment de l'échelle de la zone d'observation. Ainsi TCHALENKO présente des réseaux de fractures à peu près identiques, obtenus au cours d'essais de cisaillement, de décrochement ("Riedel experiment") et dans "l'essai" en vraie grandeur que constitue la zone des fractures du tremblement de terre du Dasht-e-Bayāz (fig. 121). Dans ce dernier cas, il s'agit bien du rejou d'une faille "profonde" sous une couverture déformable et continue.

Il existe donc une loi de similitude dans l'organisation des réseaux de fractures à différentes échelles. De plus, cette loi semble relativement indépendante de la nature du matériau. Il y a là quelque chose de troublant, puisque l'on sait que les lois de la similitude physique impliquent généralement des différences très importantes entre les propriétés du matériau réel et celles de son représentant dans l'expérience de similitude.

Dans le cas de nos essais il est frappant de mettre en parallèle l'analyse de la fracturation du secteur de la faille de la Cléry (Vercors Sud-oriental) et celle d'un essai de décrochement du second type (Fig. 122).

IX,5 - CONCLUSION.

Le modèle expérimental étudié donne des résultats qualitatifs qu'il est troublant de comparer avec la réalité d'exemples naturels pris à l'échelle du massif rocheux. Il illustre en particulier les différentes répercussions d'une faille de socle dans une couverture sédimentaire.

De nombreuses améliorations, à la fois théoriques (distribution plus précise des contraintes, critères de rupture, lois de similitude physique ...) et techniques (observation des micro fissures par lames minces, chronologie des ouvertures) seraient nécessaires pour une interprétation plus rigoureuse des systèmes de fissures observées sur le modèle et *in situ*.

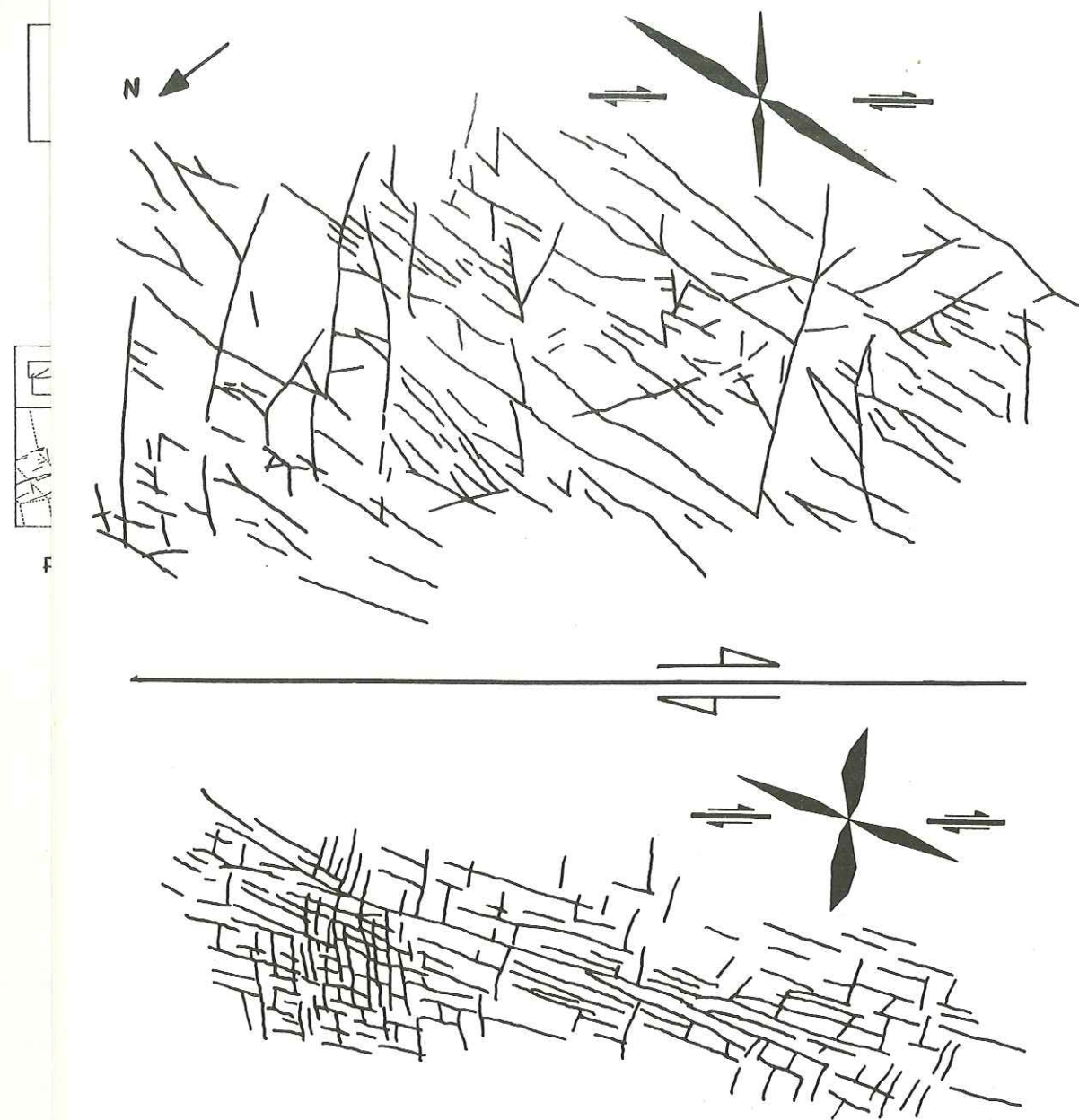
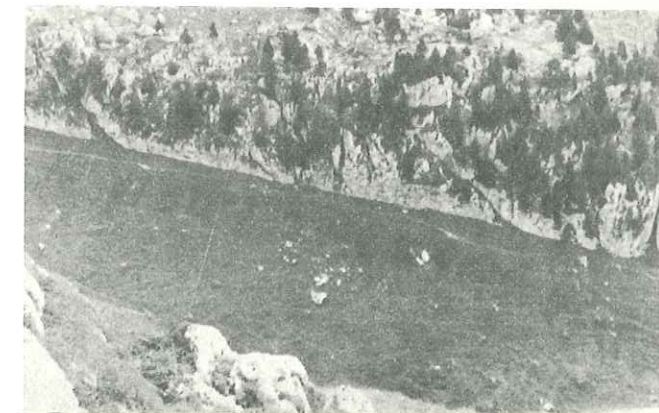


Fig. 122 : Comparaison entre les systèmes de fissure du secteur de la Cléry (Vercors Sud oriental) et d'une galette d'argile après essai de décrochement.



- Photo aérienne I.G.N. du secteur de la faille de la Cléry (Vercors sud-oriental). 0 200m



- Riedel associés à un décrochement (faille de l'Alpe - Massif de la Chartreuse).

CONCLUSION

CONCLUSION

Au terme de ce mémoire, nous allons tenter de dégager les points les plus importants de notre étude.

La contribution que nous apportons à l'étude de la fissuration est surtout expérimentale. Ce n'est que depuis quelques années que l'on a entrepris en laboratoire l'étude du domaine des grandes déformations, dont fait partie la rupture. Sur les roches ordinaires cette recherche demande un matériel très lourd et de coût élevé dont nous ne disposions pas. Sur le matériau que nous avons choisi, et qui dans certaines conditions se comporte comme une roche, cette étude peut être tentée avec un matériel beaucoup plus ordinaire.

Notre travail apporte d'abord quelques observations nouvelles sur le système de fissuration d'un matériau cohérent modèle soumis à différents types de sollicitation. Nous avons replacé ces observations dans leur cadre mécanique classique.

On souligne d'abord les grandes variations de la résistance maximale avec la teneur en eau et le degré de saturation.

Pour les faibles teneurs en eau ($w < 10\%$, $S_r \ll 1$) les résistances sont fortes, les déformations possibles avant le pic faibles et le mode de rupture fragile comme pour les roches. Les fissures sont verticales et parallèles à la direction de l'écrasement. Elles naissent au centre de l'échantillon et se développent dans leur plan.

Pour les fortes teneurs en eau ($w > 15\%$, $S_r \approx 1$) les résistances sont faibles, la déformabilité importante et le mode de rupture ductile, comme pour les roches sous fortes contraintes latérales et/ou hautes températures. Les fissures s'organisent en deux familles symétriques par rapport à la direction de l'écrasement. Dans l'essai brésilien elles apparaissent au centre nettement inclinées sur l'horizontale puis se développent en se rapprochant de la direction de l'écrasement (Chapitre III). En compression simple et triaxiale elles naissent un peu partout dans l'échantillon et croissent en gardant la même direction (Chapitre IV).

Entre le domaine ductile et le domaine fragile il existe un domaine intermédiaire qui se traduit en général par une seule fissure qui croît dans son plan et qui se trouve inclinée d'environ 30° par rapport à la verticale. L'étude de la valeur de l'angle que fait la fissure avec la direction de l'écrasement fait l'objet d'un chapitre particulier (Chapitre VI). On y souligne les divergences entre les résultats théoriques et expérimentaux.

D'une manière générale les observations faites au cours de nos essais et

celles que l'on peut tirer de la bibliographie sur les roches sont concordantes. Ceci nous amène à mieux définir les modes de rupture et à en proposer une classification valable pour tous les matériaux cohérents (Chapitre VII).

Un paramètre utile à cet effet est celui que l'on peut déduire d'une courbe contrainte-déformation lorsqu'on a pris la précaution de la conduire jusqu'à son palier de contrainte (domaine des très grandes déformations). Du contraste pic-palier nous avons déduit un degré de fragilité en contraintes f . Il varie de 0 à 1 et permet de quantifier le niveau de fragilité d'une rupture. Ce paramètre nous paraît d'un emploi plus sûr pour la classification des modes de rupture que tous ceux qui ont été proposés jusqu'ici (la déformation de pic en particulier).

Les valeurs numériques de f étant reliées à celles du rapport σ_3/R_c on peut aussi, grâce à f , prévoir le mode de rupture d'un échantillon de propriétés données, placé dans un contexte mécanique donné.

A l'aide de cet indice on montre que pour tous les matériaux cohérents la fragilité disparaît dès que la contrainte latérale d'utilisation σ_3 dépasse un certain seuil caractéristique du matériau. On note ainsi que la fragilité n'existe plus quand σ_3 est supérieur à deux fois la résistance à la compression simple du matériau.

En gardant à l'esprit les phénomènes de fissuration observés au cours des essais, nous avons ensuite envisagé le problème de l'interprétation mécanique des fissures observées sur le terrain. Si l'on postule que le massif rocheux était au départ continu, on peut à la rigueur chercher à interpréter en termes mécaniques les premières fissures qui s'y sont produites (fissuration commençante). Il est commode de les classer en deux catégories :

- les surfaces de discontinuité cinématique avec écartement des faces (fissures d'extension) ;
- les surfaces de discontinuité cinématique avec glissement face sur face (failles).

Le développement des fissures, qui est en général fatal lorsque la déformation d'ensemble augmente, est un problème plus délicat encore puisqu'on ne peut plus lui appliquer la mécanique des milieux continus.

Si l'interprétation mécanique d'un système de failles bien exprimées et qui ne présentent pas les traces de plusieurs mouvements différents ne pose en général pas trop de problèmes (au moins à l'échelle locale) il n'en est pas de même des diaclases et de la schistosité qui ne sont pas encore clairement expliquées du point de vue mécanique. Avec celui de la stratification, ce sont là trois grands problèmes intéressants les discontinuités qui restent à résoudre.

D'une manière générale on peut dire que l'interprétation mécanique des surfaces de discontinuité d'un massif rocheux reste très complexe et qu'elle ne pourra être vraiment résolue que lorsque l'on connaîtra toutes ses données (loi rhéologique, conditions aux limites, état initial) et que l'on saura programmer la mécanique du milieu où naissent progressivement des discontinuités cinématiques.

Pour essayer malgré tout d'aller plus loin dans la compréhension d'un problème de grandes déformations nous avons conçu un dispositif expérimental qui repro-

duit le mécanisme d'un décrochement de socle sous une couverture déformable. Les essais réalisés apportent des résultats nouveaux et importants lorsque le déplacement le long de la faille de socle est poursuivi jusqu'à la rupture de la couverture. On observe que le système de fissuration est nettement influencé par les conditions aux limites qui font que, dans certains cas, la faille de socle ne se retrouve pas en direction dans la couverture (Chapitre IX).

A l'issue de cette étude qui a été conduite sans grands moyens expérimentaux, il nous paraît utile de préciser les points sur lesquels elle pourrait être prolongée :

- la naissance des fissures est une notion qu'il importe de préciser également à l'échelle microscopique à l'aide de lames minces et de techniques ultrasoniques ;
- le problème de la propagation des microfissures n'a pas été encore clairement résolu ;
- à l'aide d'une presse rigide on pourrait aussi préciser davantage le comportement du matériau cohérent après la rupture et en particulier approfondir la notion de palier ;
- en s'efforçant de bien définir les différentes courbes intrinsèques du matériau (première fissure, pic, palier) on doit pouvoir affiner la valeur du rapport de cohésion relative C_u/σ_3 pour laquelle la fragilité disparaît et peut être définir ainsi une contrainte de consolidation pour les roches.

Enfin, pour une meilleure compréhension de la déformation du matériau rocheux à l'échelle du massif, il est souhaitable que la collaboration du géologue et du mécanicien se poursuive. Pour pouvoir progresser sur la voie de la Mécanique des Milieux discontinus il y a probablement beaucoup à attendre des études sur modèles. Pour les problèmes intéressant le géologue, c'est d'abord à celui-ci qu'il appartient de sélectionner quelques zones d'étude simples, où les différentes traces de la déformation que conservent les roches et leurs propriétés mécaniques seront suffisamment bien connues pour que le mécanicien puisse affiner ses théories et ses calculs et qu'ensemble ils puissent trouver pour chaque secteur étudié un schéma mécanique cohérent.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBISSIN M. d'. (1963) - Les traces de la déformation dans les roches calcaires. *Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, Fas. sup. V, 174 p.
- AMIRI A. (1973) - Contribution à l'étude du rôle de l'eau dans les glissements de terrain. *Thèse Doc. Ing.*, Univ. Grenoble, 147 p.
- ANDERSON E.M. (1951) - Dynamics of faulting. *Oliver and Boyd, Edinburgh*, 206 p.
- ARNAUD H. (1971) - Le Plateau de Glandasse : structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique de la fracturation. *Géologie Alpine*, t. 47, p. 25-44.
- ARTHAUD F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. de France* (7), XI, p. 729-737.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969 a) - Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. de France* (7), XI, p. 738-744.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969 b) - Les déformations naturelles. Essai d'évaluation des conditions pression température des différents types de déformations. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juillet, p. 73-81.
- AVELINE M. et al. (1964) - Résultats expérimentaux sur les relations entre la microfissuration et la vitesse de propagation des ultra-sons dans les granites du Sidobre (Tarn). *Sciences de la Terre*, IX, n° 4, p. 439-448.
- BARBIER R. (1971) - Géologie et Mécanique des Roches dans l'étude des fondations de barrages. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juillet, p. 104-109.
- BARENBLATT G. (1962) - The mathematical theory of equilibrium cracks in brittle fracture. *Advances in Applied Sciences*, vol. 7.
- BELIN J., JEGER C., DUBART J.C. (1971) - Etude de l'influence de l'humidification sur les propriétés mécaniques de quelques roches. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, janvier, p. 21-30.
- BELLIER J. (1968) - Contribution à la définition et à l'étude de l'écrouissage d'un matériau cohérent. Modes de rupture. Application au problème du compactage des sols. *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, 161 p.
- BELOT A. (1964) - Propriétés mécaniques sous fortes pressions d'un sable gréseux et d'un sable sans cohésion. *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, 92 p.
- BERNAIX J. (1967) - Etude géotechnique de la roche de Malpasset. *Dunod éd., Paris*, 215 p.
- BERNAIX J. (1967) - Moyens nouveaux d'étude au laboratoire des propriétés mécaniques des roches. *Annales I.T.B.T.P.*, 61, n° 234, p. 904-936.

- BERNAIX J. (1974) - Rapport général sur les propriétés des roches et des massifs rocheux. *IIIe Congrès de la S.I.M.R., Denver, I*, p. 39-68.
- BIAREZ J. (1961) - Contribution à l'étude des propriétés mécaniques des sols et des matériaux pulvérulents. *Thèse Doc. ès-Sc., Grenoble*, 240 p.
- BIAREZ J., MASCARELLI J.P. et DESVARREUX P. (1967) - Amélioration des propriétés mécaniques des sols de zéro à - 180°C. *C.R.A.S., Série A*, 5 juin.
- BIAREZ J. et BELLIER J. (1969) - Fragilité d'une argile étudiée à l'appareil tri-axial. *C.R.A.S., Série A*, 8 sept., p. 409-412.
- BIAREZ J., BORDES P., LONDE P. (1970) - La fissuration des noyaux des barrages en enrochements ou en alluvions. *C.R. Xe Congrès des Grands Barrages*, Q 36, R 3, Montréal, p. 27-46.
- BIAREZ J. et FLEUREAU J.M. (1972) - Influence de la température sur les propriétés mécaniques de l'argile. *Recueil de Recherches, Ecole Centrale de Paris, Tome I, III C*, p. 4-11.
- BIENIAWSKI Z.T. (1967) - Mechanism of brittle fracture of rocks. *Int. J. Rock Min. Sci.*, Vol. 4, p. 395-423.
- BIJU-DUVAL B., BOUCHE P.M. et POULET M. (1971) - Quelques exemples d'application de la photographie aérienne à l'étude des déformations des roches sédimentaires. *Rev. Ind. Min., n° spécial*, 15 juillet, p. 209-215.
- BOCK H. (1971) - Gelände Beobachtungen über Klüftung in tektonisch wenig beanspruchten Sedimentgestein. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, I*, 12, 11 p.
- BOEHLER J.P. (1975) - Contributions théoriques et expérimentales à l'étude des milieux plastiques anisotropes. *Thèse Doct. ès-Sc., Grenoble*, 178 p.
- BONNET G. et JOUANNA P. (1975) - Vers une approche énergétique des mécanismes de ruine des massifs rocheux fissurés. *Ind. Min., n° spécial*, 15 déc., p. 21-27.
- BRACE W.F. (1960) - An extension of the Griffith Theory of fracture to rocks. *J. of Geophys. Res.*, Vol. 65, n° 10, p. 3477-3480.
- BRACE W.F. (1964) - Brittle fracture of rocks. In *State of stress in the earth's crust*, Am. Elsevier publ. comp., New-York, p. 111-178.
- BRACE W.F. et DULANEY E.N. (1960) - Velocity behaviour of a growing crack. *J. Appl. Phys.* 31, 12, p. 2233-2236.
- BRACE W.F. et BOMBOLAKIS E.G. (1963) - A note on brittle crack growth in compression. *J. of Geophys. Res.* 68, n° 12, p. 3709-3713.
- BRACE W.F., PAULDING B.W. et SCHOLZ C. (1966) - Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. of Geophys. Res.* 71, n° 16, p. 3939-3963.
- BRACE W.F. et ORANGE A.S. (1968) - Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding. *J. of Geophys. Res.* 73, n° 4, p. 1433-1445.
- CAMPBELL J.D. (1958) - En echelon folding. *Economic Geology*, Vol. 53, p. 448-472.
- CHOQUET C. (1972) - Etude géotechnique et hydrogéologique d'aménagements du canal de Provence au Nord de Toulon (Var). *Thèse Doct. 3ème cycle, Grenoble*, 168 p.
- CHOUKROUNE P. (1969) - Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques. *Tectonophysics*, 7 (1), p. 57-70.
- CLOOS H. (1928) - Experimente zur inneren Tektonik. *Centralbl. f. Mineral., Geol. und Pal.* 1928 B, p. 609-621.

- CLOOS E. (1955) - Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 66, n° 3, p. 241-256.
- CLOOS E. (1968) - Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *A.A.P.G., Bull.*, Vol. 52, n° 3, p. 420-444.
- COURTILLOT V., TAPPONNIER P. et VARET J. (1974) - Surface features associated with transform faults : a comparison between observed examples and an experimental model. *Tectonophysics*, 24, p. 317-329.
- DA GAMA C.D. (1971) - Studying rock fractures by wave attenuation methods. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, I*, 2, 10 p.
- DAGNAUX J.P. (1968) - Contribution à l'étude de la propagation des ondes dans les sols. *Thèse 3ème Cycle, Grenoble*, 198 p.
- DAYRE M., DESENNE J.L., WACK B. (1970) - Variations locales et moyennes d'échantillon de craie à l'essai triaxial. *C.R. IIE Congrès de la S.I.M.R., Belgrade*, II, 15, 9 p.
- DEERE D.U. (1969) - Geological considerations. In *Stagg et Zienkiewicz*, John Wiley and sons, Londres, p. 1-20.
- DESENNE J.L. (1971) - Etude rhéologique et géotechnique de la craie. *Thèse Doc.-Ing. Grenoble*.
- DESTRE F. et HERMANO F. (1973) - Etude bibliographique et expérimentale de la fissuration des argiles. *Projet de Fin d'Etudes, Ecole Centrale de Lyon*, 170 p.
- DUFFAUT P. (1970) - Essai de description structurale des roches à l'usage de l'ingénieur. *C.R. I° Congrès A.I.G.I., Paris*, p. 295-300.
- FABRE D. (1970) - Sonic logging. Principles and interpretation. *Summer training report, Schlumberger well logging, Groningue*, 40 p.
- FABRE D. (1971) - Recherche bibliographique et expérimentale sur le frottement en mécanique des milieux pulvérulents. *Projet de fin d'études, Ecole Centrale de Lyon*, 120 p.
- FABRE D. (1973) - Analyse de la fissuration d'une argile au cours d'essais classiques de laboratoire. *Rapport de recherches, Ecole Centrale de Lyon*, 38 p.
- FABRE D. et ROBERT J.P. (1975) - Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement profond du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCV, 3, p. 175-182.
- FARRAN J. et THENOZ B. (1965) - L'altérabilité des roches, ses facteurs, sa prévision. *Annales I.T.B.T.P.*, nov., p. 1533-1548.
- FECKER E. et RENGERS N. (1971) - Measurement of large scale roughnesses of rock plane by means of profilograph and geological compass. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, I*, 18, 11 p.

- FOOKES P.G. et DENNESS B. (1969) - Observational studies of fissure patterns in cretaceous sediments of south-east England. *Géotechnique* 19, n° 4, p. 453 - 477.
- FOURMAINTRAUX D. (1975) - Quantification des discontinuités de la roche et du massif rocheux. Méthodes et applications. *Bull. Liaison Lab.P. et Ch.*, n° 75, p. 69 - 76.
- GIRAUD A. (1974) - Etudes géologiques sur quelques sites de barrages. Essai méthodologique. *Thèse 3ème Cycle, Grenoble*, 114 p.
- GOGUEL J. (1945) - Sur l'origine mécanique de la schistosité. *Bull. Soc. Géol. de France* (5), n° 15, p. 509-522.
- GOGUEL J. (1948 a) - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. pour la carte géol. de France, Imp. Nat., Paris*, 527 p.
- GOGUEL J. (1948 b) - Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande Chartreuse. *Bull. Soc. Géol. de France* (5), n° 18, p. 227-235.
- GOGUEL J. (1963) - L'explication de l'arc des Alpes Occidentales. *Bull. Soc. Géol. de France* (7), n° 5, p. 20-33.
- GOGUEL J. (1965) - *Traité de Tectonique. Masson éd., Paris*, 458 p.
- GOGUEL J. (1971) - Géologie et Mécanique des Roches. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juillet, p. 19-22.
- GOGUEL J. (1975) - La déformation des roches. *Annales des Mines, n° sur la déformation des matériaux, février-mars*, p. 33-36.
- GOGUEL J. et al. (1972) - Sur l'origine de la schistosité. *C.R.A.S.*, t. 274, p. 1889-1891.
- GOODMAN R. (1974) - Les propriétés mécaniques des joints. *C.R. IIIe Congrès de la S. I.M.R., Denver, I*, p. 141-156.
- GRIFFITH A.A. (1921) - The phenomenon of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Roy. Soc., Londres, A* 221, p. 163-198.
- GRIFFITH A.A. (1924) - Theory of rupture. *C.R. First Int. Congress Appl. Mech., Delft*, p. 55-63.
- GRIGGS D. et HANDIN J. (1960) - Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes. In *Rock Deformation, Geol. Soc. of America, Memoir 79, Griggs et Handin ed.*, p. 347-364.
- GRIGGS D., TURNER F. et HEARD H. (1960) - Deformation of rocks at 500° to 800° C. In *Rock Deformation, Geol. Soc. of America, Memoir 79, Griggs et Handin ed.*, p. 39-104.
- GUILLEN J. (1969) - Etude géologique et géotechnique des aménagements du canal de Provence entre Rians et Saint Maximin (Var). *Thèse Doct. 3ème cycle, Grenoble*.
- HABIB P. (1968) - Introduction à la fissuration des roches. *Coll. sur la fissuration des roches, Paris 1967, Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 mai, p. 5-8.
- HABIB P. (1973) - La fissuration des massifs rocheux. *Annales I.T.B.T.P.*, n° 306, p. 63-70.

- HABIB P. (1973) - Précis de Géotechnique. *Dunod éd. Paris*, 142 p.
- HABIB P. et BERNAIX J. (1966) - La fissuration des roches. *C.R. I^o Congrès de la S. I.M.R., Lisbonne, II*, 16, p. 185-190.
- HANCOCK P.L. (1972) - The analysis of "en echelon" veins. *Geol. Mag.* 109(3), p. 269-276.
- HANSEN B. (1961) - Shear box tests on sand. *Proc. Fifth Int. Conf. Soil Mech. I*, 22, p. 127-131.
- HARDY H.R. et KIM Y.S. (1971) - Monitoring crack closures in geologic materials using ultrasonic techniques. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, I*, 3, 17 p.
- HAWKES I. et MELLOR M. (1970) - Uniaxial testing in rock mechanics laboratories. *Eng. Geol.* 4, p. 177-285.
- HEARD M.C. (1960) - Transition from brittle to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature confining pressure and interstitial fluid. In *Rock Deformation, Geol. Soc. of America, Memoir 79, Griggs et Handin ed.*, p. 193-226.
- HENRY J.P. et PAQUET J. (1975) - Le problème de la rupture des roches : rupture brutale et cinétique de fissuration. *Ann. Soc. Geol. Nord, XCV*, p. 119-137.
- HILL R. (1950) - The mathematical theory of plasticity. *Clarendon Press, Oxford*.
- HILLS E.S. (1963) - Elements of Structural Geology. *Methuen ed., Londres*, 480 p.
- HOEK E. et BIENIAWSKI Z. (1965) - Brittle fracture propagation in rock under compression. *Int. J. Fracture Mech.*, 1, p. 137-155.
- HOEK E. et BIENIAWSKI M. (1966) - Fracture propagation mechanism in hard rock. *C.R. I^{er} Congrès de la S.I.M.R., Lisbonne, III*, 2, p. 243-249.
- HOEK E. et LONDE P. (1974) - Travaux de surface du rocher. *C.R. IIIe Congrès de la S.I.M.R., Denver, Rapport général, thème III*, p. 655-705.
- HOUPERT R. (1970) - La résistance à la rupture des roches en compression simple. *C. R. IIIe Congrès de la S.I.M.R., Belgrade, III*, 8, 7p.
- HOUPERT R. (1973) - Comportement mécanique des roches cristallines à structure quasi-isotrope. *Thèse doc. ès-sciences, Nancy*, 188 p.
- HOUPERT R. et TISOT J.P. (1969) - Effet d'échelle et dispersion des contraintes de rupture en compression simple dans le cas d'un granite. *Rev. Ind. Min. n° spécial, 15 juillet*, p. 29-34.
- HOUPERT R., TISOT J.P. et THOMAS A. (1971) - Le comportement des roches après rupture. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, II*, 22, 18 p.
- HUBBERT M.K. (1937) - Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 48, p. 1459-1520.
- ILKER U. (1969) - Ecrouissage et fragilité comparées pour plusieurs argiles. *Thèse Doc. Ing., Grenoble*, 132 p.
- INGLIS C.E. (1913) - Stresses in a plate due to the presence of cracks and sharp corners. *Trans. Inst. Nav. Archit., Londres*, 55, p. 219-241.
- IRWIN G.R. (1957) - Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. *J. Appl. Mech.*, 24, p. 361-364.
- IRWIN G.R. (1960) - Fracture Mechanics. *Structural Mech., Goodier and Hoff ed., Pergamon Press*, p. 557-592.

- JAEGER J.C. et COOK N.G. (1969) - Fundamental of Rock Mechanics. Chapman and Hall Ltd and Science Paperbacks, Londres, 515 p.
- JIMENEZ-SALAS et URIEL (1974) - Some recent rock mechanics testing in Spain. C.R. VIIIe Congrès des Grands Barrages, vol. 1, 28.
- JOHN K.W. (1974) - Propriétés des masses rocheuses dans la recherche et la pratique de l'ingénieur de génie civil. C.R. IIIe Congrès de la S.I.M.R., Denver, I, p. 177-181.
- JOHNSON A.M. (1970) - Physical processes in Geology. Freeman Cooper and c., San Francisco, 577 p.
- JULIEN A. (1973) - Contribution à l'étude du comportement des roches dans les essais à champ de contraintes hétérogènes. Application à l'étude de l'écrasement dans un concasseur à mâchoires. Thèse Doc. Ing., Grenoble, 290 p.
- KELLEY V.C. (1965) - Relation ship of rock fractures. J. of Geology, n° 73, p. 668-669.
- KHALAF F. (1970) - Contribution à l'étude du poinçonnement des roches fragiles. Thèse doct. 3ème Cycle, Grenoble, 170 p.
- KIRALY L. (1969 a) - Statistical analysis of fracture (orientation and density). Geol. Rund., B 59, Vol. 1, p. 125-151.
- KIRALY L. (1969 b) - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Eclogae geol. helv., 62, 2, p. 613-619.
- KIRALY L. (1970) - L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulement. Bull. Ver. Schw. Petrol. Geol. u. Ing., Vol. 37, n° 91, p. 50-57.
- KUTTER H.K. (1971) - Stress distribution in direct shear test samples. C.R. Symp. S. I.M.R., Nancy, II, 6, 12 p.
- LAJTAI E.Z. (1969 a) - Strength of discontinuous rocks in direct shear. Geotechnique 19, n° 2, p. 219-233.
- LAJTAI E.Z. (1969 b) - Mechanics of second order faults and tension gashes. Geol. Soc. of Amer. Bull., Vol. 80, p. 2253-2272.
- LAKSHMANAN J. et ALLARD P. (1971) - Le carottage sismique, moyen d'étude de la fissuration des roches. C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, 1, 20, 12 p.
- L'HERMITTE R. (1954) - Que savons-nous de la rupture du béton ? Travaux, juin, p. 507-516.
- LILLIE F. (1974) - Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse doct. 3ème Cycle, Strasbourg, 201 p.
- LO K.Y. (1970) - The operationnal strength of fissured clays. Geotechnique 20, n° 1, p. 57-64.

- LONDE P. (1967) - La résistance au cisaillement des roches. Rapport général. Séance 4, Conf. Géotech., Oslo, p. 2-21.
- LONDE P. (1968) - Stabilité des massifs rocheux. Application aux barrages. Annales I.T.B.T.P. n° 251, p. 1615-1637.
- LONDE P. (1975) - Comment prévoir la déformation des massifs rocheux. Annales des Mines, février-mars, p. 37-46.
- LOUIS C. (1968) - Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leur influence sur la stabilité des massifs rocheux. E.D.F. Bull. Dir. Et. et Rech., Série A, n° 3, p. 5-132.
- LOUIS C. (1970) - Ecoulement à trois dimensions dans les roches fissurées. Rev. Ind. Min. n° spécial, 15 juillet, p. 73-93.
- LOUIS C. (1974) - Introduction à l'Hydraulique des massifs rocheux. Bull. B.R.G.M. (2), III, n° 4, p. 283-356.
- LOUIS C. et WITTKÉ W. (1971) - Etude expérimentale des écoulements d'eau dans un massif rocheux, Tachien Project, Formose. Geotechnique 21, n° 1, p. 29-42.
- MAC KINSTY H.E. (1953) - Shears of the second order. Amer. Jour. of Sc., Vol. 251, p. 401-414.
- MAC LINTOCK F.A. et WALSH J.B. (1962) - Friction on Griffith cracks in rock under pressure. Proc. 4th U.S. Congress Appl. Mech., Berkeley, p. 1015-1021.
- MANDEL J. (1962) - Essais sur modèles réduits en mécanique des terrains. Rev. Ind. Min., Vol. 44, n° 9.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herrmann éd., Paris, 493 p.
- MAURY V. (1970) - Mécanique des milieux stratifiés. Dunod éd., Paris, 128 p.
- MEUNIER J. (1972) - Compte-rendu des expériences d'écrasement d'échantillons d'argile en compression simple. Note C.E.N.G./A.S.P. n° 72-24, 25 p.
- MOHR O. (1900) - Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Material ? Zeitschrift V.D.S., 44, 1524.
- MONTARGES R. (1968) - Microfissuration des Granites. Liaison avec la résistance à la traction. I^{er} colloque sur la fissuration, Paris, 1967, Rev. Ind. Min., n° spécial, 15 mai.
- MOODY J.D. (1973) - Petroleum exploration aspects of wrench fault tectonics. Bull. A.A.P.G., 57, n° 3, p. 449-476.
- MOODY J.D. et HILL M.J. (1956) - Wrench fault tectonics. Geol. Soc. of Amer. Bull. vol. 67, p. 1207-1246.
- MORGENSTERN N.R. et TCHALENKO J.S. (1967) - Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. Geotechnique, 17, p. 309-328.
- MORLIER P. (1968 a) - Relation quantitative entre la fissuration et la célérité des ondes dans les roches fissurées. Rev. Ind. Min., n° spécial, 15 mai.

- MORLIER P. (1968 b) - Influence de l'eau sur la résistance des roches. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 déc., p. 19-25.
- MORLIER P. (1971) - Description de l'état de fissuration d'une roche à partir d'essais non destructifs simples. *Rock Mechanics*, Vol. 3,3, p. 125-138.
- MORLIER P. (1972) - Influence de la pression sur le comportement rhéologique des roches. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juin.
- MORRIS R.L., GRINE D.R. et ARKFELD T.E. (1963) - The use of compressional and shear acoustic amplitude for the location of fractures. *S. Paper 723, 38th Annual Fall Meeting, S.P.E. of AIME, New Orleans*, 13 p.
- MOTT N.F. (1948) - Fracture of metals : theoretical considerations. *Engineering* 165, p. 15-18.
- MUEHLBERGER W.R. (1961) - Conjugate joint sets of small dihedral angle. *J. of Geol.*, t. 69, p. 211-219.
- MULLER L. (1963) - Der Felsbau. *F. Enke Verlag, Stuttgart*, 624 p.
- MULLER L. (1974) - Comportement des masses rocheuses, détermination et applications à la pratique de la construction. *C.R. IIIe Congrès de la S.I.M.R., Denver, I*, p. 216-227.
- MURREL S.A.F. (1963) - A criterion for brittle fracture of rocks and concrete under triaxial stresses and the effect of pore pressure on the criterion. In *Rock Mechanics*, C. Fairhurst ed., Oxford, Pergamon, p. 563-577.
- NEUSTADT L. (1971) - Genesis und quantitative Charakteristik der Kluftigkeit (in Bezug auf den Wasserbau). *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, I*, 15, 12 p.
- NUR A. (1974) - Tectonophysique : l'étude des relations entre la déformation et les forces agissant à l'intérieur du globe terrestre. *C.R. IIIe Congrès de la S.I.M.R., Denver, II*, p. 319-407.
- OBERT L. et DUVAL W. (1967) - Rock mechanics and the design of structures in rock. *John Wiley and Sons inc., New-York*, 650 p.
- ODE H. (1960) - Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. In *Rock Deformation*, *Geol. Soc. of Amer. Memoir 70*, Griggs et Handin ed., p. 293-321.
- PALAT P. (1971) - Mécanisme de la propagation d'une fissure. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 nov., p. 46-55.
- PANET M. (1967) - Etude de la structure d'un massif rocheux. *Bull. Liaison Lab. P. et Ch.*, n° 28, p. 2.1 à 2.12.

- PANET M. (1969) - Quelques problèmes de mécanique des roches posés par le tunnel du Mont Blanc. *Annales I.T.B. T.P.*, XXII, p. 1952-1988.
- PANET M. et STRUILLLOU R. (1971) - Méthodes d'étude de la stabilité des déblais rocheux pour les projets de routes et d'autoroutes. *Bull. Liaison Lab. P. et Ch.*, n° 50, p. 149-155.
- PARIS A. (1960) - Relation entre la déformation et la fracturation des roches en Provence occidentale. *Thèse doct. 3ème cycle, Grenoble*, 116 p.
- PATERSON M.S. (1958) - Experimental deformation and faulting in Wombeyan Marble. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, Vol. 69, p. 465-475.
- PAVONI N. (1961) - Faltung durch horizontal Verschiebung. *Eclog. Geol. Helv.*, 54, p. 515-534.
- PELTIER R. (1954) - Etude théorique de l'essai brésilien. *Public. du Labo. central des P. et Ch., Paris*, 39 p.
- PERAMI R. (1971) - Contribution à l'étude expérimentale de la microfissuration des roches sous actions thermiques et mécaniques. *Thèse Doct. sc., Toulouse*.
- PRICE N.J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. *Pergamon Press ed., Oxford*, 176 p.
- PRICE N.J. (1974) - Le développement des systèmes de contrainte et de fracture dans les sédiments non déformés. *C.R. IIIe Congrès S.I.M.R., Denver, II*, p. 497-508.
- QUIBLIER J. (1973) - Gèneses des fissures au-dessus d'un dôme salifère. *Ind. Min.*, n° spécial, juillet, p. 1-6.
- RALEIGH C.B. et PATERSON M.S. (1965) - Experimental deformation on serpentine. *J. Geophys. Res.*, 70, p. 39-65.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill Book Company, New-York*, 568 p.
- RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H. (1970) - Strain variations in shear belts. *Can. J. of Earth Sciences*, 7, p. 786-813.
- REYMOND M.C. et CHRETIEN N. (1973) - Analyse en laboratoire et en carrière du comportement des roches sous sollicitations mécaniques par étude de l'émission acoustique. *Bull. B.R.G.M., 2ème série, Section III*, n° 1, p. 35-44.
- RIEDEL W. (1929) - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. f. Mineral., Geol. und Pal.*, 1929B, p. 354-368.
- ROBERT J.P. (1976) - Etude de la fracturation aux abords des décrochements des massifs subalpins dauphinois. *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, (à paraître).
- ROBERTSON E.C. (1955) - Experimental study of the strength of rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 66, n° 10, p. 1275-1314.

- ROCHET L. (1971) - Le coût des tunnels et les apports de la mécanique des roches. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, n° 50, p. 57-80.
- RUHLAND M. (1973) - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. *Soc. Géol. Bull.*, Strasbourg, 26, 213, p. 91-113.
- SACK R.A. (1946) - Extension of Griffith's theory to three dimensions. *Proc. Phys. Soc.*, Londres, Vol. 58, p. 729-736.
- SAINT LEU C. et SIRIEYS P. (1969) - Expériences relatives à l'influence du gradient des contraintes sur les lois de fissuration des roches. *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juillet, p. 41-49.
- SAINT LEU C. et SIRIEYS P. (1970) - Déformation des roches fragiles sous champs de contraintes homogènes et hétérogènes. *C.R. Ie Congrès de la S.I.M.R.*, Belgrade, II, 18, 6 p.
- SAINT LEU C. et SIRIEYS P. (1971) - La fatigue des roches. *C.R. Symp. S.I.M.R.*, Nancy, II, 18, 13 p.
- SALENCON J. (1974) - Théorie de la plasticité pour les applications à la Mécanique des sols. *Eyrolles éd.*, Paris, 178 p.
- SANGLERAT G. et COSTET J. (1969) - Cours pratique de mécanique des sols. *Dunod éd.*, Paris.
- SCHNEIDER B. (1967 a) - Contribution à l'étude des massifs de fondation des barrages. *Thèse Doct. Ing.*, Grenoble, Institut Dolomieu, Mémoire n° 7, 241 p.
- SCHNEIDER B. (1967 b) - Moyens nouveaux de reconnaissance des massifs rocheux. *Annales I.T.B.T.P. XX*, n° 235-236, p. 1053-1094.
- SCHOLZ C.H. (1968) - Experimental study of the fracturing process in brittle rock. *J. of Geophys. Res.*, 73, n° 4, p. 1447-1454.
- SCHOLZ C.H. (1968) - Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. *J. of Geophys. Res.*, 73, n° 4, p. 1417-1432.
- SIRIEYS P. (1965) - Contribution à l'étude des lois de comportement des structures rocheuses. *Thèse doct. ès-sc.*, Grenoble, 200 p.
- SIRIEYS P. (1966) - Porosité, degré de saturation et lois de comportement des roches. *Ie Congrès de la S.I.M.R.*, Lisbonne, III, 40, p. 471-475.
- SKEMPTON A.W. (1966) - Some observations on tectonic shear zones. *C.R. Ie Congrès de la S.I.M.R.*, Lisbonne, III, 17, p. 329-335.
- SKEMPTON A.W., SCHUSTER R.L. et PETLEY D.J. (1969) - Joints and fissures in the London clay at Wraisbury and Edgware. *Geotechnique* 19, n° 2, p. 205-217.
- STAGG K.G. et ZIENKIEWICZ O.C. (1969) - Rock mechanics in engineering practice. *John Wiley and sons ed.*, Londres, 442 p.
- STRIFORS H.C. (1973) - The apparent crack extension force as a criterion for crack growth in solids. *Publ. 185, Dept. of Strength of Mat. and Solid Mech.*, The royal Inst. of Tech., Stockholm, 24 p.
- SUBBARAO C. (1972) - Compactage et mécanique des milieux continus. *Thèse Doct. Ing.*, Grenoble, 173 p.

- TALOBRE J. (1957) - La mécanique des roches appliquée aux travaux publics. *Dunod. éd.*, Paris, 444 p.
- TCHALENKO J.S. (1970) - Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, Vol. 81, p. 1625-1640.
- TCHALENKO J.S. et AMBRASEYS N.N. (1970) - Structural analysis of the Dasht e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 81, p. 41-60.
- TOURENQ C. (1969) - La microfissuration des roches. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, n° 36, p. 26-29.
- TOURENQ C. (1969) - Application de la méthode des répliques à l'étude de la résistance à la traction des roches. *Ile Coll. sur la fissuration des roches*, Paris *Rev. Ind. Min.*, n° spécial, 15 juillet, p. 12-17.
- TOURENQ C. et FOURMAINTRAUX D. (1970) - Contribution de la pétrographie à l'étude des propriétés physiques et mécaniques des roches. *C.R. Ie Congrès de l'A.I.G. I.*, Paris, p. 234-245.
- TOURENQ C., FOURMAINTRAUX D. et DENIS A. (1971) - Propagation des ondes et discontinuité des roches. *C.R. Symp. S.I.M.R.*, Nancy, I, 1, 15 p.
- VIALON P. (1974) - Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. *Bull. Suisse de Min. et Pétro.*, Vol. 54, n° 213, p. 663-690.
- VIALON et al (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement est-ouest par glissement et étirement dans un système de compression globale nord-sud ? *A paraître Eclog. Geol. Helv.* (note présentée au colloque de Lausanne, 1975).
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. *Mas-son éd.*, Paris, (à paraître).
- VON KARMAN T. (1911) - Festigkeits versuche unter allseitigen Druck. *Zeitschr. Ver. deutsch. Ing.*, Vol. 55, p. 1749-1757.
- WAGNER H. (1969) - Über den Zusammenhang zwischen den Festigkeits hypothesen von Mohr und Griffith. *Rock Mech.*, 1, p. 105-118.
- WALSH J.B. (1965) - The effect of cracks on the compressibility of rocks. *J. of Geophys. Res.*, Vol. 70, n° 2, p. 381-389.
- WALSH J.B. et BRACE W.F. (1966 a) - Elasticity of rocks ; a review of some recent theoretical studies. *Fels mech. Ingenieur geol.*, 4,4, p. 283-300.
- WALSH J.B. et BRACE W.F. (1966 b) - Cracks and pores in rocks. *C.R. Ie Congrès de la S.I.M.R.*, Lisbonne, III, 67, p. 643-646.
- WAWERSIK W.R. et FAIRHURST (1970) - A study of brittle rock fracture in laboratory compression experiments. *Int. J. Rock Mech. Min. Sc.*, Vol. 7, p. 561-575.
- WAWERSIK W.R. et BRACE W.F. (1971) - Postfailure behaviour of a granite and a diabase. *Rock Mech.*, Vol. 3, p. 61-85.

WEBER P. (1971) - La méthode des éléments finis appliquée à la mécanique de la fracture. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, II, 7, 18 p.*

WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R. (1973) - Basic wrench tectonics. *A.A.P.G. Bull., Vol. 57, n° 1, p. 74-96.*

WILSON G. (1960) - The tectonics of the Great Ice Chasm, Filchner ice shelf, Antarctica. *Proc. Géol. Assoc., Vol. 71, part 2, p. 130-138.*

WILSON G. (1961) - The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Géol. Belg., Vol. 84, n° 9-10, p. 423-552.*

WILSON G. (1970) - Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. *Proc. Geol. Assoc., Vol. 81, part. 3, p. 595-608.*

WOLTERS R. (1971) - Beginn der Rissbildung beim Gestein in Triaxial versuch. *C.R. Symp. S.I.M.R., Nancy, I, 5, 13 p.*

ZAMAN KHAN M. (1975) - Hydrogéologie du bassin versant du Moharlu - Hydrodynamique des massifs calcaires de la région de Chiraz (Iran). *Thèse Doct. ès-sc., Université de Grenoble, 265 p.*

ANNEXE 1

TABEAU DES RESULTATS EXPERIMENTAUX

I - ESSAIS SUR L'ARGILE DE VALLAURIS.

II - ESSAIS SUR LES ROCHES (Bibliographie).

RÉSULTATS DES ESSAIS DE COMPRESSION UNIAXIALE ET TRIAXIALE
SUR L'ARGILE DE VALLAURIS (EPROUVETTES CYLINDRIQUES)

n°essai	w= %	σ_3 = bars	vitesse mm/mn	σ_{pic}	ϵ_{pic} %	σ_{polier}	$\sigma_p - \sigma_c$	β	$E_{(b.)}$	α	Mode
10	23,7	0	2	1,06	12	0,91	0,15	14	50	-	-
14	23,6	0	2	1,09	14	0,90	0,19	17,5	?	35	IIa
15	24,0	0	2	1,08	11	0,93	0,15	14	50	-	-
16	23,5	0	2	1,24	12	1,04	0,20	16	65	38	IIa
17	23,7	2	2	1,13	17	1,04	0,90	8	50	30	IIa
18	23,8	0	2	1,11	16	0,98	0,13	12	50	30	IIa
19	22,6	0	2	1,46	12	1,25	0,21	14	65	28	IIa
22	20,0	0	2	2,80	11	1,4	1,4	50	190	31	IIb
24	21,4	0	2	2,06	5,0	1,66	0,40	20	90	28	IIa
28	20,7	2	2	2,44	9	1,30	1,14	47	130	37	IIa
29	29,2	2	2	0,47	14	0,47	0	0	19	25	IIa
30	28,1	4	2	0,51	14	0,51	0	0	17	30	IIb
31	21,8	2	2	2,86	11	1,60	1,26	44	200	-	-
33	21,7	4	2	2,66	8,0	1,0	1,66	62	110	38	IIa
35	21,0	4	2	2,25	7,0	1,6	0,64	28	175	38	-
36	28,6	0	2	0,25	5,1	0,2	0,05	20	25	45	IIa
38	20,9	4	2	2,32	3,0	1	1,35	58	200	-	-
42	24,0	4	2	1,11	7,2	0,6	0,51	46	100	34	Ib-IIa
43	21,3	2	2	2,17	6,0	<1	1,17	54	200	-	-
47	21,8	4	2	2,15	7,0	1,1	1,0	46	200	-	-
48	20,0	4	2	3,30	8,0	2	1,3	40	340	30	IIa
51	15,1	0	2	13,20	7,5	5,5	8	61	1000	30	Ib
52	14,9	2	2	13,3	6,0	10	4,3	32	1200	-	-
53	20,2	2	2	2,98	7,5	<2	1,2	41	300	-	-
55	14,5	2	2	15,5	6,0	<5	1,1	72	1000	35	IIa
57	13,6	4	2	19,3	5,7	<9	1,0	50	1000	43	Ib
58	14,6	4	2	14,3	7,6	<9	5,3	37	1000	38	Ib-IIa
59	21,9	2	2	2,18	5,2	1,8	0,4	18	150	32	IIa
60	25,7	4	2	0,79	7,0	0,65	0,14	18	?	-	IIb
62	10,6	0	0,2	26,0	3,1	<5	21	81	1400	-	-
65	9,7	4	0,2	33,5	3,3	-	?	?	2000	21	Ib
66	9,4	2	0,2	32,0	3,5	<12	21	6,5	1000	27	Ia-Ib
67	21,3	2	2	2,64	6,0	<1,7	1,0	38	300	35	IIa
68	21,4	2	2	2,58	5,0	<1,9	0,7	27	300	-	-
69	9,5	0	0,2	28,8	3,0	-	28,8	100	1150	-	-
70	20,8	2	2	3,35	9	<2,5	1	30	400	37	IIa
71	24,6	4	2	1,30	10	1,2	0,1	8	100	-	IIa-IIb
72	14,7	2	2	13,5	8,0	7,0	6,5	48	600	37	Ib
74	9,0	0	0,1	25,6	2,9	-	?	?	1150	-	-
75	9,4	0	0,4	20,0	2,2	-	?	?	900	08	Ia
82	27,5	0	1	0,54	14	<0,4	0,14	24	35	-	-
83	28,3	0	0,4	0,38	15	<0,36	0,02	5	30	-	-
84	28,1	0	4	0,48	19	<0,35	0,13	27	23	-	-
85	28,3	0	2	0,45	20	0,38	0,07	15	20	-	-
86	28,9	2	2	0,45	10	0,38	0,07	15	25	-	-
87	28,2	4	2	0,47	16	0,47	0,0	0	20	-	-

COMPRESSION SIMPLE et TRIAXIAUX (A.V.)
RÉSULTATS (SUITE)

n°essai	W = %	$\sigma_3 =$	vitesse mm/mn	σ_{pic}	ϵ_{pic}	σ_e	$\sigma_{pic} - \sigma_e$	δ	E_b	α	Mode
101	0	0		38,4	0,69	—	—	—	5000	—	Ia
102	0	0		43,0	1,70	—	—	—	1500	5	Ia
103	1,7	0		38,4	1,62	—	—	—	2700	—	Ia
104	10,9	0		28,5	4,80	—	—	—	1250	6	Ia
105	6,6	0		28,6	1,82	—	—	—	2800	8	Ia
106	13,3	0		14,5	11,5	<5	10	69	2000	36	Ib
107	15,0	0		10,5	13,0	<8,2	4,6	38	400	30	Ib
108	15,5	0		8,75	8,0	5,5	3,25	37	520	28	Ib
109	15,0	0		9,50	9,0	<5,5	4,0	42	750	—	Ib
111	17,8	0		4,78	18,5	<4,1	0,7	14	220	—	Ib
112	19,7	0		2,60	9,5	<2,15	0,5	19	240	32	Ib-IIa
113	22,8	0		1,25	15,5	—	—	—	55	40	IIa
114	24,4	0		0,75	15,0	<0,70	0,05	6	50	36	IIa
121	23,7	0	2	1,08	11	1,04	0,04	4	60	—	IIa
122	23,3	0	2	0,98	8,75	<0,85	0,13	14	65	—	IIa
123	23,8	0	2	0,99	6,25	<0,72	0,27	27	60	—	IIa
124	23,0	0	2	1,15	16,2	<0,92	0,23	20	70	—	IIa
125	18,0	0	2	4,73	9,4	<2,8	2,0	42	250	—	Ib-IIa
126	25,6	0	2	0,52	22,0	0,52	0	0	30	—	IIa
127	25,7	0	2	0,56	16,0	0,56	0	0	30	—	IIa
128	25,6	0	2	0,64	7,5	0,64	0	0	30	—	IIa
129	25,2	0	2	0,64	7,5	0,63	0,01	2	30	—	IIa
130	22,4	0	2	1,23	10	1,15	0,08	6	50	—	IIa
131	26,0	0	4	0,64	7,5	0,64	0	0	30	—	IIb

ESSAIS BRÉSILIENS SUR L'ARGILE DE VALLAURIS

n°essai	code	W %	F_{pic} daN	ϵ_{pic}	$F_{(F)}$ daN	$\epsilon_{(F)}$	S_{pic} cm ²	σ_{pic}	R_{TB} hyp. elast. cb.	α	Mode
1	2.24.1	24,4	0,05	28	0,05	8,6	10,1	0,89	0,40	30	IIa
2	1.12.1	23,6	0,12*	30	—	—	7,6	1,58	0,65	25	IIa
3	2.20.	21,7	0,15	20	0,075	5,5	8,4	1,79	0,90	30	IIa
4	1.12.2	21,2	0,135	16,5	0,11	9,6	7,7	1,75	0,75	28	IIa
5	2.18.2	20,8	0,12*	18	0,11	11,5	7,0	1,71	0,65	23	IIa
6	1.14.1	17,4	0,30	11,5	0,30	12,3	5,6	5,35	1,65	30	IIa
7	1.14.2	16,7	0,375	10,0	0,37	10,7	6,4	5,85	2,0	30	IIa
8	2.13.3	14,7	1,02?	9,5	0,60	7,8	5,4	18,0	—	14	Ib
9	2.13.2	11,0	0,80	3,7	0,21	1,7	4,3	18,6	4,4	6	Ia
10	2.10.1	8,8	0,70	2,0	0,50	1,6	3,9	17,9	3,8	10	Ia
11	2.10.2	7,3	0,67	1,32	0,45	1,0	2,5	26,0	4,0	4	Ia
12	2.13.1	6,4	0,80	1,78	0,40	1,3	3,6	22,2	4,4	4	Ia
13	2.19.1	6,4	1,05?	2,5	0,80	2,5	3,2	32,8	—	4	Ia
14	2.19.2	7,9	0,72	1,95	—	—	2,5	28,8	3,9	10	Ia
15	2.18.1	2,0	1,05	1,10	—	—	3,2	32,8	5,7	2	Ia

ESSAIS DE CISAILLEMENT (BOÎTE MODIFIÉE)
A.V. Vitesse de Cisaillement: 1mm/mn

n°essai	W = %	$\rho_{0\text{cm}}$	σ_m	τ_{pic}	τ_{palier}	ϵ_{pic}	ϵ_{palier}	δ	τ_{IF}	ϵ_{IF}	β
2	23,5	4	1,39	0,88	0,30	8,5	21	66	0,87	7,5	—
3	28,0	2	0,28	0,18	0,14	10,0	20	22	0,16	6,0	17
4	28,0	4	0,28	0,135	0,10	8,5	22	26	0,13	6,7	18-25
** 5	23,7	4	0,70	0,32	0,32	—	—	0	—	—	—
6	25,2	2,5	0,70	0,32	0,20	7,5	20	37	0,3	5	48-20
8	23,7	4	0,70	0,29	<0,10	15,0	>22	69	0,29	13,3	20
9	23,6	4	0,70	0,21	0,20	18,4	22	5	0,25	8,3	—
21	23,6	4	0,28	0,32	0,29	13,2	25	6	—	—	—
22	23,0	4	0,70	0,40	<0,20	11,6	25	5	0,38	10	42-26
23	22,5	4	1,39	0,34	0,13	5,0	16	62	0,34	4,2	42-30
24	23,3	2,5	1,39	0,51	<0,24	5,0	20	53	0,51	5,0	42-22
17	23,0	1,8	0,90	0,41	0,40	5,0	15	2,5	—	—	—
18	23,1	1,8	1,36	0,47	0,44	14,0	20	6,5	—	—	—
19	23,0	1,8	2,27	0,56	0,56	24,0	24	0	—	—	—

** : Boîte Casagrande normale

ESSAIS TRIAXIAUX "DRAINÉS" (A.V.)

n°essai	W = %	$\sigma_3 =$	vitesse mm/mn	σ_{pic}	ϵ_{pic}	$\sigma_{e\text{ palier}}$	σ_{1F}	σ_{PR}	E^b
76	26,8	0	0,02	0,37	20	0,35	0,30	0,35	20
77	26,7	0	0,02	0,42	20	0,37	0,40	—	20
78	25,8	0	0,02	0,52	18	0,48	0,45	0,50	25
79	24,5	0	0,02	0,59	18	—	0,42	0,57	20
80	25,4	2	0,02	0,80	22	0,80	—	—	40
81	24,6	4	0,02	1,10	24	—	—	—	60

N.B. Les courbes des essais ci dessus, ainsi que les photos des éprouvettes après essai, ont été rassemblées en un dossier déposé à l'Institut Dolomieu à Grenoble.

AUTEUR et matériau	ESSAI				Remarques	Caract. "intrinsèques"				Caract. tirées des essais				M. de rupt.		Coefficients					
	epr.	$\bar{\epsilon}_s$	σ_b	θ°		R_b	R_{TD}	Cu_b	ϕ_a	σ_{p1}	ϵ_{p1}	σ_{p2}	f_p	E_{kb}	Type	α°	Cu/σ_s	R/σ_s	σ_s/R_b		
HEARD (1960) Calcaire de Solenhofen	cyl.	$\phi = 9,5 \text{ in.}$	$2 \cdot 10^4$	0	25°	- Correction de surface (éxp. pes de vol. de volume)	3500		900		3,50	1,1	0	100	300	Ia	-	∞	∞	0	
				750	25°		3500		900		4,06	1,7	<3,3	31	400	IB	25	1,20	4,6	0,22	
				1000	25°		3500		900		4,90	1,75	<3,9	22	400	IIa	30-32	0,50	3,5	0,195	
				1250	25°		3500		900		5,15	1,9	<4,8	10	400	IIa	30-30	0,72	2,8	0,36	
				1500	25°	- Classification :	3500		900		5,20	2,0	5	4	400	IIb	-	0,60	2,3	0,435	
				625	150°		Epic <3% : fragile	3400				3,80	0,9	<2,5	34	450	Ib	30	1,44	5,6	0,18
				750	150°		Epic <5% : transitaire	3400				3,50	1,0	<1,7	48	450	Ib	28	1,20	4,6	0,22
				800	150°		Epic >5% : ductile	3400				4,30	1,3	4,15	5	400	IIb	27	1,10	4,4	0,23
	$\lambda = 2$			1000	150°	- Diagramme (σ, ϵ)	3400				4,35	1,6	4,30	1	400	IIb	-	0,9	3,5	0,295	
				300	300°	avec domaines fra-	3300				4,0	2	<3,8	5	350	Ib	31	3	11,7	0,085	
				500	300°	gile et ductile.	3300				3,90	2,8	3,85	1	400	IIb Ia	26	2,2	7	0,14	
				0	400°	- Comparaison avec les	3200				3,20	0,8	0	100	450	Ia	~0	∞	∞	0	
				300	400°	données de la rupture	3200				3,60	2	<3,6	?	350	IIb	18	3	11,7	0,085	
				400	400°		3200				3,70	3,2	3,7	0	350	IIb-IIa	28	2,2	8,8	0,11	
				400	400°		3200				?	?	?	?	350	IIb	19-27	1,8	7	0,14	
				500	400°		3200				3,80	?	?	?	?	350	IIb				
DAYRE DESENNE et WACK Craie $\rho_d \approx 1,6 \text{ u} \approx 40\%$	cyl	$\phi = 38 \text{ mm}$	18x45	100	20°	- Correction de surface	20	-	70	p1c:	0,21	15	0,19	90	8	IIb	-	0,20	0,7	1,4	
				200	20°	- Essais à sec	20	-	70	35°	0,48	20,5	0,42	12,5	6	IIb	-	0,10	0,35	2,95	
				300	20°	- Notation des premières	10	-	70	palé:	0,76	25	0,64	15,0	6	IIb	-	0,07	0,23	4,35	
				400	20°	fissures visibles (?)	20	-	70	30°	0,92	27	0,80	13,0	8	IIb	-	0,05	0,17	5,90	
				500	20°	- Rupture par embre-	20	-	70		1,16	29	1,0	13,7	11	IIb	-	0,04	0,14	7,10	
	$\lambda = 2$			700	20°	ment dans tous les	20	-	70		1,50	30,8	1,40	6,7	13	IIb	-	0,03	0,10	10,0	
				900	20°	cas	20	-	70		1,88	31,4	1,72	8,5	14	IIb	-	0,02	0,09	11,1	

AUTEUR et matériau	ESSAI				Remarques	Caract. "intrinsèques"				Caract. tirées des essais				N. de rupt.	Coefficients				
	ep.	$\dot{\epsilon}_s$	σ_b	θ°		R_{cL}	R_{TdL}	C_{uL}	ϕ_u	σ_{pL}	ϵ_{pL}	σ_{pL}	$\phi\%$		E_{KL}	Type	κ°	$\alpha_{th}\%$	$\alpha_{pL}\%$
BRACE Dolomie W. $\mu = 0,5\%$	↓	?	0 0,46 0,48 1,07	20° 20° 20° 20°	Res de correction de surf. Forme particulière des éprouvettes. Essais de traction	1490	?	?	?	1,45 2,26 3,20 4,82	0,27 0,36 0,48 0,45	- - - -	500 800 920 930	éprouvettes	22° 18° - 17°	- - - -	∞ 9,1 3,0 1,40	0 0,11 0,33 0,71	
BRACE (1964) Dolomie B. $\mu = 0,20\%$		?	0 0,46 0,94 1,15 1,57 1,84 2,73 3,49	20° 20° 20° 20° 20° 20° 20° 20°	et de compression. Dispositif pour ralentir à proximi- té du pic. Capotes particulières. Examen des fissures sur surfaces polies. Deux types de ruptures	5100	?	?	?	5,10 8,26 10,17 10,55 11,25 12,41 13,73 14,71	0,52 0,90 1,30 1,65 1,31 1,30 1,30 3,00	- - - - - - - -	1050 1070 1100 1120 1150 1190 1230 -	forme particulière des éprouvettes	23° 13° 19° - - 26° - -	- - - - - - - -	∞ 11,1 5,5 4,6 3,2 2,8 1,88 1,47	0 0,09 0,18 0,22 0,31 0,36 0,53 0,68	
Granite W. $\mu = 0,90\%$	↑	?	0 0,83 1,50	20° 20° 20°	principaux: "extension fracturing" "faulting"	2290	420 (calc.) 210 (obs)	?	?	2,29 9,45 14,51	0,44 1,60 4,20	- - -	390 750 770	de la cause de la	22° 24° 29°	- - -	∞ 2,77 1,54	0 0,36 0,65	
Diabase $\mu = 0,30\%$	↑	?	0 0,49 1,60 3,80	20° 20° 20° 20°	D'après BRACE il y aurait un passage pro- gressif entre les deux. Une étude très	4870	420 (calc.) 400 (obs)	300	210 240 240 240	4,87 8,06 13,10 29,65	0,55 1,65 1,37 2,20	- - - -	980 1030 1050 -	Unité à cause de	23° - - 26°	- - - -	∞ 10 3,1 1,28	0 0,10 0,32 0,78	
BRACE (1964) Quartzite $\mu = 0,70\%$	↑	?	0 0,61 1,62 3,08	20° 20° 20° 20°	complète avec des comparaisons pré- sentes aux théories de Griffith de Mohr et de Griffith modifiée.	4610	300 (calc.) 280 (obs)	?	?	4,61 11,85 21,65 28,45	0,60 1,28 2,70 3,40	- - - -	480 800 880 930	difficile à dé-	- - 24° 26°	- - - -	∞ 7,7 2,85 1,50	0 0,13 0,35 0,66	
BELLOT Grès $\mu = 11\%$ $\gamma_d \approx 2,03$	cyl. $\lambda = 2$ $H = 2mm$		2 b. 5 10 25 40 60 80	20° 20° 20° 10° 20° 20° 20°	Correction de surface essais saturés drainés les contraintes données sont les contraintes effectives	75	?	10 a 20	pas sur face 33a 38° 40a 44a (Mohr)	0,11 0,13 0,18 0,21 0,28 0,33 0,38	14 7,0 9,0 2,1 2,6 1,8 1,8	0,037 0,041 0,05 0,145 0,195 0,225 0,33	76 65 45 34 30 27 22	9,7 31,3 17,2 13,7 15,8 120 31,2	Ia Ib Ib Ib Ib Ib ?	- - - - - - -	10 4 2 0,8 0,5 0,33 0,25	50 14,3 7,7 3,0 1,88 1,25 0,93	0,02 0,07 0,13 0,33 0,53 0,80 1,07

AUTEUR et matériau	ESSAI			Remarques	Caract. "intrinsèques"				Caract. tirées des essais				M. de rupt.	Coefficients				
	epi.	σ_1	θ		$R_{0.1}$	$R_{0.2}$	$C_{0.1}$	$\phi_{0.1}$	$\sigma_{0.1}$	$\sigma_{0.2}$	$\sigma_{0.3}$	$\sigma_{0.4}$		α	β			
GRIGGS Granite de W.	cyl.	5000	25°	- correction de surface - comparaison avec la Bénière $\sigma_{10.5} = \text{const. } 10.5$ calcul du coeff. de frottement	2800	—	800	42°	20	4.5	?	?	750	Ib	30°	0.16	0.96	8.9
		5104	300°		—	—	—	40°	16	4.3	15	6	550	Ib	37°	—	—	—
	$\lambda = 2$	5000	500		—	—	—	32°	11.5	3.8	10	18	480	Ib	33°	—	—	—
		5000	800		—	—	—	22°	6.5	3.5	5.5	15	250	Ib	40°	—	—	—
WAWERSIK et BRACE Granite de W. $m = 0.9\%$	cyl.	0	25°	- pas de correction de surface.	in BRACE	—	—	var.?	2.8	0.5	0	100	630	Ia	pluie	00	1	1
	$\lambda = 2$	200	25°	- analyse de l'écoulement des an- gles de frottement	2800	—	800	27°	4.0	0.95	0	100	670	Ia	45°	4.0	14	1.32
	$\lambda = 2$	310	25°		—	—	—	2	6.0	1.1	0	100	680	Ia	—	2.6	9	3.25
	$\lambda = 2$	800	25°	- 5 essais par chaque σ_2 - des tests cellulaires	—	—	—	50°	8.7	1.5	0	100	720	Ia	—	1.0	3.5	3.4
WAWERSIK et FAIRHURST Marbre du Tennessee II	cyl.	1500	25°		—	—	—	—	11.5	2.0	0	100	750	Ia	—	0.53	1.86	4.65
	$\lambda = 2$	—	20	- pas d'indication sur la correction de surface	—	—	—	—	1.40	2.0	0.14	20	80	Ia	—	00	00	1
	$\lambda = 2$	35	20	- déformations épic très faibles (even de 10')	—	—	—	—	1.57	2.3	0.67	58	80	Ia	—	—	47.6	1.37
	$\lambda = 2$	70	20	- différences angulaires entre gnomes au fond et au centre (12 → 30°)	—	—	—	—	1.68	2.6	0.91	37	80	Ia	—	—	8.5	1.60
RALEIGH et PATERSON Serpentinites de Gabramura et de Tumut Pound	cyl.	140	20		—	—	—	10°	1.97	3.2	1.22	37	80	Ib	—	4.3	10	2.4
	$\lambda = 2$	210	20		—	—	—	—	2.18	3.6	1.40	35	80	Ib	—	3.0	6.7	3.06
		280	20		—	—	—	—	2.38	4.5	2.10	12	80	Ib	—	2.1	5	3.7
	$\lambda = 2$	350	20		—	—	—	—	2.66	4.5	2.62	1	80	Ib	—	1.7	4	4.4
Serpentinites de Gabramura et de Tumut Pound	cyl.	490	20		—	—	—	—	3.05	5.0	3.05	0	80	Ib	—	1.2	2.8	5.7
	$\lambda = 2$	5000	25°	- pas de correction de surface	3200	—	900	25°	13.3	?	?	?	500	Ib	—	0.18	0.64	5.7
	$\lambda = 2$	2500	250°	- Tous fragiles à 1416 quelque soit θ .	2500	—	800	25°	10.1	3.5	9.8	3	500	Ib	—	0.16	0.50	6.9
	$\lambda = 2$	5000	500°	- une grande fente de résistance au début de 500°C	1000	—	700	20°	8.9	3.5	8.5	4.5	400	Ib	—	0.14	0.40	7.0
Serpentinites de Gabramura et de Tumut Pound	cyl.	1500	600°		1500	—	500	20°	7.1	3.2	6	14	300	Ib	—	0.10	0.30	8.1
	$\lambda = 2$	2200	350°		2200	—	700	25°	7.9	2.5	7	11	500	Ia	—	0.21	0.60	5.2
	$\lambda = 2$	3500	500°		3500	—	700	20°	7.2	2.5	6.2	14	450	Ia	—	0.20	0.57	5.4
	$\lambda = 2$	3500	510°		3500	—	680	20°	4.3	?	?	?	?	Ib?	28°	0.19	0.54	4.1
Serpentinites de Gabramura et de Tumut Pound	$\lambda = 2$	4000	25°	- calcul de μ (forte- ment) jusqu'à 0.5	3200	—	900	33°	6.0	4.5	3.8	37	400	Ib	30°	0.90	3.2	2.2
	$\lambda = 2$	2000	25°	- des impuretés fragiles aux limites, l'analyse retient et l'analyse (Sloan, Neelings, Hypothesis)	3100	—	900	33°	8.2	4.0	6.8	30	400	Ib	33°	0.45	1.6	3.2
	$\lambda = 2$	3500	25°		3000	—	900	33°	11.1	2.4	10.0	10	400	Ia	—	0.26	0.5	4.6
	$\lambda = 2$	5000	25°		3000	—	900	33°	11.1	3.2	10.4	6	400	Ib	—	0.18	0.64	5.0
Serpentinites de Gabramura et de Tumut Pound	$\lambda = 2$	5000	625°		—	—	410	—	4.9	2.0	3.7	24	300	Ib	—	0.08	—	—
	$\lambda = 2$	5000	650°		—	—	330	—	2.8	1.0	2	40	300	Ib	—	0.07	—	—
	$\lambda = 2$	5000	700°		—	—	330	—	1.5	0.7	0.7	100	180	Ia?	—	0.05	—	—
	$\lambda = 2$	3500	650°		—	—	330	—	1.2	0.5	0	100	250	Ia?	—	0.07	—	—

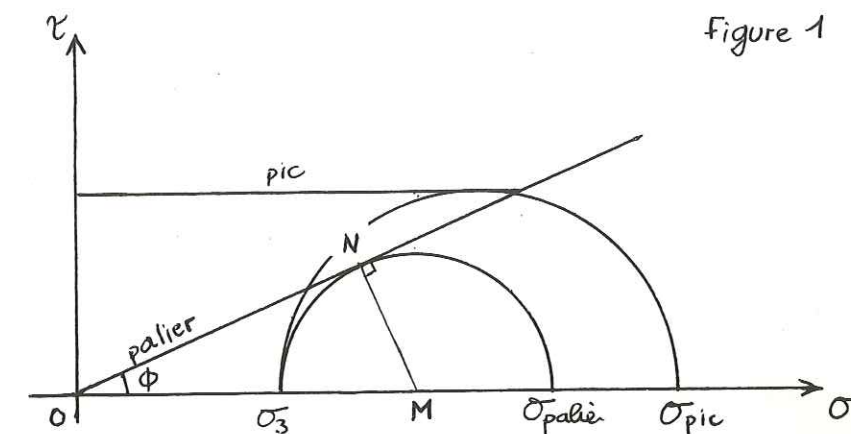
ANNEXE 2

LE DEGRE DE FRAGILITE EN CONTRAINTES ET LES COURBES
INTRINSEQUES

LE DEGRE DE FRAGILITE EN CONTRAINTE ET LES COURBES INTRINSEQUES.

Il nous a paru intéressant d'exprimer le degré de fragilité en contrainte en fonction des caractéristiques des courbes intrinsèques. Deux hypothèses ont été retenues.

Hypothèse n° 1 : La courbe intrinsèque de pic est une droite parallèle à l'axe des σ et celle de palier une droite passant par l'origine de pente ϕ (Figure 1). Ce cas idéal se rapproche de celui que l'on obtient avec une argile saturée au cours



d'essai non drainés.

Dans le triangle OMN on a :

$$2MN = 2OM \sin \phi = \sigma_{\text{palier}} - \sigma_3$$

D'où il vient :

$$\sigma_{\text{palier}} - \sigma_3 = (\sigma_{\text{palier}} + \sigma_3) \sin \phi$$

$$\sigma_{\text{palier}} = \left(\frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} \right) \sigma_3$$

Par ailleurs on a :

$$f = \frac{\sigma_{\text{pic}} - \sigma_{\text{palier}}}{\sigma_{\text{pic}} - \sigma_3} = 1 - \frac{2\sigma_3}{R_c} \left(\frac{\sin \phi}{1 - \sin \phi} \right)$$

Cette formule n'est valable que dans un domaine où elle donne des résultats positifs pour f ($\sigma_3 < \frac{R_c}{2} \frac{1 - \sin \phi}{\sin \phi}$). Pour les autres valeurs de σ_3 , f doit être considéré comme nul.

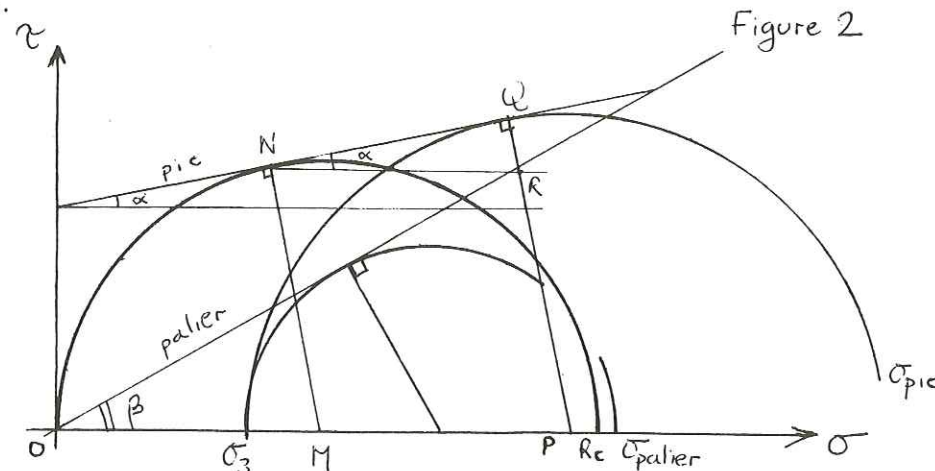
Pour un ϕ de 30° la fragilité n'existe plus dans ce cas dès que $\sigma_3 > \frac{R_c}{2}$.

La valeur de σ_3 qui rend nulle le rapport f est : $\sigma_{3c} = \frac{R_c}{2} \left(\frac{1 - \sin \phi}{\sin \phi} \right)$.

Elle correspond à une contrainte principale majeure :

$\sigma_{1c} = \frac{R_c}{2} \left(\frac{1 + \sin \phi}{\sin \phi} \right)$ qui pourrait être comparée à la contrainte de consolidation des argiles σ_c .

Hypothèse n° 2 : Les courbes intrinsèques de pic et palier sont deux droites de pentes respectives α et β . La droite de palier passe par l'origine (figure 2). Ce cas peut correspondre à celui d'une roche ordinaire dans le domaine des compressions.



Comme précédemment on a : $\sigma_{\text{palier}} = \sigma_3 \left(\frac{1 + \sin \beta}{1 - \sin \beta} \right)$

On a également :

$$QR = NR \sin \alpha = MP \sin \alpha ;$$

$$MP = OP - OM = \frac{\sigma_{\text{pic}} + \sigma_3}{2} - \frac{R_c}{2} ;$$

$$QR = \left(\frac{\sigma_{\text{pic}} + \sigma_3 - R_c}{2} \right) \sin \alpha$$

D'autre part :

$$PQ = MN + QR = \frac{R_c}{2} + \left(\frac{\sigma_{\text{pic}} + \sigma_3 - R_c}{2} \right) \sin \alpha = \frac{\sigma_{\text{pic}} - \sigma_3}{2}$$

D'où il vient :

$$\sigma_{\text{pic}} = R_c + \sigma_3 \left(\frac{1 + \sin \alpha}{1 - \sin \alpha} \right)$$

Par suite :

$$f = 1 - \frac{2\sigma_3 \sin \beta (1 - \sin \alpha)}{(1 - \sin \beta) \{ R_c (1 - \sin \alpha) + 2\sigma_3 \sin \alpha \}}$$

Pour $\alpha = 0^\circ$ on retrouve bien l'expression précédente. Il convient de s'assurer également que $f > 0$.

Si l'on prend α et β tels que $\sin \alpha = 0,6$ et $\sin \beta = 0,7$ (valeurs plausibles) il vient :

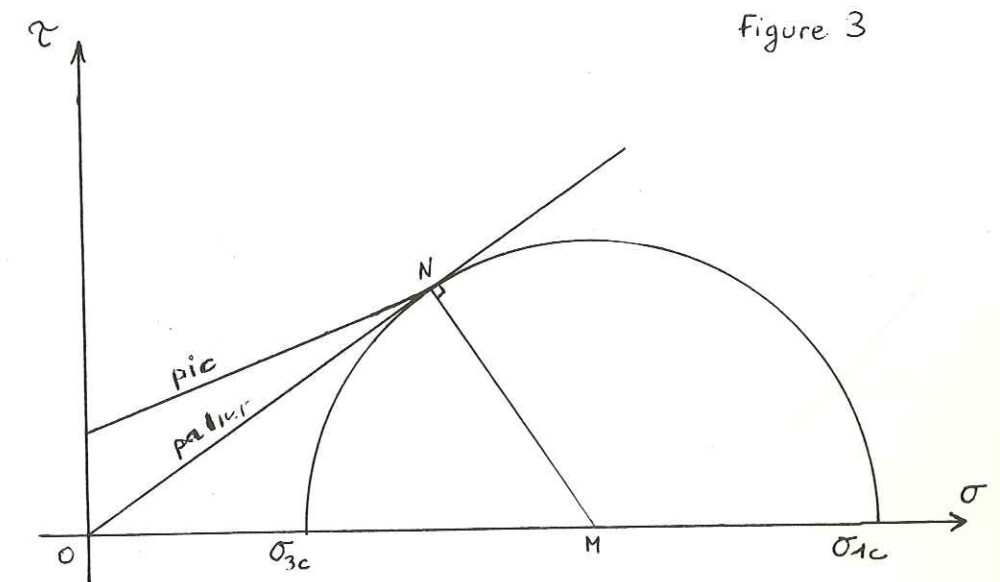
$$f = 1 - \frac{0,56 \sigma_3}{0,12 R_c + 0,36 \sigma_3}$$

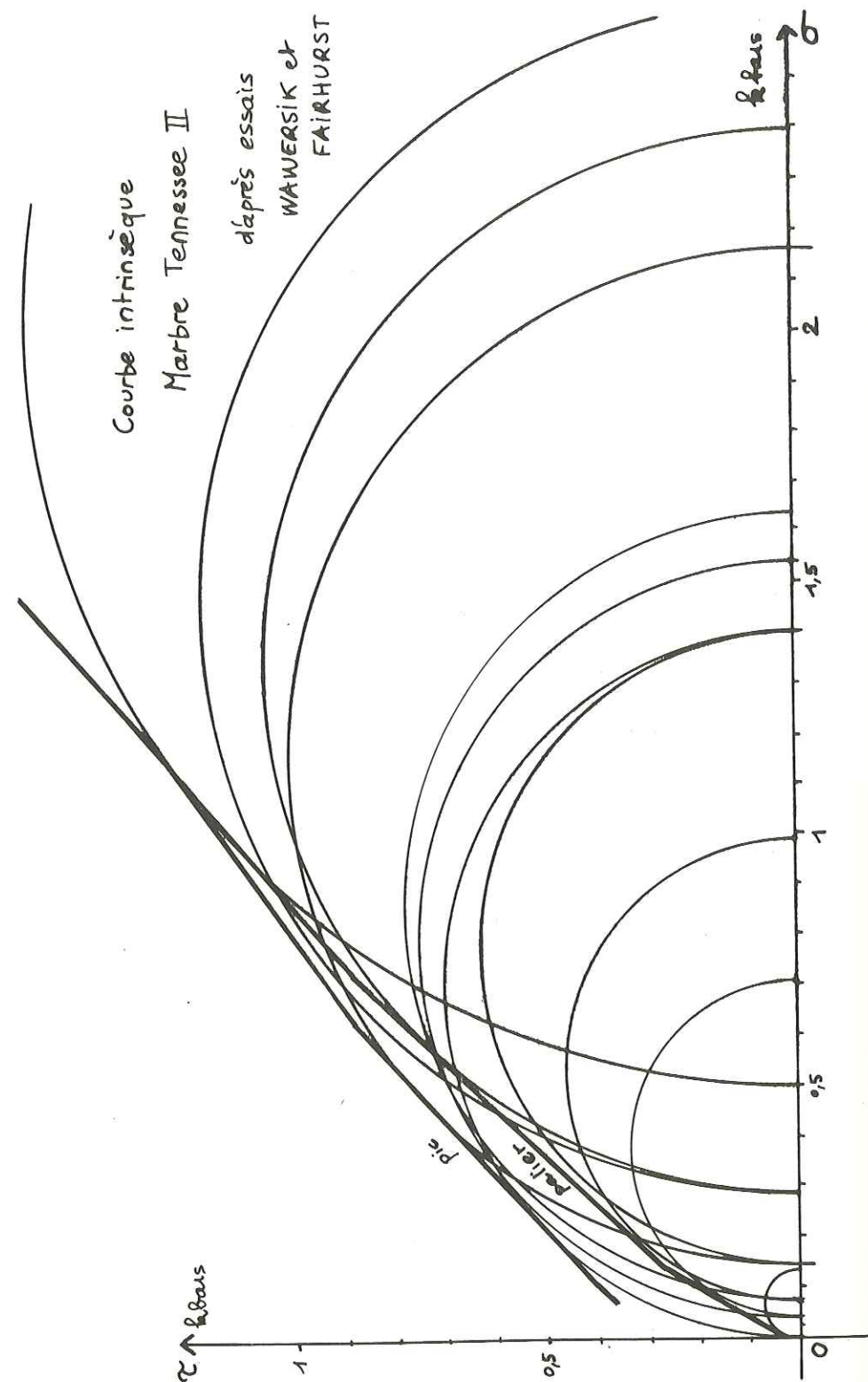
La fragilité disparaît alors pour $\sigma_3 > 0,6 R_c$

La contrainte σ_3 telle que la fragilité disparaisse vaut d'une manière générale :

$$\sigma_3 = \frac{R_c (1 - \sin \beta) (1 - \sin \alpha)}{2 (\sin \beta - \sin \alpha)}$$

Cette contrainte et la contrainte σ_1 correspondante sont probablement comparables aux contraintes principales maximales subies par la roche au cours de son histoire.





ANNEXE 3

MOYENS DE RECONNAISSANCE DES SURFACES DE DISCONTINUITÉ

I - LE LEVE GEOLOGIQUE DE FRACTURATION.

- I,1 - Description des caractéristiques géométriques des surfaces de discontinuité.
- I,2 - Description des caractéristiques mécaniques sommaires des surfaces de discontinuité.
- I,3 - Projet de fiche pour la reconnaissance géologique systématique des surfaces de discontinuité.

II - AUTRES MOYENS DE RECONNAISSANCE DE LA FISSURATION DU MASSIF ROCHEUX POUR LES TRAVAUX DE GENIE CIVIL.

- II,1 - Les galeries, tranchées, puits et forages.
- II,2 - L'écoulement de l'eau dans les milieux fissurés.
- II,3 - L'influence de la fissuration sur la propagation des ondes sismiques.
- II,4 - La fissuration et la propagation du courant électrique.

ANNEXE 3

MOYENS DE RECONNAISSANCE DES SURFACES DE DISCONTINUITÉ

Avertissement : Dans cette annexe nous ne prétendons pas exposer de façon complète tous les moyens de reconnaissance de la fissuration pour les travaux de génie civil, dont on trouve par ailleurs une excellente synthèse dans les rapports généraux de BERNAIX, de HOEK et LONDE au troisième congrès de la S.I.M.R. à Denver (USA) en 1974. Nous chercherons surtout à rapporter une recherche bibliographique que nous avons entreprise alors que le sujet de notre thèse n'était pas encore bien défini. Nous avons étudié à l'époque deux directions de recherche : celle que nous avons finalement retenue et celle de l'étude expérimentale, sur le terrain et en laboratoire, de la propagation des ondes dans un milieu fissuré, que nous avons dû abandonner faute de disposer du matériel d'expérience adéquat.

I - LE LEVE GEOLOGIQUE DE FRACTURATION.

Le problème de la reconnaissance des surfaces de discontinuité intéresse à la fois le géologue tectonicien, qui cherche à reconstituer, à partir d'un état actuel de déformation, l'histoire mécanique antérieure du massif, et l'ingénieur géotechnicien, qui s'efforce de prévoir un comportement ultérieur sous un nouvel état de sollicitation. Ces deux recherches font appel à des techniques identiques même si les priorités sont quelquefois différentes. Les informations sur l'origine mécanique des surfaces de discontinuité peuvent également intéresser le génie civil : une fissure d'extension sera plus facilement ouverte qu'une faille ou qu'un joint de schistosité; si elle fait partie d'un système en échelon, sa taille sera certainement limitée ...

La campagne de terrain du géologue peut aboutir à une carte géologique où les fractures sont soigneusement repérées par leur trace sur la surface topographique. Le choix de l'échelle est important et est à déterminer en fonction du problème étudié. Mais cette représentation est généralement insuffisante et il faut la compléter par des mesures précises de direction, de pendage, d'ouverture, de remplissage ... qui peuvent s'inscrire sur un carnet préparé à l'avance ou sur un bordereau de fissuration. Nous rappellerons d'abord les caractéristiques que l'on peut prendre en compte dans un tel levé.

1,1 - DESCRIPTION DES CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES SURFACES DE DISCONTINUITÉ.

1,1,1 - Orientation.

Observées localement au sein du massif rocheux, les fissures peuvent être généralement assimilées à des plans. Cette notion est simplificatrice puisque, prises dans leur ensemble, elles ont fréquemment des formes courbes, qu'il est d'ailleurs important de relever pour une bonne interprétation structurale.

Grâce à cette approximation la surface de discontinuité se caractérise d'abord par son azimut, angle de l'horizontale de son plan avec le Nord géographique (en pratique, puisque les mesures sont faites à la boussole, c'est plutôt le Nord magnétique qui est pris comme référence), et son pendage, angle de son plan avec le plan horizontal de référence.

Dans la représentation par projection stéréographique ce plan est figuré par un grand cercle, ou mieux par un point (représentation polaire). A partir d'une population de mesures d'orientation des discontinuités, on peut procéder à une analyse statistique en s'aidant d'un canevas de projection stéréographique (exemple : canevas de Schmidt).

1,1,2 - Forme.

Dans le cas où la fissure a une forme franchement courbe, on pourra chercher à mesurer des rayons de courbure. Mais cela est délicat sur le terrain et il vaudra mieux en général se contenter de reconstituer la surface à partir de plusieurs mesures ponctuelles. Dans certains cas de formes géométriques simples, connues ou supposées, on pourra s'aider du canevas de projection stéréographique pour déterminer des plans axiaux et des axes de symétrie.

1,1,3 - Taille.

La notion de taille* d'une surface de discontinuité est fondamentale mais très difficile à cerner. Si l'on assimile la surface à un fragment de plan, encore faut-il donner ses dimensions exactes pour pouvoir la définir complètement.

Or un affleurement ne nous fournit en général qu'une section du massif par une surface quelconque et donc une vision très partielle des structures présentes. D'autre part, les surfaces élémentaires observées peuvent se raccorder les unes aux autres avec des angles quelquefois très faibles qui font que l'on ne sait pas toujours où s'arrête la surface de discontinuité que l'on suit.

Pour approcher quand même d'un point de vue pratique la taille d'une surface de discontinuité, nous proposerons de mesurer sur l'affleurement les deux termes :

l = plus grande longueur observable à l'affleurement sur la même surface de discontinuité.

L = plus grande dimension de l'affleurement dans cette direction.

* Nous employons le terme de taille de préférence à extension en réservant ce dernier à la description d'un phénomène mécanique : fissure d'extension, degré d'extension...

Le rapport $R_1 = \frac{l}{L}$ variable entre 0 et 1, permet de chiffrer l'importance de la surface de discontinuité par rapport à l'affleurement. On peut d'ailleurs remplacer dans ce qui précède le terme d'affleurement par celui de zone d'observation et étendre ainsi la définition du rapport R_1 à toutes les échelles, de la lame mince à la photographie aérienne.

Il est également possible de comparer les longueurs mesurées à une longueur de référence. Celle-ci peut être choisie à l'avance en fonction de l'importance du massif étudié, de l'épaisseur des strates (RUHLAND, 1973) ou des dimensions de l'ouvrage projeté (LOUIS, 1974).

Il est clair que la valeur de tels rapports dépend beaucoup de la disposition relative de la surface de discontinuité, et de la surface d'observation. Pour être plus complet, on peut envisager d'établir le rapport entre la surface de fissure observable et la surface totale observable dans la même direction sur l'affleurement (degré de séparation χ de MULLER 1963 et de LOUIS 1968). Mais ceci ne peut être réalisé que dans des cas très exceptionnels.

1,1,4 - Fréquences, densités, intensité, surface spécifique, porosité et maille de la fissuration.

Un affleurement, pourvu qu'il présente une étendue suffisante, montrera toujours un certain nombre de surface de discontinuité. En général, celles-ci se regroupent en familles définies par une orientation quasi constante. L'ensemble de ces familles forme le réseau ou système de fissuration.

On peut définir pour chaque famille un espacement moyen, qui est la distance moyenne entre deux surfaces consécutives, comptée perpendiculairement au plan de la famille. Une difficulté pratique tient au fait que la surface d'observation n'étant pas toujours perpendiculaire aux discontinuités, on n'y mesure qu'un espacement apparent que l'on doit corriger.

La fréquence de famille est définie comme l'inverse de l'espacement : c'est le nombre de discontinuités de la même famille par mètre de longueur sur une normale à celle-ci. En mesurant les caractéristiques d'une fissure on pourra relever la fréquence de fissure quelconque qui sera définie comme le nombre de fissures quelconques rencontrées par mètre sur un trajet perpendiculaire à la fissure initiale. La fréquence de fissure quelconque est supérieure ou égale à la fréquence de famille.

RUHLAND définit la densité volumique comme la somme des fréquences relatives de toutes les familles présentes dans un volume de 1m^3 . Il propose également l'emploi d'un coefficient d'intensité de fracturation I qui est égal au rapport de la fréquence cumulée des fractures sur la fréquence du plan de stratification. Les valeurs de I permettent de classer le matériau dans une échelle de fracturation (VIALON, GROlier et RUHLAND, 1976) :

- Milieu non fracturé : $I < 0,05$
- Fracturation moyenne : $I \approx 0,1$
- Forte fracturation : $I = 5 \text{ à } 10$

- Clivage de fracture : $I = 10 \text{ à } 50$
- Schistosité : $I > 500$

Sur certaines surfaces d'observation on peut mesurer la longueur de toutes les fissures qui les intersectent. Le rapport de la longueur totale de fissure à la surface totale de l'affleurement s'appelle la densité linéaire de fissuration. Elle est plus souvent déterminée au laboratoire sur lames minces (Méthode des répliques : TOURENQ, 1969, "curvimètre" : HOUPERT, LEGENDRE et RICHARD 1969) que sur le terrain. Pour analyser des images planes (lames minces ou cartes schématiques de la fracturation dans un secteur donné) on peut également utiliser la méthode de filtrage optique. On peut obtenir ainsi des longueurs cumulées selon les directions, des longueurs totales etc... (voir références et exemples d'application dans la thèse de ROBERT 1976).

A l'intérieur d'un certain volume, la surface spécifique de fissure est définie par le rapport :

$$\Sigma = \frac{\text{surface totale des fissures}}{\text{volume considéré}} \text{ en m}^2/\text{m}^3$$

Sur le terrain elle ne peut être calculée qu'à l'aide de techniques très exceptionnelles (dissection d'un bloc dans des sédiments argileux chez FOOKES et DENNESS, 1969). D'une façon pratique nous devons nous contenter des mesures de fréquences de famille et de fissure quelconque.

Dans le cas de fissures ouvertes (ou remplies) on peut définir également la porosité de fissure. Celle-ci est égale au rapport entre le volume des vides et le volume total. Il n'existe pas de procédé précis et direct, même en laboratoire, pour déterminer la porosité de fissure. La comparaison des poids volumiques réels (secs ou saturés) au poids volumique du matériau de la matrice ne peut donner qu'une porosité totale, laquelle inclut aussi les pores (cavités dont les trois dimensions dans l'espace sont comparables) et les canaux (cavités à développement linéaire) dont le rôle mécanique à la rupture est négligeable pour les roches. On peut l'approcher également par des procédés indirects :

- compressibilité et hystérésis des déformations (WALSH 1965, MORLIER 1971, HENRY et PAQUET 1975).
- étude de la propagation des ondes (TOURENQ, FOURMAINTRAUX et DENIS 1971).
- essais de perméabilité divers (BERNAIX 1967, PERAMI 1971).
- corrélation avec la dispersion d'essais de compression (BERNAIX 1967).

Sur le terrain, les seuls moyens utilisables pour apprécier la porosité de fissure dérivent de l'étude de la propagation des ondes (prospection sismique) et de la mesure de perméabilité à l'eau (essais Lugeon) dont nous parlerons au chapitre suivant.

S'il existe dans le massif trois familles distinctes, on peut également

définir la maille du réseau de fissuration comme les dimensions du plus petit bloc découpé par les trois familles (bloc unitaire). Son volume peut être calculé à partir des trois fréquences de famille et des cosinus directeurs des vecteurs normaux aux trois familles.

I,2 - DESCRIPTION DES CARACTERISTIQUES MECANQUES SOMMAIRES DES SURFACES DE DISCONTINUITÉ.

I,2,1 - Ouverture des discontinuités.

On observe à l'affleurement des surfaces de discontinuité qui sont ouvertes et d'autres qui ne le sont pas.

On peut rappeler que, sauf dans des cas très particuliers (un karst, par exemple) la porosité d'un massif diminue rapidement avec la profondeur. L'ouverture superficielle des fissures est surtout reliée au phénomène de décompression et, quelquefois, dans le cas des roches tendres ou solubles, elle peut être accentuée par un lavage dû aux eaux de ruissellement et d'infiltration.

Dans tous les cas, il faut se garder de considérer l'ouverture observée sur l'affleurement comme valable sur tout l'étendue de la fissure. Le cas échéant, seul un sondage bien implanté et très soigneusement réalisé peut donner une certitude sur ce point.

L'ouverture est un cas particulier de faiblesse mécanique et les propriétés mécaniques de la fissure sont généralement aussi influencées par :

- l'état de surface des lèvres (lisses, rugueuses, striées ...)
- l'épaisseur et la nature du matériau de remplissage (argile, mylonite ...).

I,2,2 - Etat de surface des discontinuités.

L'état de surface intéresse le mécanicien, mais aussi le géologue, car il peut lui donner de précieuses indications tectoniques. Dans la mesure où un déplacement a déjà eu lieu selon les surfaces de discontinuité observées, il peut exister sur les lèvres des stries ou traces de mouvements qui permettent de retrouver la direction et quelquefois le sens du ou des mouvements. Ce sont les "tectoglyphes" dont une liste très complète a été donnée en particulier par LILLIE (1974).

Pour caractériser l'état de surface, plusieurs techniques ont été proposées. La plus simple est l'utilisation d'adjectifs codés comme ceux utilisés par FOOKES et DENESS (1969) et qui suivent les graduations des papiers de verre. Elle doit nécessiter un sérieux étalonnage. A l'extrême opposé, on peut utiliser un appareil appelé profilographe, qui donne la forme précise de la surface de discontinuité selon un profil donné. Cet appareillage est naturellement lourd et coûteux. Une intéressante et amusante corrélation a pu être faite par FECKERS et RENGERS (1971) entre les résultats du profilographe et la dispersion des directions lues avec une boussole montée sur des plaques circulaires de diamètre variable.

1,2,3 - Remplissage.

La nature et l'épaisseur du remplissage des fissures peuvent être très variables. L'épaisseur varie en général entre quelques dixièmes de millimètre et quelquefois quelques décimètres.

Le mécanicien attache surtout de l'importance à la présence dans les fissures ouvertes de matériaux de faible résistance mécanique, c'est-à-dire les argiles et les mylonites (roches broyées).

Il est difficile de donner des caractéristiques mécaniques de ces matériaux utilisables pour les calculs d'après les seules observations de terrain. On peut, bien sûr, prélever un échantillon et l'analyser en laboratoire. Mais comme il est pratiquement impossible d'éviter alors le remaniement on ne pourra obtenir que des renseignements insuffisants, comme la granulométrie, les limites d'Attenberg ou la composition minéralogique du remplissage.

Si des données mécaniques se révèlent nécessaires, il faudra procéder à un essai de cisaillement sur joint soit au laboratoire, à condition d'avoir pu prélever correctement l'ensemble matrice rocheuse-joint (Bernaix 1968), soit in situ. De tels essais ont été plusieurs fois pratiqués pour des études de barrages (JIMENEZ-SALAS et URIEL 1974) mais ils sont chers et on peut se demander avec HOEK et LONDE (1974) s'ils sont vraiment utiles.

1,3 - PROJET DE BORDEREAU POUR LA RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE SYSTEMATIQUE DES SURFACES DE DISCONTINUITE.

La reconnaissance des surfaces de discontinuité combine un grand nombre d'observations et de mesures, qui échappent quelque peu à un classement synthétique. On ne pourra en général se passer de mesurer et de noter pour chacune toutes les caractéristiques exposées plus haut. Si l'on ne s'intéresse qu'à un aspect du problème, le travail de terrain et l'analyse de la population des mesures est simple. Mais si l'on s'intéresse à toutes les caractéristiques des surfaces de discontinuités, il est utile de définir une stratégie des observations et des mesures, et d'en transcrire les résultats de telle façon que l'analyse par ordinateur soit possible.

Cela amène d'abord à coder un certain nombre d'observations qualitatives en se servant éventuellement des classifications partielles évoquées plus haut ; il faut prévoir ensuite un ordre d'entrée de toutes les données dans l'ordinateur. Toutes ces opérations conduisent à établir un véritable bordereau de fissure. Et une campagne de mesures se traduira finalement par un tableau de chiffres où, par exemple, on notera en colonnes les caractéristiques mesurées et en lignes les individus.

Naturellement, comme pour toute étude statistique il faudra se poser le problème de la représentativité de l'échantillonnage, en se rappelant comment les mesures ont pu être récoltées sur le terrain (Pour une structure géologique que l'on veut étudier il faudra s'assurer que le semis d'affleurements retenu ne biaise pas l'échantillonnage).

Une étude statistique de toutes les caractéristiques de fissures demande au préalable un long et fastidieux travail de terrain. On trouve un exemple de bordereau

de fissure dû à BERTRAND et LOUIS et publié dans LOUIS (1974). Il a été utilisé au cours de la reconnaissance des caractéristiques hydrauliques du site de barrage de Grand Maison.

Comme nous n'avons pas eu l'occasion au cours de notre travail d'accéder à un ordinateur, nous n'avons pas cherché à établir un bordereau opérationnel et nous rappellerons simplement qu'une fiche de relevé de fissures peut comporter les éléments suivants :

1°/- Localisation

- code affleurement
- numéro de la mesure
- existence d'un plan à petite échelle ou d'une photo
- coordonnées Lambert X, Y, Z.

2°/- Nature pétrographique

- code simplifié avec par exemple : roche sédimentaire calcaire, roche sédimentaire non calcaire, roche métamorphique, roche plutonique, roche volcanique.

3°/- Stratification (dans le cas d'une roche sédimentaire seulement).

- Même si le plan mesuré n'est pas un plan de stratification, il est important de replacer la mesure par rapport à la stratification. On notera donc l'azimut et le pendage des strates ainsi que leur épaisseur moyenne.

4°/- Plan de mesure

- azimut
- pendage
- stries éventuelles
- état de surface (suivant code)

5°/- Remplissage

- épaisseurs de vide, de broyat, de remplissage
- nature du remplissage (selon code)

6°/- Taille

- longueur de l'affleurement dans la direction de la fissure
- longueur de la fissure

7°/- Densité (on compte perpendiculairement à la fissure)

- recherche de fissures de la même famille au mètre
- nombre de fissures quelconques au mètre
- pourcentage moyen de vide et de remplissage au mètre

8°/- Dispositions spéciales (dans ce cas il sera préférable de prévoir une fiche séparée)

- échelons
- surface courbe que l'on cherche à reconstituer
- autres

STAF

Titre

Page :
Ray. calotte Pend. Date :
par :

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

1

Fig. 1 — Bordereau de levé systématique de la fracturation.

C. LOUIS

II AUTRES MOYENS DE RECONNAISSANCE DE LA FISSURATION DU MASSIF ROCHEUX POUR LES TRAVAUX DE GENIE CIVIL.

L'avantage principal du relevé est sa simplicité, mais il a aussi ses limites imposées par la configuration de la zone d'observation, qui ne livre souvent qu'une section des structures par une surface particulière, alors qu'une connaissance en volume est souhaitable. D'où la nécessité d'introduire en complément des observations de surface, une reconnaissance en profondeur des caractéristiques du massif et notam-

ment de ses surfaces de discontinuité. Nous allons rappeler brièvement les techniques utilisées.

II,1 - GALERIES, TRANCHEES, PUIITS ET FORAGES.

Les galeries, tranchées, puits et forages permettent de toucher le rocher lorsqu'il n'affleure pas, et donnent dans tous les cas des indications sur ses propriétés en profondeur. Leur développement est linéaire et c'est au géologue qu'il appartient de choisir la ou les directions de reconnaissance propres à compléter au mieux les informations recueillies en surface (galeries en T en particulier).

II,1,1 - Les galeries, tranchées et puits permettent l'examen direct des surfaces de discontinuité du massif. Le relevé de fissuration peut y être effectué selon la méthode exposée précédemment. Lorsque l'excavation a été effectuée par tir, il faut tenir compte des dommages dûs aux explosifs. Dans une galerie percée au tunnelier, l'examen minutieux des parois est quelquefois indispensable pour déceler les discontinuités. En raison du développement linéaire des observations, des techniques spéciales de représentation sont nécessaires. Il est souvent appréciable de disposer de plusieurs galeries secondaires pour évaluer les propriétés du massif dans d'autres directions.

II,1,2 - Les sondages carottés.

Ils sont très largement utilisés pour reconnaître la qualité du matériau rocheux par l'examen des carottes, pour prélever des échantillons destinés à des essais en laboratoire et pour permettre d'effectuer des essais "in situ" (essais d'eau, dilatomètre, diagaphies ...).

Pour la caractérisation des surfaces de discontinuité, l'inconvénient essentiel des carottes est l'absence d'une orientation de référence, sauf si l'on recourt à une instrumentation supplémentaire*. En revanche, à cause du développement linéaire, la fréquence des fissures, (la nature et l'épaisseur des remplissages) peuvent être assez facilement étudiées à l'aide de l'indice de qualité R.Q.D. ("Rock Quality Designation") dû à l'américain DEERE.

La notion d'indice de qualité est très simple et très générale. Elle permet d'établir une comparaison chiffrée entre les propriétés du matériau réel et celles du même matériau pris dans un état idéal de référence.

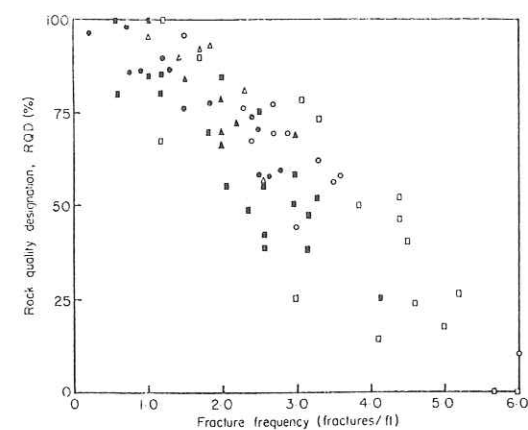
Soit une longueur de carotte 1 formée de n fragments de longueur l_i variable. On suppose le carottage réalisé à 100%. On a :

$$1 = \sum_{i=1}^{i=n} l_i$$

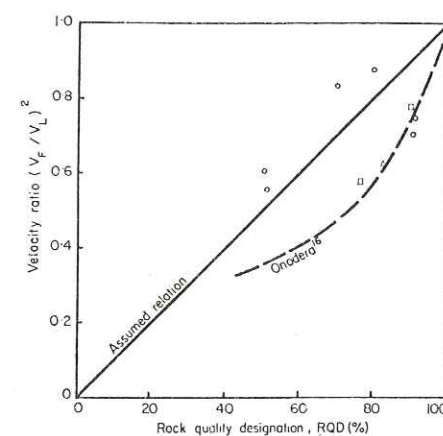
Si l'on écarte tous les fragments de longueur inférieure à 10cm il reste p fragments de longueur λ_1 . On définit une longueur λ telle que ;

* mesure directe sur les gros diamètres, diagraphie ("dipmeter") dans les sondages

R.Q.D. d'après DEERE



Climax stock
 ○ Tunnel wall, across joints
 △ Tunnel wall, parallel to joints
 □ NX core
 NX core
 ○ Dworshak Dam, granite gneiss
 △ John Day Basalt
 □ Hackensack Siltstone

Fig. 1: Correlation of rock mass quality indices: fracture frequency and RQD¹⁵

○ Manhattan Schist—6 borings
 □ Rainier Mesa Tuff—averages from two locations
 △ Hackensack Siltstone

Fig. 2: Correlation of rock quality as determined by velocity ratio and RQD¹⁵

$$\lambda = \sum_{j=1}^{j=P} \lambda_j$$

RQD	Qualité du rocher
0 - 25%	très mauvais
25 - 50%	mauvais
50 - 75%	moyen
75 - 90%	bon
90 - 100%	excellent

Par définition l'indice de qualité RQD est le rapport λ/l .^{*} Les relations entre la qualité du rocher et les valeurs du RQD s'expriment en gros de la manière suivante :

* il est important de se rappeler qu'il peut exister sur les carottes des fractures dues au forage, à la remontée (disquage) ou au transport des caisses.

On peut bien sûr discuter le choix de la longueur standard de 10cm. Mais le reproche principal que l'on doit faire au RQD est qu'il ne traduit la qualité du rocher que dans une seule direction, qui est celle du sondage. Pour mieux caractériser les propriétés du massif en volume, on pourrait imaginer un super RQD réalisé à partir de trois sondages trirectangulaires. Cette technique serait évidemment très lourde.

Malgré cette imperfection, le RQD est utile par sa simplicité même comme moyen de comparaison entre sondages d'une même campagne et entre différents sites explorés. On a pu le corrélérer aux données du relevé de surface, comme celle de la fréquence de fissures (DEERE, fig. 1) et avec les résultats de la prospection sismique.

La figure 2 montre une bonne corrélation entre le RQD et un indice de qualité, établi à partir des mesures de vitesses de propagation des ondes sur le terrain et en laboratoire (respectivement V_F et V_L chez DEERE). Sur plusieurs sites de barrage on a également trouvé une bonne corrélation entre le RQD et les modules dynamiques déduits de la prospection sismique (voir par exemple les résultats d'essais sur le site de El Cajon (Honduras) dans la thèse de GIRAUD).

La corrélation du RQD avec les résultats des absorptions d'eau est moins bonne, particulièrement dans les massifs calcaires karstifiés (GIRAUD 1974). Ceci s'explique par le fait que le RQD tient plus compte des parties saines de la roche que des ouvertures des fissures traversées par le sondage. Celles-ci sont d'ailleurs difficiles à mesurer sur les carottes.

II,2 - L'ECOULEMENT DE L'EAU DANS LES MILIEUX FISSURES.

Dans un massif rocheux, les fissures ouvertes sont les voies préférentielles de la circulation de l'eau et l'on peut toujours considérer la matrice comme imperméable devant les fissures.

Il existe une méthode (KIRALY 1969 et 1970) qui permet de calculer la perméabilité en grand d'un massif à partir des seules données de géométrie et d'ouverture des surfaces de discontinuités. Le calcul montre le rôle essentiel de l'ouverture des fissures qui intervient par son cube (voir un essai d'application dans la thèse de ZAMANKHAN 1975).

D'une manière générale les méthodes de l'Hydraulique des Milieux fissurés

(voir en particulier LOUIS 1968, LOUIS et WITKE 1971, le colloque de Stuttgart 1972 et la synthèse récente de LOUIS 1974) supposent une schématisation des discontinuités du massif. Les données intéressant l'ingénieur (perméabilités, débits de fuite, sous-pression...) sont calculées à l'aide de modèles mathématiques ou de modèles réduits. Ceux-ci sont établis à l'aide de l'étude statistique des orientations et des ouvertures des fissures. Par exemple, pour pouvoir appliquer la méthode de Kiraly, il faut sélectionner un certain nombre de familles de fissures (en général trois) de fréquence et d'ouverture constantes. Or nous avons déjà signalé que l'ouverture des fissures naturelles était très variable suivant la profondeur et qu'elle restait à peu près imprévisible depuis la surface. Sur ce point donc, il paraît raisonnable, avant de construire un modèle, de tenir compte aussi des résultats de quelques reconnaissances en profondeur et particulièrement des essais d'eau.

Malgré tout, les approximations signalées plus haut se justifient en Hydraulique des milieux fissurés par le fait que l'on cherche avant tout des ordres de grandeur et que les dimensions moyennes (donc l'influence) d'une discontinuité élémentaire restent petites devant celles du massif considéré par le calcul.

Il n'en est pas de même pour un calcul de stabilité d'appui de barrage voûté par exemple, pour lequel les dimensions des discontinuités ne sont plus négligeables devant celles de l'ouvrage. Dans ce cas l'approche statistique est inadaptée.

II,3 - L'INFLUENCE DE LA FISSURATION SUR LA PROPAGATION DES ONDES SISMIQUES.

II,3,1 - Généralités.

L'étude de la propagation des ondes sismiques dans les matériaux fait partie de la Physique. Il y a longtemps qu'elle a été appliquée aux Sciences de la Terre par des géophysiciens, pour lesquels elle représente un moyen unique d'accéder aux propriétés des roches en profondeur et de déterminer la structure de la Terre.

Les techniques des géophysiciens ont ensuite été affinées par les "pétroliers" pour la reconnaissance de la partie de la lithosphère exploitable pour le pétrole et par les praticiens de géologie du génie civil. Ceux-ci ont d'abord utilisé la prospection sismique pour la détermination des épaisseurs du matériau meuble sur un substratum rocheux et pour le choix des méthodes de terrassement. Avec les progrès des appareils de mesure on a pu obtenir des résultats de plus en plus fins.

La technique était déjà bien implantée sur le terrain des reconnaissances géotechniques lorsque, à l'occasion de grands travaux ou de grandes catastrophes, ont été soulignées les caractéristiques spécifiques du milieu rocheux superficiel (hétérogénéités, anisotropies, discontinuités) et, de ce fait, la nécessité d'entreprendre des recherches fondamentales nouvelles.

Le gros avantage des ondes est qu'elles permettent la reconnaissance non destructive des grands volumes de matière. D'excellents résultats ont déjà été obtenus dans ce domaine sur d'autres matériaux que la roche : les métaux avec le contrôle de qualité des pièces de soudure ou des pièces usinées ; le béton avec le contrôle

non destructif des structures construites telles que pieux, poutres, plots de barrage ...

Grâce à tout cet environnement technologique et scientifique favorable, on dispose maintenant d'excellents appareils de prospection sismique et de solide références dans le domaine de l'interprétation. Mais il est clair que l'on ne pourra tirer le maximum d'information des essais réalisés que lorsqu'on connaîtra avec suffisamment de précision la réponse du matériau rocheux discontinu, hétérogène et anisotrope à la sollicitation engendrée par une onde sismique, ce qui n'est pas encore le cas aujourd'hui.

II,3,2 - La propagation des ondes et la théorie de l'élasticité.

L'ébranlement que l'on communique à un matériau y engendre un système très complexe d'ondes qui se propagent de différentes manières. Nous ne retiendrons que les ondes utiles en prospection sismique, c'est-à-dire les plus rapides, qui sont deux ondes de volume :

- les ondes de compression, encore appelées longitudinales ou ondes P, qui se propagent à la vitesse V_L (ou V_P);

- les ondes de cisaillement appelées transversales ou ondes S, qui se propagent à la vitesse V_T (ou V_S).

Pour un milieu continu, homogène et isotrope, la théorie de l'élasticité donne des formules reliant les vitesses de propagation aux caractéristiques élastiques (E module d'élasticité et ν coefficient de Poisson) et à la masse volumique ρ du matériau. On a :

$$V_L = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\nu)}{(1-2\nu)(1+\nu)}} \quad V_T = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}}$$

On constate que l'on a toujours : $V_L > V_T$

Connaissant E et ν on peut calculer V_L et V_T , et inversement, si l'on a mesuré V_L et V_T et si l'on postule l'élasticité, on peut calculer E et ν . Le module d'élasticité ainsi déterminé s'appelle module dynamique et est noté E_{dyn} . La valeur du module dynamique diffère notablement de celles des modules statiques (E_{stat}) tirés d'essais de changement et également des valeurs du module sous fortes contraintes latérales (E_{fc}) et du module calculé d'après la composition minéralogique de la roche (E_{min}), selon la méthode employée par TOURENQ et FOURMAINTRAUX (1970). La différence entre les modules statiques et le module dynamique (pour les roches le rapport E_{dyn}/E_{stat} dans les essais au vérin, est toujours supérieur à 2,5 d'après SCHNEIDER 1967) s'explique par le fait que les conditions de sollicitations mécaniques sont très différentes dans les deux essais (effet du temps principalement ; SCHNEIDER p. 1087). La différence moindre qui existe entre modules dynamiques et modules sous fortes contraintes ou calculé s'explique de son côté par les défauts et les discontinuités du massif (cf. Tableau 1). On peut proposer l'inégalité schématique :

$$E_{min} > E_{fc} > E_{dyn} > 2,5 E_{stat}$$

Fig. 3

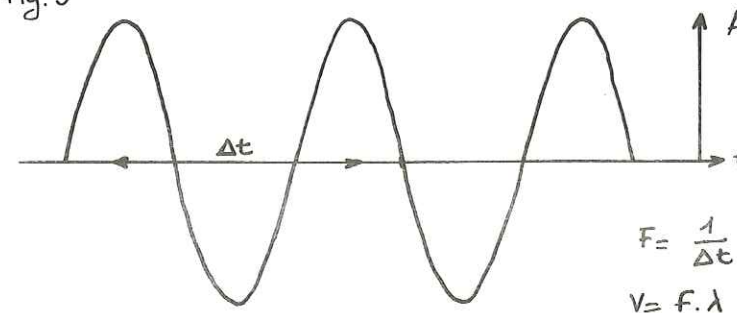


Fig. 4

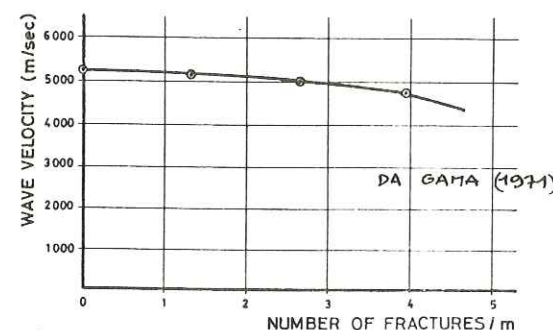
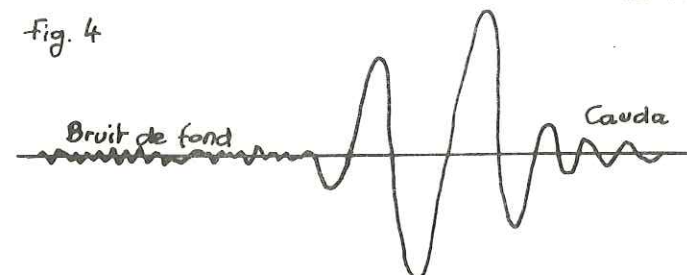
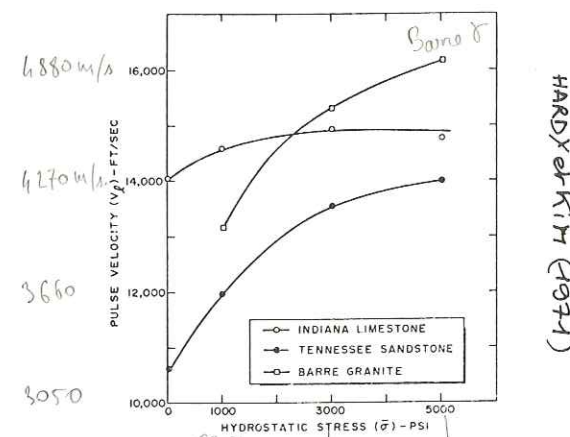


Fig. 6 - Variation of longitudinal wave velocity with number of rock fractures per unit distance

Fig. 5 - Variation of V_2 with Hydrostatic Stress.

en se rappelant que E_{dyn} et E_{min} sont calculés en faisant l'hypothèse de l'élasticité et que E_{stat} et E_{fc} sont tirés de mesures réelles.

II,3,3 - Caractéristiques d'une onde sismique.

Dans les techniques de prospection sismique il y a toujours un point d'émission et des points d'écoute. Les appareils récents possèdent presque tous un écran qui permet de visualiser la forme de l'onde. Nous distinguerons d'abord l'onde émise de l'onde reçue.

L'onde émise doit être la plus normalisée possible. Dans les essais de microsismique en laboratoire, on peut communiquer à l'éprouvette une vibration sinusoïdale régulière (fig. 3), dont on peut faire varier l'amplitude et la fréquence dans une gamme très large. Sur le terrain on doit se contenter d'un ébranlement moins élaboré, en général produit par le choc d'un marteau ou d'un mouton, sur le rocher, ou par l'explosion d'une charge dans une petite cavité ou un sondage.

Si l'on place un géophone à proximité immédiate du point d'émission, on obtient une onde irrégulière dont la fréquence se situe toujours dans une certaine gamme (qui correspond en gros au spectre de l'oreille humaine) comme celle de la figure 4. Pour étudier cette onde, on peut définir un certain nombre de caractéristiques.

Les plus couramment utilisées sont :

- les amplitudes des premiers pics négatifs et positifs
- la fréquence et la longueur d'onde de la première oscillation.

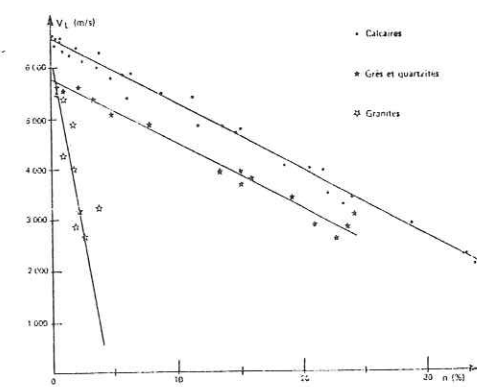
On trouve aussi quelquefois l'étude de caractéristiques spéciales comme la raideur du front d'onde, le temps de montée au premier pic, la durée du premier pic (DAGNAUX 1968).

Si l'on arrive à normaliser le train d'ondes émis, le géophone d'écoute transmettra, quel que soit son éloignement du point d'émission, une onde reçue comparable à l'onde initiale. L'intervalle de temps que met l'onde pour arriver au récepteur permet de calculer la vitesse apparente de propagation. Les différences de forme qui existent entre les deux ondes sont également caractéristiques du terrain rencontré sur le parcours.

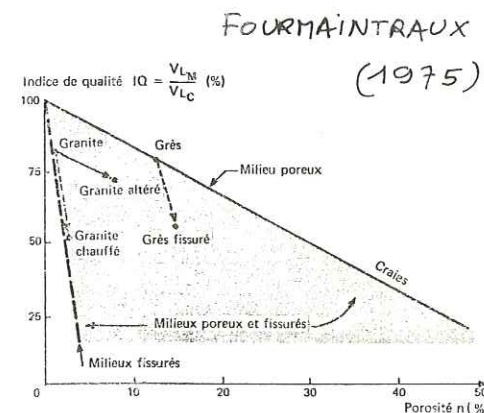
Il est clair que, si celui-ci intègre la traversée et/ou le contournement d'un grand nombre de discontinuités (principalement des discontinuités ouvertes), l'onde sera ralentie et son énergie sera rapidement dissipée. Nous allons voir de façon plus précise comment les discontinuités influent sur les vitesses et la forme du train d'ondes.

II,3,4 - Influence de la fissuration sur les vitesses de propagation.

Expérimentalement, l'influence de la fissuration sur les vitesses de propagation est la plus facile à étudier. Sur le terrain, il est bien connu que les vitesses les plus faibles correspondent aux matériaux les plus poreux ou les plus discon-



A - Relations entre la porosité totale n %, et la célérité des ondes V_L dans les roches poreuses (grès et calcaires) et dans les roches fissurées (granites).

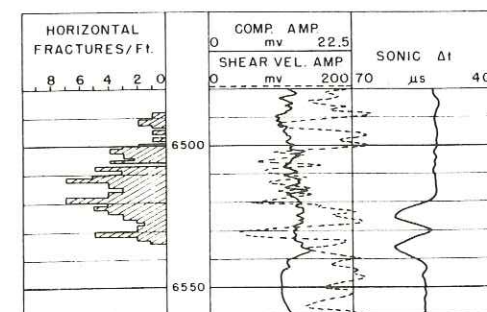


B - Description de la porosité à l'aide de l'Indice de Qualité IQ.

FIG. 7: L'indice de qualité et la propagation des ondes

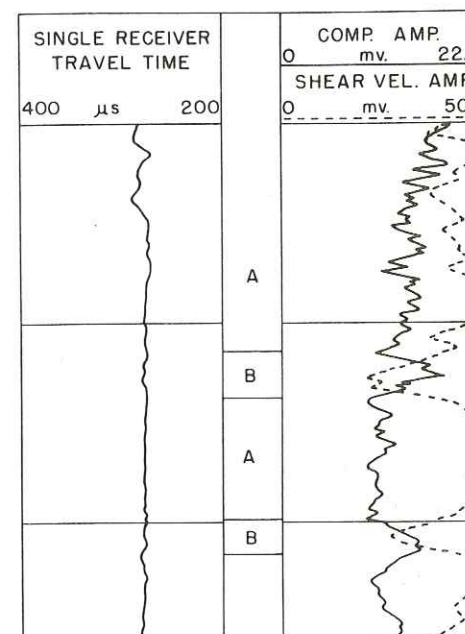
TABLE I
Attenuation by Fractures in Models

Fracture Dip	0°	45°	60°	90°
Compressional Arrival Attenuation (db)	0	4.5	8	0
Shear-Velocity Arrival Attenuation (db)	>12	8	2	—



— Example showing the correlation of shear-velocity amplitude reduction with number of horizontal fractures per foot in limestone. The fractures do not reduce the compressional amplitude.

MORRIS, GRINE et ARKFELD (1963)



— Compressional- and shear-velocity amplitude in fractured Mississippi Limestone. Zones A contain long, single, "vertical" fractures and Zones B contain horizontal fractures.

Fig. 8: Fractures et amplitudes des ondes

tinus. Ceci a été appliqué depuis longtemps avec succès au problème de la rippabilité dans les terrassements rocheux.

Pour étudier ce phénomène d'une façon plus précise, on peut concevoir des essais en laboratoire où l'on fait varier la porosité des fissures par des actions thermiques (augmentation de la porosité de fissure par chauffage des échantillons chez TOURENQ et al. 1971 et PERAMI 1971) ou mécaniques (diminution de la porosité de fissure sous contrainte isotrope, voir en particulier HARDY et KIM 1971 (fig. 5) pour les roches, et DAGNAUX 1968 pour les sols).

On peut également construire des modèles discontinus artificiels comme des empilements de briques ou d'autres matériaux prédécoupés (DA GAMA 1971), et étudier la réponse du massif en fonction du nombre de fissures, de leur orientation et de la qualité de leur remplissage.

Tous les essais s'accordent pour montrer que les vitesses transversales et longitudinales diminuent lorsque la porosité de fissures augmente. La vitesse des ondes longitudinales diminue assez peu avec le nombre de fractures dans le modèle de DA GAMA (fig. 6). Mais quand on l'exprime en fonction directe de la porosité de fissures, comme l'ont fait TOURENQ et al. (1971) et FOURMAINTRAUX (1975), la baisse est beaucoup plus sensible (fig. 7a). On voit sur la figure 7b qu'une augmentation de la porosité de fissure de 1% peut faire chuter l'indice de qualité des vitesses longitudinales de plus de 20%.

Il est dommage que les auteurs précités n'aient pas également étudié le comportement des ondes transversales dans le milieu poreux et fissuré. D'après l'étude de SCHNEIDER (1967), on peut en effet penser que les ondes transversales sont encore beaucoup plus sensibles à la fissuration que les ondes longitudinales.

II,3,5 - Influence de la fissuration sur les amplitudes des ondes.

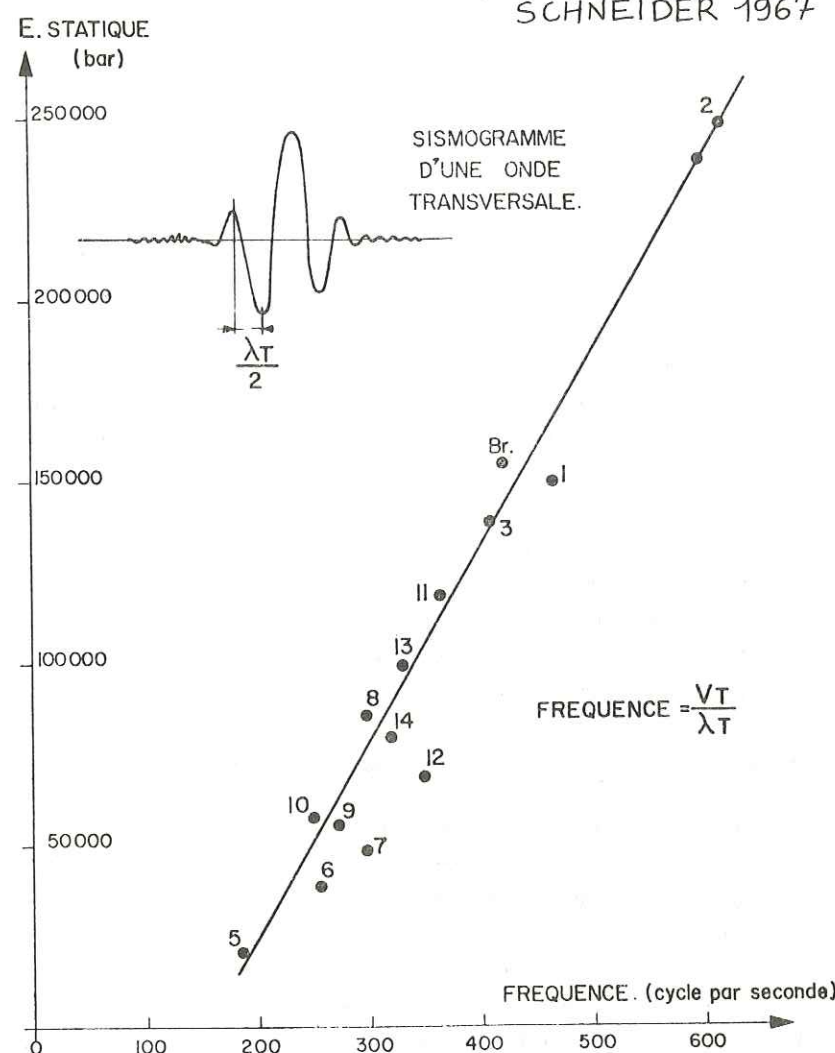
Une des caractéristiques les plus significatives du train d'ondes est l'amplitude de la première onde positive. On calcule souvent un coefficient de perte d'amplitude $\frac{A_o - A_i}{A_o}$ que l'on exprime en % (A_o est l'amplitude au départ, A_i est l'amplitude au point de mesure).

Les résultats obtenus en laboratoire (HARDY et KIM 1971) ou dans les sondages pétroliers (MORRIS et al 1963) montrent que les ondes longitudinales se dispersent assez peu en traversant les discontinuités. Alors que l'amplitude des ondes transversales est nettement affectée par le nombre des fractures et surtout par les fractures perpendiculaires à leur direction de propagation (fig. 8).

Ceci s'explique d'ailleurs très bien par le fait que l'onde transversale est une onde de cisaillement, dont le déplacement se fait dans le plan d'ondes, qui se trouve être ici également le plan des discontinuités.

II,3,6 - Influence de la fissuration sur la fréquence et la longueur d'onde

Rappelons que la fréquence, la longueur d'ondes et la vitesse sont reliées



RELATION EXPERIMENTALE ENTRE
LE MODULE STATIQUE MESURE AU VERIN
ET LA FREQUENCE DE L'ONDE TRANSVERSALE

Figure 9

par la formule :

$$V = F \cdot \lambda$$

Dans le cas des ondes utilisées dans la prospection sismique ordinaire, on tiendra compte de la fréquence et de la longueur d'onde de la première oscillation.

Depuis la thèse de SCHNEIDER (1967) et bien que l'on dispose maintenant d'appareils beaucoup plus perfectionnés que le MD3 de SCHNEIDER, peu de mesures sur les caractéristiques des ondes transversales ont été faites. SCHNEIDER montrait pourtant tout le profit que l'on pouvait en tirer pour comparer entre eux différents sites de barrage et établir des corrélations avec d'autres grandeurs mécaniques comme le module de déformation élastique dans les essais de chargement statique au vérin (fig. 9).

Rappelons que le module statique ainsi défini peut être considéré comme une bonne caractéristique de l'état de fissuration du massif, à condition d'être réalisé sur un volume déjà assez grand (MULLER 1963 propose de choisir les dimensions du vérin de telle façon que la zone concernée comprenne au moins dix discontinuités élémentaires). La figure 9 montre que l'on peut aussi bien accéder à la caractérisation de l'état de fissuration à partir de la fréquence des ondes transversales, laquelle est obtenue à partir d'un essai intégrant un volume plus grand. Ceci montre d'ailleurs que l'effet d'échelle tend à disparaître dès que le rapport :

$$\Lambda = \frac{\text{dimension des discontinuités}}{\text{dimension de la zone concernée par l'essai}} \quad \text{évoqué plus haut dé-}$$

passé une certaine valeur (cf. aussi figures 39 et 40 de la première partie).

II,3,7 - Essai de bilan.

Les ondes sismiques sont bien adaptées à la reconnaissance globales des propriétés du massif rocheux. Elles sont susceptibles de donner des valeurs moyennes, et il est pratiquement impossible d'obtenir d'elles des renseignements sur la localisation précise d'un accident. Elles ne doivent donc être utilisées que pour des problèmes nécessitant la reconnaissance de grands volumes. SCHNEIDER (1967) a montré que l'on pouvait en tirer des informations utiles pour comparer entre eux divers sites de barrages. FOURMAINTRAUX (1975) a proposé de caractériser la fissuration d'un massif par un indice de qualité, établi à partir des ondes longitudinales. Il a souligné l'intérêt que pouvait présenter l'usage de cet indice pour la prévision des vitesses d'avancement et des consommations d'outils dans le percement des tunnels.

À côté de ces recherches, directement appliquées à des problèmes de génie civil, il paraît également utile de développer des recherches plus fondamentales sur la propagation des ondes et leur amortissement dans un milieu fissuré. On peut penser à développer les études sur la forme du train d'onde et particulièrement sur celui des ondes transversales. Et il serait sans doute possible d'améliorer les performances des appareils de prospection en sélectionnant de nouvelles fréquences d'émission. Nous nous demandons en effet si, à l'aide d'un choix judicieux du rapport de la longueur d'onde émise à l'espacement moyen des surfaces de discontinuité, on ne

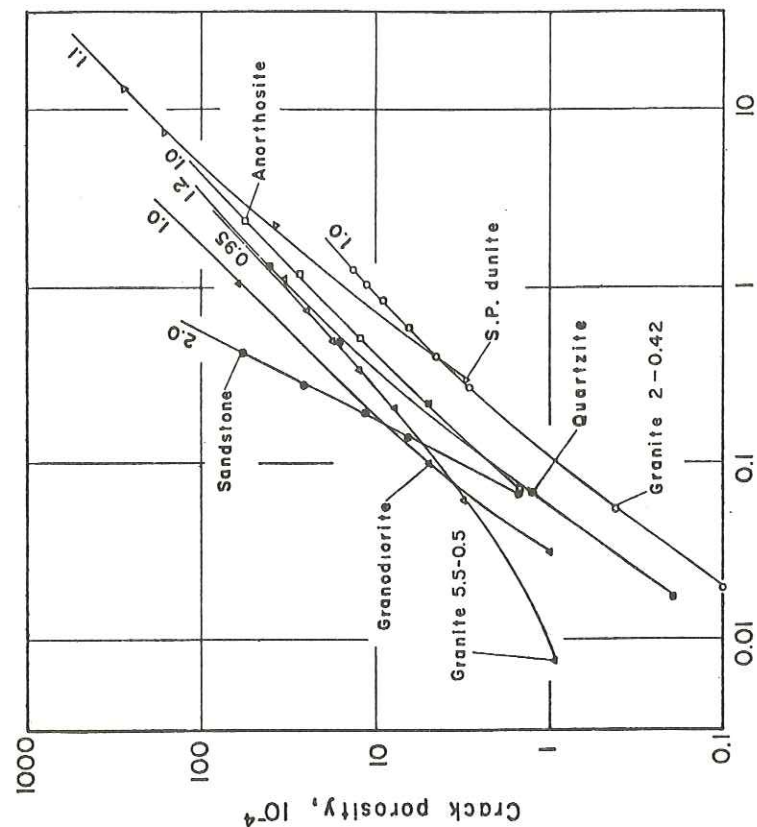


Fig. 10b Crack porosity π_c as a function of crack conductivity σ_c . The small numbers at the end of each curve give the slope of the curve at the upper end.

BRACE AND ORANGE

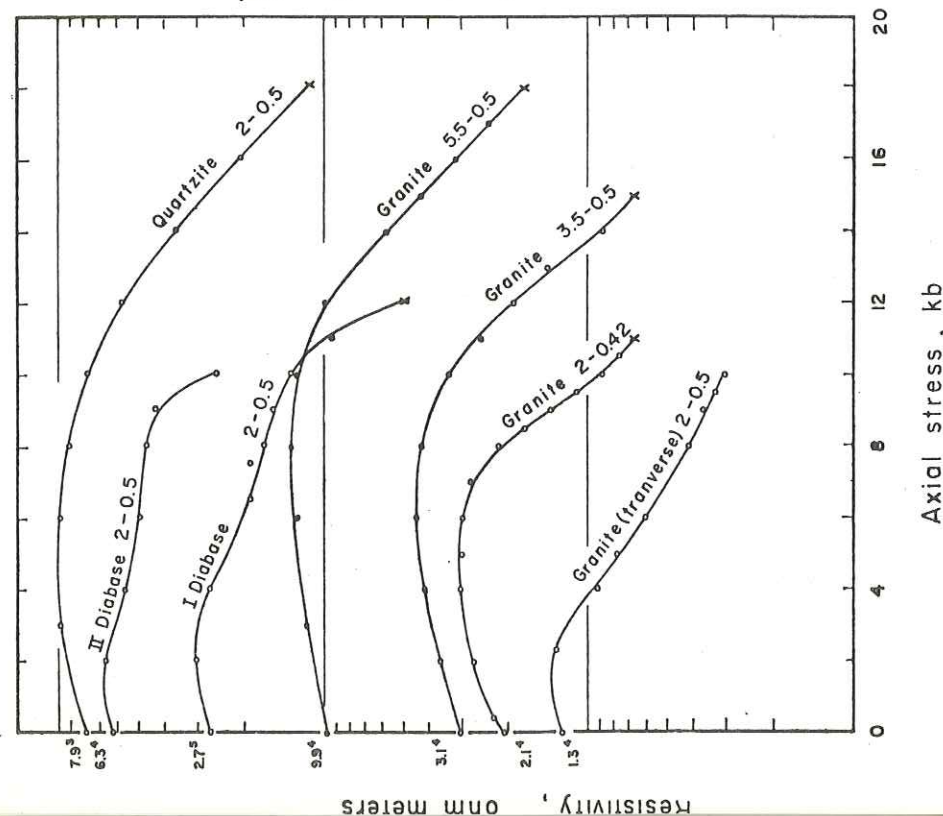


Fig. 10a Resistivity as a function of axial stress. The numbers after the rock name are the confining and pore pressure, respectively, in kilobars. The curves have been shifted vertically for convenience; the small number at zero stress is the resistivity at 10 cps, 20°. 7.9 means 7.9×10^{-5} ohm meters. All except the bottom curve in Figure 3 are resistivity in the axial direction. Fracture occurred at points marked X.

pourrait pas caractériser encore beaucoup mieux l'état de fissuration global d'un massif rocheux quelconque.

II,4 - LA FISSURATION ET LA PROPAGATION DU COURANT ELECTRIQUE.

Les recherches dans ce domaine sont moins nombreuses que dans celui des ondes sismiques, probablement à cause de l'importance des phénomènes parasites et de la difficulté de l'interprétation.

Dans les essais de laboratoire sur des roches fissurées et saturées, BRACE et ORANGE (1968) ont montré que les variations de la résistivité suivent celle de la porosité (fig. 10 a et b). Lorsque la porosité augmente la résistivité diminue et la conductivité (qui est l'inverse de la résistivité) augmente.

Ce phénomène est bien connu en prospection électrique ou l'on sait depuis longtemps que l'élément conducteur le plus favorable du matériau polyphasé (sol ou roche) est l'eau interstitielle, grâce aux sels qu'elle contient dissous.

D'une manière pratique la prospection électrique peut être intéressante pour déterminer l'importance du remplissage argileux et conducteur des surfaces de discontinuité (GUILLEN 1969, CHOQUET 1972 pour des travaux de génie civil). D'autre part AMIRI (1973) a montré que la résistivité apparente est toujours plus grande dans le sens perpendiculaire à la direction des fissures que dans le sens parallèle, et ce quelle que soit la nature du matériau de remplissage. Un essai réalisé avec AMIRI en 1973 sur le glissement de G.L. confirme cette hypothèse (fig. 11) : la conductivité électrique est la plus faible dans le sens du glissement, pour lequel le courant traverse de nombreuses fissures probablement remplies de matériau conducteur (eau ou boue).

Comme la prospection sismique, la prospection électrique peut être utile pour quantifier l'anisotropie de fissuration d'un matériau rocheux. Si le matériau est saturé il est probable que l'électrique donnera même de meilleurs résultats que la sismique.

L'électrique complète donc bien la sismique sur certains points. Mais dans l'ensemble il y a probablement plus à attendre de l'étude de la propagation des ondes (technique variée et relativement fine) que de celle du courant électrique pour une bonne caractérisation des propriétés du massif rocheux fissuré.

Fig. 11a -CROQUIS DE LA REPARTITION DES FISSURES ET CREVASSES
SUR L'ALIGNEMENT DES SONDAGES ELECTRIQUES (G.L...)

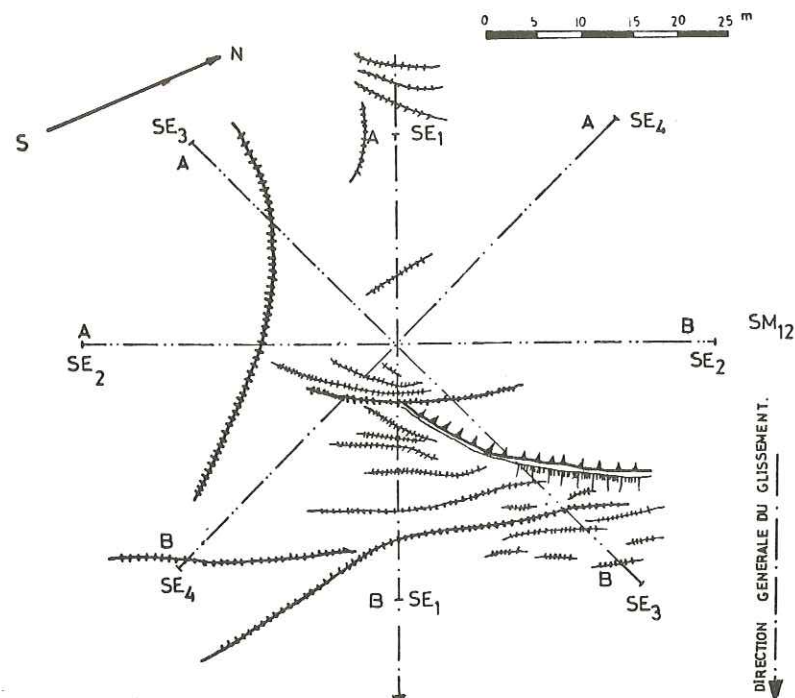
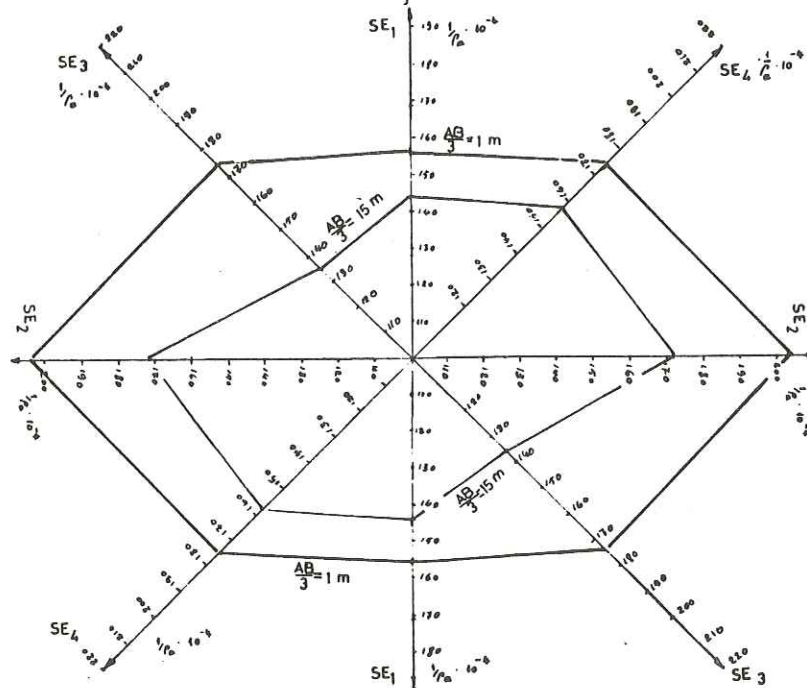


Fig. 11b -VARIATION DE LA CONDUCTANCE ELECTRIQUE DU SOL FISSURE EN FONCTION
DE LA DIRECTION POUR $\frac{AB}{3} = 1$ et 15 m



VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. G. C.

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Institut
National Polytechnique

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

Ph. TRAYNARD
Président
de l'Institut National Polytechnique

L. G. C.