

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

RUPTURE
des
ROCHES et MASSIFS ROCHEUX

ANNALES

Tome *XCV*

1975

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOÎTE POSTALE 38
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. — Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. — L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. — Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. — Les Mémoires sont publiés par fascicules après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1975)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	15,00 F	55,00 F
	Personnes morales	40,00 F	75,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	15,00 F	60,00 F
	Personnes morales	40,00 F	75,00 F

FRANCE et ETRANGER : Abonnement des non-membres : 120,00 F.

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq — Tél. 56.92.00 — C.C.P. Lille 5247

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXXV (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 120,00 F.
Tomes LXXXVI et suivants (manque XCI) 130,00 F.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (35,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

RUPTURE
des
ROCHES et MASSIFS ROCHEUX

ANNALES

Tome XCV

1975

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOITE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1975 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. J. PAQUET
<i>Premier Vice-Président</i>	† M. l'Abbé de LAPPARENT
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. GANTOIS M. l'Abbé HEDDEBAUT
<i>Secrétaire</i>	M. J.J. FLEURY
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. F. LETHIERS
<i>Déléguée aux Publications</i> ..	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M. P. CELET M. E. MÉRIAUX M. G. SOULIEZ M. J. DERCOURT M. I. GODFRIAUX M. Cl. DEZOBRY

A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, Boite Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq
Tél. 56.92.00 — C.C.P. Lille 5.247

Avant-propos

par Jacques PAQUET
Président 1975

La Société Géologique du Nord se devait de consacrer un fascicule de ses Annales aux comptes rendus de la séance spécialisée du 22 mai 1975 consacrée à la Rupture des roches et des massifs rocheux. Il s'agit là d'un thème abordé aussi bien par l'Ingénieur que par le Chercheur, qu'il soit Géologue ou Mécanicien. Cette journée du 22 mai 1975 a clairement mis en évidence, d'une part, l'étroite interdépendance entre recherche fondamentale et recherche appliquée et, d'autre part, l'aspect polydisciplinaire de la démarche géologique.

Dans ce fascicule spécialisé, les descriptions phénoménologiques côtoient les mesures physiques et les développements mécaniques. Il nous a semblé en outre, très important de montrer que, même si l'on accède aux caractéristiques mécaniques de la roche ou du massif, on a beaucoup de difficulté à expliquer les mécanismes intimes de la rupture. Une même difficulté apparaît lorsqu'il s'agit d'appliquer au Génie Civil la connaissance géologique et mécanique des massifs rocheux.

Ce fascicule permettra aux Géologues de lire des articles de non-Géologues sur un sujet qu'ils traitent fréquemment. Le langage des Mécaniciens ou des Ingénieurs est difficile pour les Naturalistes. L'inverse est également vrai. Confronté au milieu naturel, chaque spécialiste formulera le problème posé dans son propre langage. De l'intérêt que chacun portera aux différentes formulations naîtront des collaborations : il y aura progrès.

Nous souhaitons qu'à l'occasion de cette publication, la Société Géologique du Nord donne l'image de ce qu'elle n'a cessé d'être depuis sa création : une occasion pour les spécialistes des Sciences de la Terre, qu'ils soient Naturalistes, Physiciens, Mécaniciens ou Ingénieurs, de se rencontrer, de dialoguer et de faire avancer la Géologie qu'ils aiment.

La Société Géologique du Nord exprime sa reconnaissance à Monsieur le Président de l'Université des Sciences et Techniques de Lille pour l'aide qu'il a bien voulu lui accorder pour la réalisation de cette séance spécialisée.

Notions de mécanique de la rupture

par Dominique FRANÇOIS (*)

Sommaire. — La notion de force d'extension de fissure est introduite sur un exemple élémentaire. Elle peut être mesurée par la méthode de la compliance. La résistance opposée par le matériau à cette force d'extension de fissure permet de définir un critère de rupture. Si cette ténacité est simple à mesurer pour les matériaux fragiles, le phénomène de propagation stable, analysable grâce à la courbe R, rend la mesure délicate. La méthode de mesure est sommairement décrite.

Summary. — The crack extension force concept is introduced on a simple case. It can be measured with the compliance method. The resistance which the material opposes to the crack extension force defines a fracture criterium. If the fracture toughness is easy to measure on brittle materials, the stable crack growth phenomenon, which can be analysed with the R curve, complicates the measurement. The method is briefly described.

La contrainte théorique de rupture des matériaux, évaluée à partir de l'énergie de cohésion, étant très supérieure aux résistances mécaniques effectivement mesurées, l'hypothèse a été depuis longtemps émise que cette faiblesse provenait de la présence de défauts, en particulier de fissures. Il importait donc de comprendre dans quelle mesure ceux-ci modifiaient le comportement mécanique des pièces. C'est ainsi qu'est née la mécanique de la rupture avec les travaux de Griffith en 1920. Mais c'est depuis la deuxième guerre que les études sur ces questions provoquées notamment par les nombreux accidents survenus aux bateaux en construction soudée, ont été considérablement développées à partir des idées de Irwin. La mécanique de la rupture a été appliquée surtout aux structures métalliques, mais elle pose des principes généraux, qui peuvent être utilisés pour d'autres matériaux. L'étude du comportement mécanique des roches et des massifs rocheux, qui contiennent de nombreuses fissures, devrait bénéficier sans doute de cette approche du problème.

Dans cet exposé élémentaire, je me limiterai à l'étude globale des structures d'un point de vue thermodynamique, ce qui permet de définir la force d'extension de fissure, sans entrer dans le détail des perturbations apportées aux champs de contrainte et de déformation par une fissure. La résistance opposée par le matériau à la force d'extension de fissure permet alors de définir les critères de rupture.

1) La force d'extension de fissure.

L'idée directrice est de calculer l'évolution de l'énergie d'un système contenant une fissure lorsqu'elle se propage. L'application du premier principe de la thermodynamique, la somme de l'énergie potentielle et de l'énergie cinétique restant constante, permet d'écrire une condition de propagation.

Pour la bonne compréhension du problème, nous nous contenterons de traiter un cas particulièrement simple. Soit un système isolé constitué par une plaque (fig. 1) d'épaisseur unité à laquelle est suspendu un poids T et contenant une fissure de longueur a (et donc de surface $a \times 1$). La longueur initiale de cette plaque en l'absence de charge est L_0 et elle s'allonge d'une quantité z sous l'action du

(*) Université de Technologie de Compiègne, Département de Génie Mécanique.

Note déposée le 14 Octobre 1975.

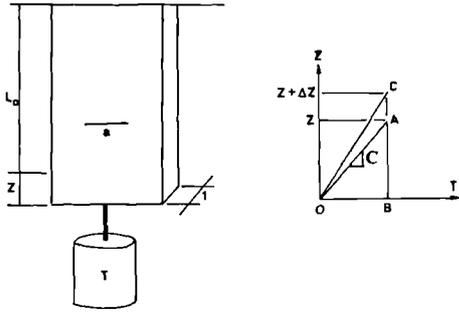


Fig. 1. — Le diagramme représente l'allongement z de la plaque sous l'action d'un poids T . Si la fissure a une longueur a , le point représentatif est en A . Quand la fissure s'allonge de Δa , il passe en C .

poids. Nous supposons que son comportement est purement élastique linéaire, c'est-à-dire que l'allongement z est proportionnel à la charge T .

$$(1) \quad z = CT$$

Le facteur C s'appelle la compliance du système. Dans cet état l'énergie totale U du système comprend l'énergie potentielle du poids T soit $U_T = -Tz$ et l'énergie de déformation U_D de la plaque. Le système étant élastique linéaire $U_D = \frac{1}{2}Tz$: c'est l'aire OAB sur le diagramme allongement en fonction du poids. L'énergie cinétique est nulle.

$$(2) \quad P = U_T + U_D = \frac{1}{2} Tz$$

Nous augmentons maintenant la longueur de la fissure de Δa . Une fois cette opération effectuée, nous continuons à supposer que la plaque est élastique linéaire. Mais alors sa compliance a changé. Pour le même poids T , l'allongement de la plaque est un peu plus grand et vaut $z + \Delta z$. La relation (1) devient

$$(3) \quad z + \Delta z = (C + \Delta C) T$$

Au cours de cet accroissement de longueur de la fissure, le poids T fournit un travail ΔW qui est égal, au signe près, à la variation ΔU_T de son énergie potentielle.

$$(4) \quad \Delta W = -\Delta U_T = T\Delta z$$

L'énergie élastique emmagasinée devient

$$(5) \quad U_D + \Delta U_D = \frac{1}{2} (z + \Delta z) T$$

$$\text{et} \quad \Delta U_D = \frac{1}{2} T \Delta z$$

Les propagations de fissure sont assez rapides pour considérer que le système est adiabatique. Le travail du poids sert pour moitié à augmenter l'énergie de déformation de la plaque. Mais il subsiste une énergie disponible égale à $-\Delta U_T/2$. Une partie de cette énergie peut être dépensée pour augmenter la surface de fissure, par exemple par rupture des liaisons atomiques ou par déformation plastique localisée près de l'extrémité de la fissure. Rapportée à l'accroissement de surface de fissure, la variation d'énergie disponible $-\Delta P/\Delta a$ a les dimensions d'une force par unité de longueur et s'appelle la force d'extension de fissure G .

$$(6) \quad G = -\frac{\Delta P}{\Delta a} = -(\Delta U_T + \Delta U_D)/\Delta a$$

Pour augmenter la longueur de fissure de Δa , il faut dépenser une énergie $G_c \Delta a$. Alors, d'après le premier principe

$$(7) \quad \Delta U_T + \Delta U_D + G_c \Delta a + \Delta W_c = 0$$

ΔW_c représente la variation d'énergie cinétique de la plaque accompagnant la propagation de la fissure.

Tenant compte de la relation (6), l'équation (7) peut aussi s'écrire :

$$(8) \quad G - G_c = \Delta W_c/\Delta a$$

Nous pouvons imaginer qu'une force G agit sur l'extrémité de la fissure et fournit un travail $G\Delta a$ au cours de la propagation. Ce travail, égal à l'énergie disponible, est utilisé pour vaincre l'énergie de rupture et pour augmenter l'énergie cinétique.

Comme $\Delta W_c \geq 0$, il faut que $G \geq G_c$ pour que la fissure se propage. Si la propagation est suffisamment lente pour que la variation d'énergie cinétique soit négligeable $G = G_c$.

Il peut être alors commode pour visualiser clairement ce qu'est G_c , l'énergie de rupture, partant de la fissure de longueur $a + \Delta a$, de recoller son extrémité sur une longueur Δa pour revenir à la situation initiale. Il faut pour cela appliquer des efforts sur les lèvres de la fissure. G_c est le travail de refermeture de ces forces.

Les formules (1), (2), (3) et (6) permettent de calculer

$$(9) \quad G = \frac{1}{2} T^2 \frac{\partial C}{\partial a}$$

2) **Mesure de la force d'extension de fissure par la méthode de la compliance.**

Cette dernière formule suggère une méthode expérimentale de détermination de G (fig. 2). Elle consiste à mesurer la déformation de pièces identiques mais contenant des fissures de longueurs différentes a_1, a_2, \dots, a_i . Ainsi sont déterminées des compliances C_1, C_2, \dots, C_i . La pente de la courbe C en fonction de a , donne la force d'extension de fissure cherchée qui est fonction de T et de a .

3) **Généralisation.**

Les résultats que nous venons d'obtenir dans une configuration particulièrement simple peuvent être aisément généralisés à n'importe quel système élastique linéaire chargé. Il est par exemple aisé de montrer que la force d'extension de fissure est la même si la plaque est chargée à allongement constant plutôt qu'à charge constante.

En résumé, la mécanique linéaire élastique de la rupture conduit à définir la force d'extension de fissure

$$G = - \frac{\Delta P}{\Delta a} = \frac{1}{2} T^2 \frac{\partial C}{\partial a}$$

La propagation de la fissure se produit dès que $G > G_c$, G_c représentant l'énergie par unité de surface qu'il faut dépenser pour que la fissure se propage, ou, ce qui est équivalent, pour refermer la fissure à son extrémité.

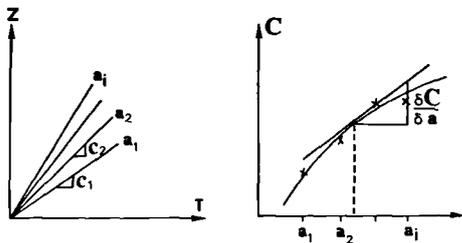


Fig. 2. — Détermination expérimentale de la force d'extension de fissure. Sur le premier diagramme sont portées les variations de l'allongement du système sous l'action de la charge pour diverses longueurs de fissure. Sur le deuxième diagramme est figurée la variation de la compliance en fonction de a déduite du premier diagramme. Il est alors possible d'en déduire $G(a)$ d'après la formule (9).

4) **Critère de rupture.**

Quelle est la valeur de l'énergie de rupture G_c ? Griffith, qui étudiait la rupture du verre, supposait qu'elle correspondait à l'énergie superficielle des nouvelles surfaces créées.

$$(10) \quad G_c = 2\gamma_s$$

γ_s étant l'énergie superficielle.

Cette conception rejoint celle de Barenblatt qui assimile G_c au travail des forces de cohésion.

Mais pour presque tous les matériaux, les valeurs expérimentales de G_c sont très supérieures à $2\gamma_s$. Orowan avait suggéré que pour les métaux G_c comprenait de plus l'énergie de déformation plastique qu'il fallait dépenser à l'extrémité de la fissure. En effet, dans cette zone, il existe des concentrations de contraintes telles que la limite d'élasticité des matériaux est largement dépassée et qu'une zone déformée plastiquement apparaît. Cette idée a été reprise par Irwin et elle est bien vérifiée.

Pour les roches ou les bétons, la question a été beaucoup moins étudiée. Il est probable que les concentrations de contrainte en avant de la fissure principale créent des microfissures nombreuses, processus qui dépense une énergie qu'il faut inclure dans G_c .

5) **Courbe R.**

Dans les cas purement élastiques, ou dans ceux où (fig. 3) la zone perturbée est très petite, G_c reste le même au cours de la propagation de la fissure (nous ne parlons pas ici des variations de G_c qui peuvent provenir de la variation de vitesse de propagation). Mais dans bien des cas G_c est fonction de la longueur dont la fissure s'est propagée. Par exemple la déformation plastique augmente au fur et à mesure que la fissure progresse et G_c augmente donc corrélativement. G_c est ainsi fonction de $a - a_0$, a_0 étant la longueur initiale de la fissure. La courbe $G_c(a - a_0)$ est souvent appelé courbe R. Elle serait une caractéristique du matériau, indépendante de a_0 .

Pour que la fissure se propage, il faut constamment maintenir la condition $G \geq G_c$.

La relation (8) montre que si $d(G - G_c)/da$ est négatif, la fissure ralentit alors qu'elle accé-

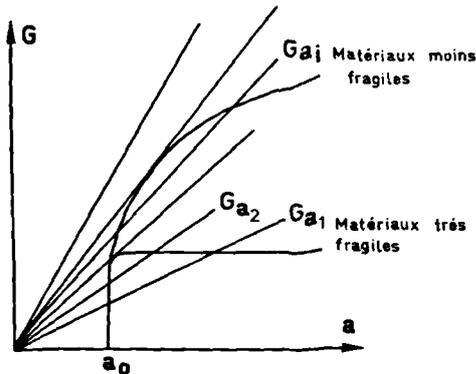


Fig. 3. — Courbe R : La résistance à la propagation de la fissure $G_c(a - a_0)$ est une courbe très plate pour les matériaux très fragiles. S'il existe une importante plasticité, ou des processus irréversibles, cette courbe est au contraire croissante. L'instabilité de propagation survient quand la courbe du réseau $G(a)$ est tangente à la courbe R. Ainsi les matériaux fragiles ne présentent pas de propagation stable au contraire des autres.

lère si cette quantité est positive. La condition d'instabilité de la fissure est donc

$$(11) \quad d(G - G_c)/da \geq 0$$

G est fonction de la charge appliquée Q et de a (relation 9). Il est possible de tracer un réseau de courbe $G(a)$ pour différentes valeurs de la charge appliquée Q . La relation (11) peut alors s'écrire

$$(12) \quad \frac{\partial G}{\partial Q} \frac{dQ}{da} + \frac{\partial G}{\partial a} \geq \frac{dG_c}{da}$$

A faible charge Q , la pente $\partial G/\partial a$ des courbes $G(a)$ est plus petite que dG_c/da . Pour maintenir la propagation, il faut que dQ/da soit positif : il faut augmenter la charge au fur et à mesure que la fissure se propage. Elle le fait de façon stable. A forte charge, au contraire, $\partial G/\partial a > dG_c/da$ et même si dQ/da est négatif, la fissure se propage. Elle le fait alors de façon instable. L'instabilité commence quand $dQ/da = 0$ au point où une courbe $G(a)$ est tangente à la courbe R. En effet, en ce point, les conditions $G = G_c$, $\partial G/\partial a = dG_c/da$ sont simultanément vérifiées.

6) Mesures de la ténacité.

Pour mesurer la ténacité G_c , il suffit de disposer d'éprouvettes comportant une entaille

et pour lesquelles la valeur de la force d'extension de fissure G est bien connue en fonction de la longueur de la fissure a . Différentes configurations peuvent être employées. Elles sont représentées sur la fig. 4. La mesure consiste à enregistrer généralement à l'aide d'un capteur à jauges le déplacement des bords

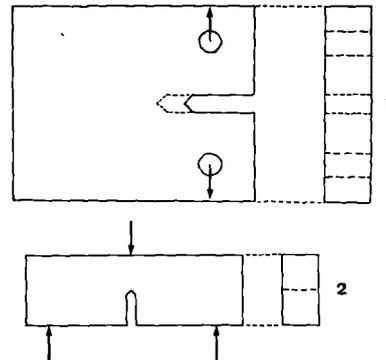


Fig. 4. — Exemples d'éprouvettes normalisées pour la mesure de la ténacité.

1. Epreuve CT sollicitée en traction.
2. Epreuve sollicitée en flexion 3 points.

de l'entaille en fonction de la charge appliquée. On note la charge au moment de la rupture. Connaissant alors la longueur de la fissure, on en déduit G à la rupture et donc G_c .

Il faut cependant prendre un certain nombre de précautions pour que la mesure ait un sens. En effet, la définition même de G suppose que l'éprouvette est élastique linéaire. Un certain écart à ce comportement résultant par exemple de la plastification est tolérable à condition qu'il ne dépasse pas des limites imposées par les normes. On est alors conduit, pour maintenir la zone plastique dans des dimensions acceptables, à augmenter beaucoup les dimensions des éprouvettes notamment leur épaisseur. Ces essais deviennent dans ces conditions très coûteux. Les recherches actuelles s'efforcent d'étendre la mécanique de la rupture au comportement élastoplastique, pour pouvoir continuer à utiliser des éprouvettes de dimensions raisonnables.

Il existe un projet de norme AFNOR A 03.180 de Février 1974 qui décrit en détail l'essai de mesure de la ténacité.

Conclusion.

Les concepts qui viennent d'être exposés ont trouvé des applications pratiques dans les constructions métalliques. Le critère de rupture $G \geq G_c$ établit une relation entre la charge appliquée, une dimension de fissure et l'énergie de rupture (souvent appelée ténacité). Une collaboration entre le bureau d'études, le laboratoire et les contrôles non destructifs permet

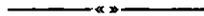
alors de dimensionner correctement les pièces pour éviter le risque de rupture fragile. Ces idées, utilisées en premier lieu à la NASA, sont mises en pratique dans la construction aéronautique et dans la construction nucléaire, par exemple.

Ces mêmes concepts devraient permettre de mieux comprendre la rupture des roches et trouver donc des applications en géologie.

BIBLIOGRAPHIE

Les personnes qui voudraient approfondir ces questions peuvent se reporter aux ouvrages suivants :

- 1) BROEK D. (1974). — *Elementary engineering fracture mechanics*. Noordhoff International Pub. C°. Leyden.
- 2) LAWN B.R. et WILSHAW T.R. (1975). — *Fracture of brittle solids*. Cambridge University Press. Cambridge.
- 3) FRANÇOIS D. et JOLY L. (1972). — *La rupture des métaux (textes rassemblés)*. Masson, édit., Paris, 309 p.



Le problème de la rupture des roches : rupture brutale et cinétique de fissuration

par J.P. HENRY (*) et J. PAQUET (*)
(Planche XIV)

Sommaire. — La rupture des roches est liée au développement de microfissures dont il convient de comprendre les mécanismes d'initiation, de propagation et de coalescence. Deux types de roches carbonatées, une micrite et un marbre à grain fin, ont été étudiés. La rupture a d'abord été analysée selon la théorie de Griffith. On confronte les valeurs expérimentales du facteur d'intensité de contrainte K_I avec la microstructure (porosité, granulométrie et défauts). Par des essais de fissuration lente, on établit ensuite les relations entre la vitesse de propagation des fissures et K_I . Le rôle de l'environnement est établi. Enfin, les relations entre temps de rupture et charge et entre contrainte de rupture et vitesse de déformation, calculées à partir de $V = f(K_I)$, ont été vérifiées expérimentalement par d'autres essais.

Summary. — In the rocks, the development of cracks leads to the rupture. Their initiation, propagation and coalescence have to be understood. Two types of calcite rocks (a micrite and a fine-grained marble) were studied. The rupture is firstly analysed with the Griffith theory. One gives the relations between the stress intensity factor K_I and the observed microstructure (porosity, granulometry and other defects). Then, using crack propagation tests, one establishes the relations between the crack velocity and K_I . The environment effects are examined. The relations between time-to-failure and load and between rupture stress and deformation rate, firstly calculated from the $V = f(K_I)$ curves, are verified experimentally with another tests.

I. — INTRODUCTION ET GENERALITES

Dans le domaine de la géomécanique et de la tectonophysique, les caractéristiques des roches et des massifs rocheux sont présentées en terme de valeurs telles que module d'Elasticité, module de réaction, module de déformation, contrainte de rupture, caractéristique de fluage, etc... On a l'habitude de caractériser un matériau quel qu'il soit, et une roche en particulier, par ces valeurs obtenues par combinaison de grandeurs physiques mesurables. Le module d'Elasticité est, par exemple, le rapport de la contrainte appliquée à la roche par la déformation en résultant.

On a été rapidement amené à se poser trois types de questions sur leur signification :

— Quelle est la crédibilité du résultat obtenu ? S'agit-il par exemple d'une *caractéristique*

intrinsèque, quel que soit le mode de sollicitation de l'essai ?

— Y a-t-il une relation directe entre ces valeurs où interviennent toujours des caractéristiques physiques mesurables et les mécanismes intimes de déformation du matériau ?

— Les réponses aux deux questions précédentes étant supposées acquises, ce qui suppose des conditions expérimentales bien définies, peut-on extrapoler de telles valeurs au cadre naturel où les vitesses de déformations sont très largement plus faibles ?

Le problème de la *caractéristique intrinsèque* d'une roche a déjà fait l'objet de multiples études. Il est par exemple clairement établi que la résistance à la rupture des roches (ou contrainte de rupture σ_r), en sollicitation simple telle que la compression uniaxiale, dépend, d'une part, de la qualité de mise en œuvre de l'essai et, d'autre part, dans un essai bien fait, de facteurs physiques et chimiques [1]. Un essai correct suppose, en effet, une taille adéquate de l'éprouvette (rapport hauteur/largeur au moins égal à 2) et un contact éprouvette-plateau

(*) Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 234 : " Propriétés et structure de l'Etat Solide " - Groupe Roches. Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq (France).

Note déposée le 15 Octobre 1975.

de compression tel que l'état de contrainte soit uniforme dans l'éprouvette. Par ailleurs, la contrainte de rupture varie en fonction de la vitesse de déformation imposée, de la nature chimique de l'environnement, de la température, etc...

Afin de comprendre les variations des caractéristiques du matériau, l'expérimentateur est conduit à trouver dans la microstructure du matériau l'explication d'un comportement mécanique plus global. Il est donc amené à se poser le second type de question. Le volume de l'éprouvette testé intervient, par exemple, par le fait que la roche n'est que rarement un continuum car faite d'une matrice solide et de vides et que c'est précisément à partir de vides, de géométrie à définir, que le développement des fissures conduisant à la rupture s'effectue. La théorie de Griffith applicable aux matériaux poreux, donc aux roches, rend compte de l'initiation des fissures par concentrations locales de contraintes. La connaissance de la répartition statistique des vides permet l'établissement d'une théorie de la rupture (théorie de Weibull) [2]. L'influence de la vitesse de déformation sur les valeurs de cette même contrainte de rupture peut trouver une explication dans l'observation de déformation plastique à l'échelle du grain, insensible donc macroscopiquement, ou par une évolution de microfissures.

Dans l'état actuel des connaissances, la notion de limite élastique, en-dessous de laquelle toute déformation est réversible, correspond au développement d'une microfissuration qui est irréversible [3, 4, 5]. Le problème est expérimental, il s'agit en effet de déceler au sein d'un échantillon la naissance ou l'initiation de microfissures et leur coalescence [6, 7, 8, 9, 10]. Malgré la grande sensibilité des machines de déformation utilisées actuellement, il reste difficile de détecter *in situ* l'initiation des fissures et leur coalescence. Seule la méthode de détection acoustique et ultrasonique permet de suivre la multiplication des fissures et de proposer une évaluation semi-quantitative de leur densité [3, 11].

Les courbes expérimentales $\sigma = f(\epsilon)$ ne les traduisent pas. Or, ce qui est fondamentalement important n'est pas la rupture en elle-même mais l'initiation des fissures y conduisant irrémédiablement. Ceci revient à dire que les conditions de genèse de microfissures, leur vitesse de propagation, leur coalescence sont les phéno-

mènes microscopiques générateurs de la rupture. Lorsque l'on sait qu'à cette échelle, se rencontrent les mêmes problèmes d'environnement qu'à l'échelle macroscopique, on est amené à tenter de simplifier au maximum les conditions expérimentales pouvant intervenir sur le développement de microfissures.

Dans l'état actuel des connaissances, on est tenté de s'écarter de l'état de compression, dit simple à tort, car au phénomène d'agrandissement de longueur des fissures par écartement de ses lèvres, on est obligé d'y associer rapidement la notion de frottement, les lèvres de la fissure étant fréquemment refermées par le type de sollicitation en compression. Des modèles plus complexes que la théorie de Griffith ont donc été proposés impliquant des fissures infiniment plates et un frottement entre leurs parois (théorie de Griffith modifiée, dite de Mac Clintock-Walsh [12]). Il paraît dès lors difficile d'accéder à des lois expérimentales simples de la cinétique de la fissuration : forme des fissures, valeurs des frottements et états de contraintes trop complexes rendent hermétiques les essais de fissuration en compression " simple " uniaxiale.

Il semble donc que dans le cas des roches, milieux beaucoup plus complexes que tout métal ou alliage, il fallait choisir un état de contrainte plus simple où les microfissures se développent de manière homogène en extension, les problèmes de frottement étant alors supprimés. L'état de traction, atteint par exemple par flexion, a en outre l'intérêt d'être fréquent dans la nature. Les champs de fractures géologiques relèvent souvent de mouvements globaux en extension, liés à une flexion de type épirogénique.

Nous nous sommes donc attachés à utiliser les techniques expérimentales établies par les métallurgistes et les céramistes et à comparer les résultats acquis sur les roches avec ceux obtenus sur les métaux et alliages et sur les céramiques.

II. — LA RUPTURE BRUTALE : LA THEORIE DE GRIFFITH

1) Les modes de rupture. - La théorie de la rupture de Griffith en traction.

Dans le plan d'une fissure, au niveau d'un point M, on peut démontrer que les compo-

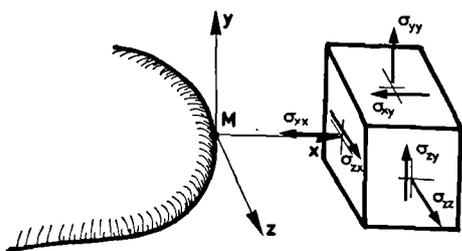


Fig. 1. — Répartition des contraintes au voisinage d'une fissure. Localement en M le plan de la fissure est défini par $(M/x,z)$.

santes des contraintes σ_{yy} , σ_{yz} et σ_{xy} sont de la forme [13] (fig. 1) :

$$(1) \quad \sigma_{yy} = \frac{K_1}{\sqrt{x}} + 0(1), \quad \sigma_{yz} = \frac{K_3}{\sqrt{x}} + 0(1)$$

$$\text{et } \sigma_{xy} = \frac{K_2}{\sqrt{x}} + 0(1)$$

Les autres composantes sont de l'ordre $0(1)$, $0(1)$ fonction tendant vers zéro quand x tend vers zéro.

En fait, cet ensemble de contraintes peut être considéré comme la superposition de *trois modes simples de rupture* qui feraient respectivement intervenir chacune des composantes σ_{yy} , σ_{xy} et σ_{yz} :

— à σ_{yy} correspond un mode 1 (par ouverture de fissure par traction perpendiculairement au plan de la fissure) (fig. 2 a) ;

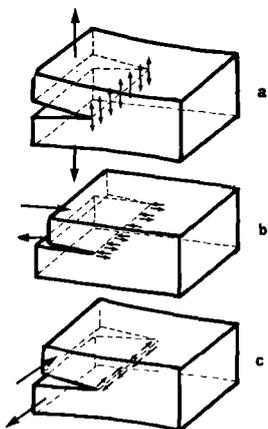


Fig. 2. — Différents modes de sollicitation d'une fissure.

— à σ_{xy} correspond un mode 2 (par glissement droit ou cisaillement, la fissure se déplaçant dans son plan suivant une direction perpendiculaire à son front) (fig. 2 b) ;

— à σ_{yz} correspond un mode 3 (par glissement vis ou torsion, la fissure se déplaçant comme précédemment dans son plan mais parallèlement à son front) (fig. 2 c).

Les K_1 , K_2 et K_3 ou K_I sont dits *facteurs d'intensité de contrainte* relatifs à chacun des modes.

Dans le domaine de la géomécanique, les modes que l'on peut supposer les plus fréquents sont le mode 1 (cas des fractures en extension liées à des flexions) ou le mode 2 (cas des décrochements horizontaux). Il est en outre intéressant de noter que pour les matériaux fragiles et en particulier pour les roches compétente des niveaux tectoniques supérieurs, *le mode 1 est prépondérant* du fait qu'il nécessite une énergie moindre pour propager une fissure [14].

Retenons donc ici le mode 1 et le facteur K_I lié à la contrainte. Ce facteur K_I est relié à l'énergie G_I nécessaire pour propager la rupture [15], dans le cas des matériaux fragiles, par les relations

$$(2) \quad G_I = \frac{K_I^2}{2E} \text{ en contrainte plane,}$$

$$(3) \quad G_I = \frac{K_I^2 (1 - \nu^2)}{2E} \text{ en déformation plane}$$

E étant le module d'Young et ν le coefficient de Poisson.

Dans un matériau tel qu'une roche contenant des fissures de forme quelconque et sollicité en traction selon le mode 1, la contrainte de traction appliquée σ est reliée à la demi-longueur a de la fissure perpendiculaire à l'axe des charges et au facteur d'intensité de contrainte K_I par la relation

$$(4) \quad K_I = Y\sigma\sqrt{a}$$

où Y est un facteur de forme, dépendant de la géométrie de la fissure [16, 17].

Dans un matériau fragile, selon la théorie de Griffith, il y a rupture *brutale* lorsque K_I atteint une valeur critique K_{Ic} . Dans cette optique, si l'on veut interpréter les valeurs de contraintes

de rupture, on associera d'une part la valeur de K_{1C} que l'on peut déterminer expérimentalement et, d'autre part, la géométrie des discontinuités dans le matériau. La valeur de K_{1C} est obtenue à partir d'essais normalisés [18] dont le plus simple à mettre en œuvre est l'essai de flexion 3 points (Annexe 1). Les discontinuités du matériau (trous, pores et fissures, phase minéralogique interstitielle) sont mises en évidence soit par des essais mécaniques (compressibilité, perméabilité, porosité), soit par l'observation en microscopie optique ou électronique suivant la taille des défauts.

2) La rupture brutale dans les roches : le cas des calcaires.

L'étude de la *rupture brutale* a été menée sur des roches carbonatées qui ont l'avantage d'être monophasées et d'offrir une large gamme de taille de grains. Les résultats présentés concernent deux types de roches :

— une *micrite* parfaitement isotrope à l'échelle de l'échantillon, exempte de fissuration. Elle provient du "Kimméridgien" du Jura français (région de Fallerans, plateau d'Ornans, Doubs). La taille de grains est de l'ordre de 3μ , la porosité ouverte quasi-nulle (inférieure à 1 %). La teneur en $CaCO_3$ est supérieure à 95 %, l'insoluble étant sous forme de minéraux argileux ;

— un *marbre* très anisotrope marqué, sur le terrain, par une foliation frustrée. Il s'agit de Gothlandien de la Montagne Noire (région de St Pons). La taille moyenne des grains est de l'ordre de 300μ . La teneur en $CaCO_3$ est très élevée et atteint 98 %.

Si l'on tente d'appliquer la théorie de Griffith de la rupture, on caractérisera le matériau par des valeurs de K_{1C} et de la contrainte de rupture en traction σ_{rt} et, par ailleurs, par la nature et la géométrie de ses défauts.

A) Caractéristiques mécaniques.

a) *Micrites* : les calcaires micritiques testés sont très faiblement anisotropes. Des mesures de K_{1C} ont été effectuées sur des éprouvettes taillées perpendiculairement ($K_{1C} \perp$) ou parallèlement ($K_{1C} //$) à la stratification : il ressort que $K_{1C} \perp / K_{1C} //$ est pratiquement constant et égal à 1,1. Afin d'assurer une plus grande homogénéité aux résultats, les éprouvettes ont été systématiquement taillées de telle façon que le

plan de fissure ou de rupture soit perpendiculaire à la stratification (direction correspondant aux valeurs les plus fortes de K_{1C}). Les valeurs de K_{1C} et σ_{rt} sont figurées dans le tableau I.

b) *Marbre à grains de 300μ* : le marbre gothlandien étudié présente un litage souligné par des colorations d'oxydes. Il s'agit d'une foliation très frustrée. Néanmoins, 3 directions de fissuration seront distinguées au cours des essais (fig. 3).

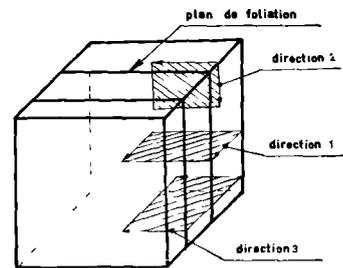


Fig. 3. — Définition des différentes directions de fissuration dans le marbre de St Pons :

Direction	Plan de la fissure par rapport à la foliation	Sens de fissuration par rapport à la foliation
1	Perpendiculaire	Perpendiculaire
2	Parallèle	Parallèle
3	Perpendiculaire	Parallèle

Les valeurs de K_{1C} et résistance à la rupture en traction ont été obtenues lors d'essais de flexion 3 points. Elles représentent pour chacune d'entre elles une moyenne arithmétique des résultats de 20 essais au minimum.

	(K_{1C} daN.mm ^{-3/2})	Résistance à la rupture en traction (flexion 3 points) (daN.mm ⁻²)
Calcaires micritiques (grains 4μ)	3.2 ± 0.2	4.1 ± 0.2
Marbre de St Pons (grains 300μ)		
direction 1	3.4 ± 0.4	2.2 ± 0.2
direction 2	2.2 ± 0.3	1.7 ± 0.2
direction 3	4.4 ± 0.3	2.7 ± 0.2

Tableau I

B) Les pores et fissures.

Nous distinguerons nettement les pores des fissures en ne retenant le terme de *fissures* que pour les *vides aplatis* (rapport grande dimension/petite dimension $\approx 10^3$), car ce sont précisément ces fissures qui interviennent dans la rupture.

a) La porosité globale.

On peut d'abord l'évaluer en comparant la densité théorique de la calcite ($d = 2,71$) avec celle d'éprouvettes soigneusement rectifiées. La présence de minéraux argileux en très faible quantité (d variant de 2,1 à 2,61) affecte peu les résultats. La porosité globale est de l'ordre de 3 à 4% pour les micrites et également pour le marbre considéré.

La porosité ouverte et l'étude de la distribution des rayons de pore équivalents a été effectuée par porosimètre à mercure, type CARLO ERBA 1 000 bars. Le principe du porosimètre à mercure repose sur la loi de Jurin : si l'on plonge un capillaire dans un récipient contenant du mercure, la pression au niveau du ménisque est supérieure à la pression de l'air. Pour faire rentrer le mercure dans le tube, il faut appliquer une pression P , reliée au rayon du capillaire.

$$P = \frac{2T \cos\alpha}{r}$$

T : tension superficielle du mercure = 484 dynes/cm à 25° C

α : angle de mouillage = 149°.

Il en est de même pour faire pénétrer le mercure dans la roche dont les vides sont assimilés à des cylindres, dont le rayon r est donné alors par :

$$r = \frac{75\ 000}{P \text{ (bars)}} \text{ (Å)}$$

Les spectres de porosité, exprimés en pourcentage du volume poreux global de la roche, sont reportés dans les fig. 4 et 5. Les caractéristiques sont les suivantes :

Micrites : porosité ouverte inférieure à 1%, rayon équivalent des pores : environ 100 Å.

Marbre de St Pons : porosité ouverte de l'ordre de 3,3%, rayon des pores régulièrement réparti entre 375 Å et 75 000 Å.

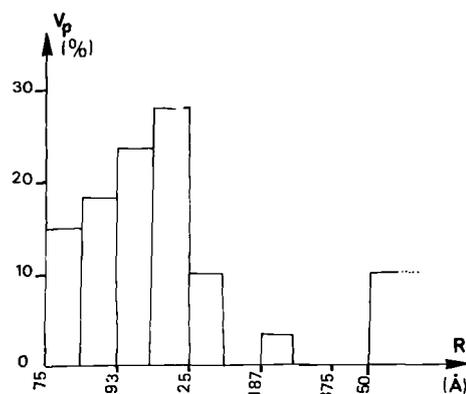


Fig. 4. — Histogramme de la distribution des rayons de pores pour le calcaire micritique en fonction du pourcentage du volume poreux.

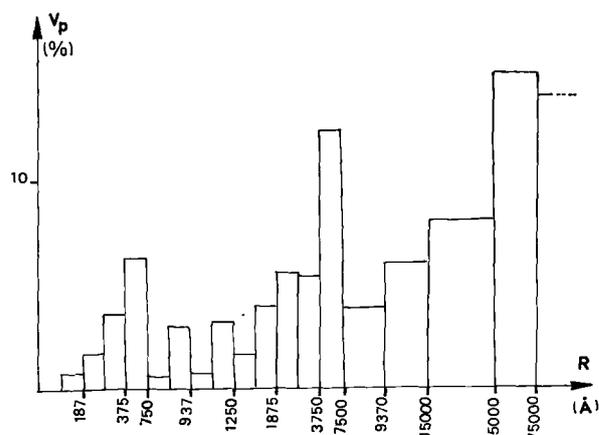


Fig. 5. — Histogramme de la distribution des rayons de pores pour le marbre de St Pons en fonction du pourcentage du volume poreux.

En comparant ces résultats aux mesures de densité, on s'aperçoit que le marbre a une porosité essentiellement ouverte alors que les micrites doivent posséder une porosité essentiellement fermée de l'ordre de 2 à 3% également.

b) La porosité de fissures η_F .

La porosité de fissures est en général toujours très faible mais joue un rôle déterminant en rupture. Plus une fissure est en effet aplatie, plus la concentration de contraintes est élevée

en tête de fissure. On assimile de telles fissures (penny shape cracks) à des ellipsoïdes aplatis équivalents, caractérisables par le rapport α (valeur du petit axe sur celle du grand axe). Ce type de fissures peut être mis en évidence par des techniques d'imprégnation [19] mais leur observation directe reste toujours délicate même

en microscopie électronique. On préfère utiliser un essai mécanique dit de compressibilité qui rend compte, en outre, de la répartition géométrique des fissures. Dans un tel essai [20, 21, 22], les fissures de la roche sont soumises à une pression hydrostatique comme le reste de l'échantillon. Elles se ferment d'autant plus

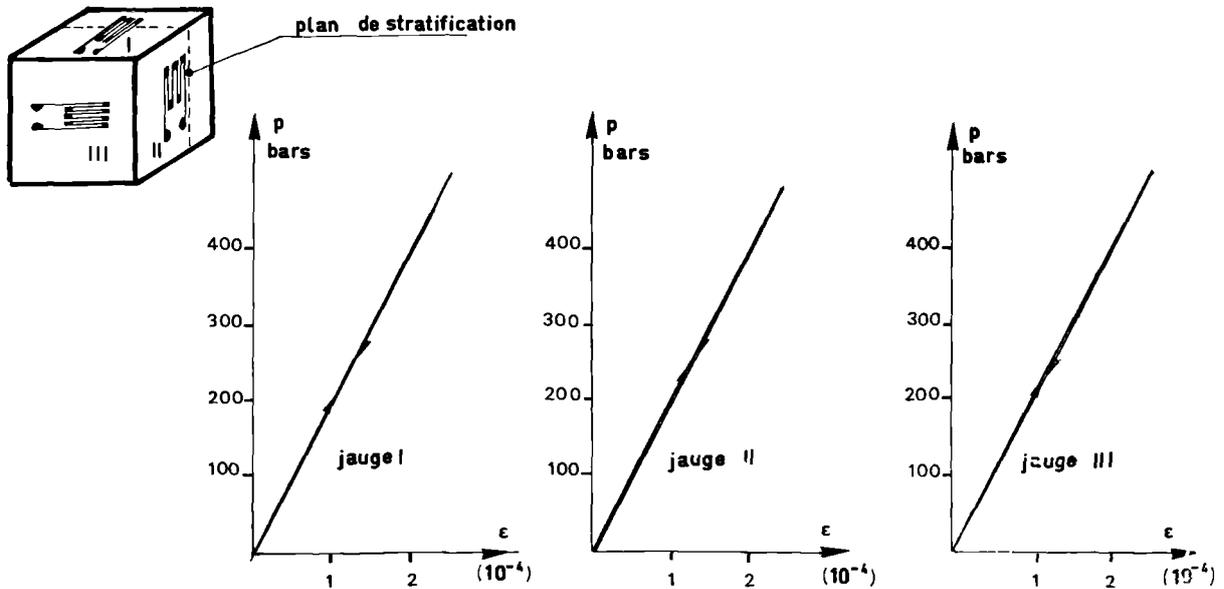


Fig. 6. — Essai de compressibilité sur la micrite de Fallerans.

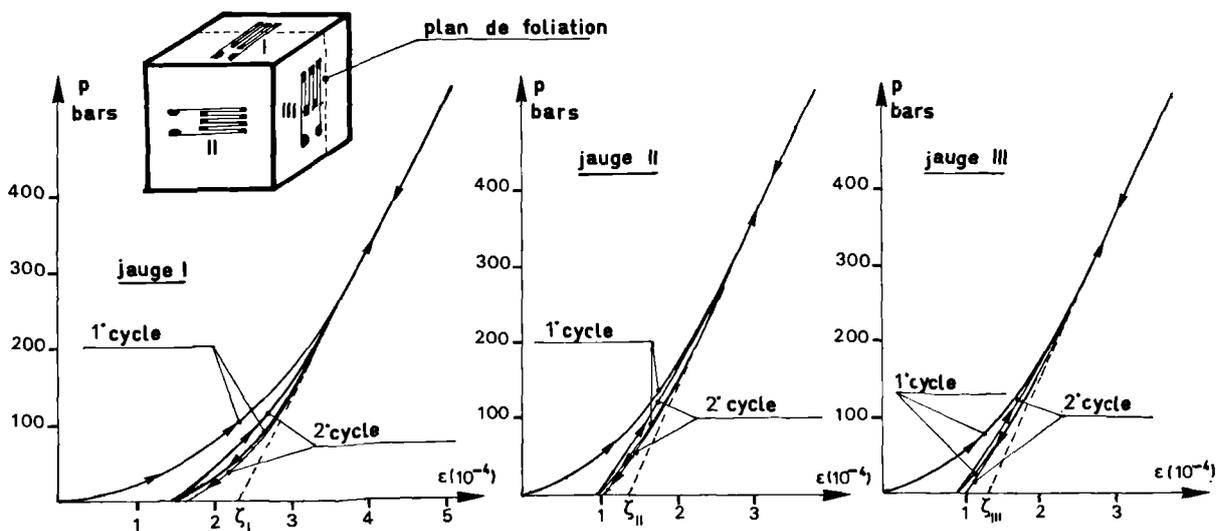


Fig. 7. — Essai de compressibilité sur le marbre de St Pons.

facilement que le rapport α , défini ci-dessus, est plus petit. A partir des mesures directionnelles de la compressibilité, donc indirectement des fissures, il est possible de définir un spectre de fissuration [22].

$$h(\alpha) \text{ tel que } \eta_F = \int_{\alpha \text{ min}}^{\alpha \text{ max}} h(\alpha) d\alpha$$

Les essais de compressibilité ont été exécutés sur des cubes ($5 \times 5 \times 5$) cm³, orientés par rapport à la stratification et sur lesquels étaient collées des jauges d'extensométrie à fils de 30 mm de long, disposées selon les trois directions de l'espace. Une cellule triaxiale de 600 bars a été utilisée pour la mise en pression. Les résultats sont donnés dans les fig. 6 et 7.

Pour les micrites, nous n'observerons pas de défaut de linéarité pour les trois directions de mesures ; la roche a un comportement parfaitement élastique et ne possède pas de fissure ; de plus, les pentes des trois droites sont sensiblement identiques, ce qui confirme le fait que le matériau est relativement bien isotrope.

Pour le marbre de St Pons, une importante anisotropie se manifeste : il est nécessaire de considérer la position des directions de mesure par rapport au litage de la roche, souligné par des concentrations d'oxydes. Plusieurs points sont mis en évidence :

— Une porosité de fissure globale valant $\zeta_I + \zeta_{II} + \zeta_{III} = 0,5 \%$.

— Une légère anisotropie dans la partie élastique : le rapport $E/(1-2\nu)$ dans la direction perpendiculaire au litage est légèrement différent de celui obtenu dans les deux autres directions.

— Une anisotropie de fissure : le défaut de linéarité n'est pas identique pour les trois directions de mesures (fig. 7), et pour la direction perpendiculaire au litage, un volume plus important est fermé $\zeta_I > \zeta_{II} = \zeta_{III}$. Les fissures ont donc tendance à être dans le plan de foliation. Nous avons dépouillé indépendamment directions I et II, c'est-à-dire que nous supposons qu'il n'existe que des fissures dont le plan est perpendiculaire aux directions I, II et III. Les spectres de porosité sont donnés par la fig. 8.

Le spectre de porosité dans la direction I a une plage très large pour l'ouverture α , allant de 10^{-5} à 7.10^{-4} alors que les fissures perpen-

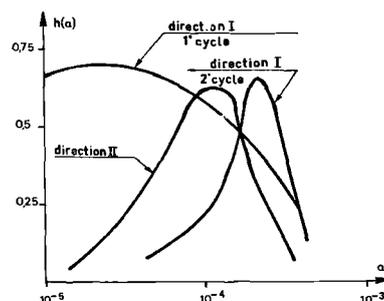


Fig. 8. — Spectre de porosité de fissure pour le marbre de St Pons.

diculaires à la direction II ont une ouverture moyenne α_m de l'ordre de $1,5.10^{-4}$.

— Des cycles de chargement-déchargement de la pression hydrostatique ont été effectués. Il s'avère qu'au second chargement, la porosité obtenue est plus faible : ceci s'explique par le fait que lors du premier chargement, un certain nombre de fissures ont été fermées et ne se sont pas réouvertes lors du déchargement. La fig. 8 montre que ce sont les fissures aux rapports α les plus faibles qui restent alors fermées. Le spectre a tendance à devenir étroit.

Il faut aussi remarquer que ce phénomène a lieu lors du premier cycle. Les modifications apportées par les cycles ultérieurs sont minimales. L'histoire du chargement, à des niveaux faibles de contrainte, a donc une importance sur la structure du matériau.

c) Observations au microscope électronique.

L'essai de compressibilité ne donne aucune indication sur la configuration réelle des fissures. Par contre, on peut tenter, par les techniques de la microscopie électronique, de voir les fissures. Néanmoins, pour accéder aux fissures, on est amené à *fracturer* le matériau. Les surfaces observées ne rendront donc pas compte des fissures étant intervenu AVANT la rupture de l'échantillon.

En microscopie électronique à transmission (TEM), on utilise des répliques, moulages de la surface à observer, obtenues par vaporisation de carbone sous vide. L'attaque acide permet d'éliminer CaCO₃ et donc l'observation de répliques de carbone. En microscopie électronique à balayage, la surface des échantillons est observable après vaporisation d'une fine couche d'or-palladium.

— Calcaires micritiques.

L'infraporosité de l'ordre de 100 Å ne peut être décelée en microscopie électronique. On peut néanmoins hypothétiquement la positionner aux joints de grains. Sur les répliques effectuées sur les surfaces de ruptures d'échantillons portés à 500° C, on remarque, en effet, aux joints et sur les surfaces des grains (Pl. XIV, fig. 1), des figures de corrosion ou "bulles" de dégazage de CO₂ (CaCO₃ → CaO + CO₂↑). Le SEM, par contre, a permis de mettre en évidence une porosité fermée constituée de vides sphéroïdaux, aléatoirement répartis (Planche XIV, fig. 2 et 3). Une étude statistique (fig. 9)

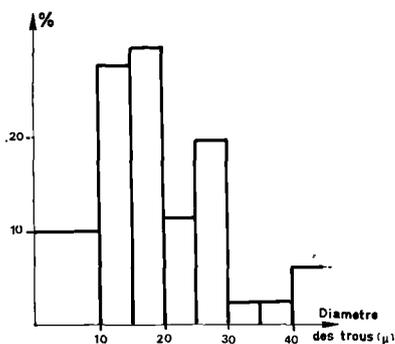


Fig. 9. — Histogramme de la distribution en nombre des diamètres des trous dans la micrite de Fallérans.

donne un rayon moyen des vides de l'ordre de 20 µ. Des plaquettes argileuses, détectées par émission X de l'échantillon dans le microscope à balayage, sont les seules discontinuités minéralogiques importantes : elles mesurent de 20 à 30 µ de diamètre et ont une épaisseur inférieure à 1 µ (Pl. XIV, fig. 4).

— Marbre de St Pons.

La porosité détectée au porosimètre à mercure a été mise en évidence principalement aux joints de grains (Pl. XIV, fig. 5) et quelquefois dans les grains mêmes (Pl. XIV, fig. 6). Des fissures sont également décelables, soit en position intergranulaire (Pl. XIV, fig. 7), soit en position intragranulaire. Dans ce dernier cas, elles correspondent aux clivages des grains de calcite (Pl. XIV, fig. 8). La longueur des fissures peut être estimée entre 300 et 800 µ.

C) Interprétations de la rupture brutale des calcaires.

a) Cas du marbre de St Pons.

La théorie de Griffith s'exprime en termes de facteur d'intensité de contrainte K_I

$$(4) \quad K_{Ic} = Y \sigma \sqrt{a_c}$$

en adoptant un facteur de forme Y valant $\sqrt{\pi}$, on aboutit à des valeurs a de fissures dans les trois plans de fissuration définis précédemment :

plan 1	a = 760 µ
plan 2	a = 530 µ
plan 3	a = 830 µ

Plusieurs remarques s'imposent.

— de telles valeurs de a (de 530 à 830 µ) sont supérieures aux longueurs de fissures observées (2 a valant de 300 à 800 µ) ;

— le facteur de forme $Y = \sqrt{\pi}$ n'est applicable qu'à une fissure en problème plan et dans un milieu infini ; or, les fissures ne sont pas suffisamment éloignées les unes des autres pour que le principe de St Venant soit applicable. Il s'avère donc nécessaire d'introduire dans l'équation (4) un coefficient correcteur de 1,4 pour obtenir la longueur de fissures observées. Soulignons en outre que dans l'essai de flexion conduisant à σ_{rt} , l'éprouvette n'a pas une dimension infinie vis-à-vis de la longueur des fissures ;

— le champ de contrainte, lors de l'essai de flexion, n'est pas uniforme. Des corrections seraient nécessaires. Leur approche théorique n'existe malheureusement pas.

En définitive, on peut conclure que la valeur théorique de longueur de fissure et la valeur observée sont en accord, eu égard aux approximations de l'essai.

b) Cas des micrites.

Si l'on calcule la longueur théorique de fissure provoquant la fracture, l'on aboutit à a = 200 µ. Cette taille ne correspond pas du tout aux observations. Les vides subsphériques observables sont de l'ordre de 20 à 30 µ alors que l'infraporosité ne peut intervenir, puisque de l'ordre de 100 à 150 Å.

La présence de vides, uniformément répartis dans les micrites, fait que chacun des trous présents perturbe la distribution des contraintes. Une analyse du type de celle que Bowie [23] a menée est nécessaire.

Nous considérerons, dans le cas des micrites étudiées, que les plaquettes argileuses, de par leur faible cohésion, peuvent être assimilées à des fissures.

Comme nous le soulignons, des hypothèses sont à formuler sur l'interaction entre fissures et trous. De plus, l'observation des parois internes des vides subsphériques de 20 à 30 μ montre qu'elles ne sont pas planes, mais dentelées car formées de cristaux. Ceux-ci forment entre eux et en paroi du trou des fissures très aiguës (fig. 10). En ramenant les calculs en problème plan, dans ce cas de figure, on a [23, 24] :

$$(5) \quad K_1 = \sigma \sqrt{\pi L} \cdot f(L/r)$$

$f(L/r)$ a été tabulée par Brown et Srawley [16].

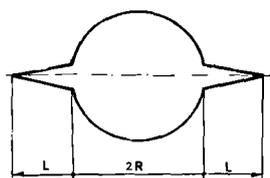


Fig. 10. — Modèle théorique de Bowie de rupture à partir d'un trou.

Sur la base d'une telle formulation de K_1 , on aboutit à L (longueur moyenne de fissure) = 120 μ . Cette longueur est, à un facteur 2 à 4 près, celle des fissures observables. De fait, ont été négligées les autres fissures disposées autour du trou selon la fig. 11, ce qui diminuerait la longueur L de la fissure.

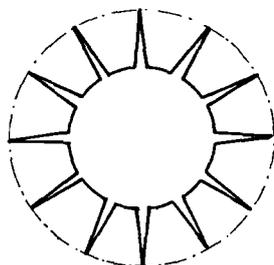


Fig. 11. — Modèle théorique de rupture dans la micrite.

Au travers de ces deux exemples soulignés par de multiples essais mécaniques et par de nombreuses observations microscopi-

ques, on s'aperçoit que l'interprétation des résultats est très délicate pour un matériau tel qu'une roche dont on ne peut absolument pas maîtriser certains paramètres, maîtrise qui permettrait, si elle existait, de vérifier les hypothèses émises.

III. — LA CINÉTIQUE DE FISSURATION

1) Influence du milieu ambiant sur la rupture.

Depuis une dizaine d'années, de nombreuses études sur les verres et céramiques et autres matériaux frittés [14, 25 à 29] qui sont des corps très fragiles, ont permis de mettre en lumière les faits suivants :

— pour des valeurs de K_1 inférieures à K_{1c} , les fissures évoluent lentement

$$(V < 1 \text{ m.mn}^{-1}),$$

— la vitesse d'évolution des fissures dépend essentiellement de la contrainte appliquée au matériau, donc de K_1 ,

— il existe une valeur limite inférieure de K_1 , appelée K_{1usc} , en-dessous de laquelle les fissures n'évoluent plus.

La liaison entre la vitesse de fissuration et le facteur K_1 est donc primordiale pour connaître l'évolution dans le temps des déformations d'un matériau soumis à un champ de contrainte donné ainsi qu'à un milieu physico-chimique donné. Ces courbes, associant Vitesse des fissures et K_1 , ont l'intérêt de mettre clairement en évidence l'action du milieu sur le matériau, ce qui n'est pas toujours le cas, par exemple lors d'un essai de compression. La fig. 12 donne des courbes classiquement obtenues sur le verre en fonction du degré d'humidité de l'air. L'interprétation de telles courbes n'est malheureusement pas aisée ; mais il est possible d'affirmer que les contraintes élevées en fond de fissures peuvent activer par exemple un processus de corrosion (corrosion sous contraintes).

2) Techniques expérimentales de fissuration. Méthode d'Evans [14].

La théorie de Griffith prévoit donc que, lorsque K_1 atteint la valeur de K_{1c} , la longueur a de la fissure croît brutalement de façon catastrophique. Or, l'expérience montre que, pour des valeurs de K_1 inférieures à K_{1c} , les fissures peu-

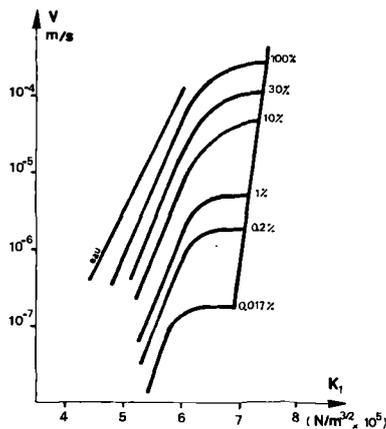


Fig. 12. — Courbe $V = f(K_I)$ pour le verre en fonction du degré d'humidité du milieu ambiant (d'après Wiederhorn [27]).

vent se propager de façon stable, la longueur a de fissure va croître plus ou moins lentement en fonction de K_I donc, pour finir, en fonction de la valeur de la contrainte σ . La vitesse de croissance de a, fonction de K_I paramètre intrinsèque du matériau, est donc importante puisque de cette vitesse de fissuration dépend la résistance à la rupture ainsi que les phénomènes de *fatigue statique*. La fatigue est dite statique car a évolue en fonction du temps et lorsque a et σ seront tels que $K_I = K_{Ic}$, la rupture apparaîtra brutalement.

Les techniques expérimentales, mises en œuvre sur les autres matériaux que les roches, afin d'étudier la vitesse de fissuration en fonction de K_I , sont nombreuses [30]. La méthode d'Evans [14] est, elle, directement transposable au cas des roches.

A) La méthode d'Evans.

Définie par Kies et Clark [26] et développée par Evans [14], cette méthode peut être qualifiée de méthode de *compliance*, car la vitesse V de la fissure est reliée à la *compliance* C égale à y/P avec P charge appliquée et y flèche résultante de l'éprouvette.

L'éprouvette est parallélépipédique, très plate ; ses faces inférieure et supérieure sont polies. Elle repose sur deux rouleaux rigides (fig. 13). Une fissure initiale de 0,1 mm de largeur est réalisée par sciage dans le sens

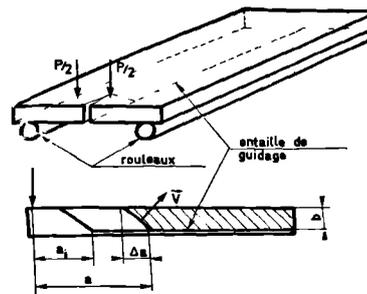


Fig. 13. — Description de l'éprouvette dans l'essai d'Evans.

longitudinal, perpendiculairement à la grande face de la plaque. De plus, cette dernière est entaillée longitudinalement sur sa face inférieure sur une faible profondeur afin de guider la fissure lors de sa propagation. Cette rainure a une largeur de 1,5 mm. La charge est appliquée, symétriquement de part et d'autre de l'entaille initiale par l'intermédiaire de billes.

Les caractéristiques adoptées sont : épaisseur de plaque $b = 3$ mm, largeur entre rouleaux = 70 mm, longueur de la plaque = 150 mm. Les plaques utilisées ne possèdent naturellement aucun défaut visible.

La manipulation consiste à fixer la flèche de l'éprouvette à une valeur constante et à observer, à chaque instant, la variation de la charge P (t) correspondant à une vitesse. La flèche de l'éprouvette est donnée par le déplacement de la traverse de la machine qui se déplace sur des montants à vis (Instron 1115 10'). La variation de la charge P en fonction du temps est directement fournie par le système de mesure de l'appareil.

a) Détermination de K_I .

On démontre (Annexe 2) que le facteur d'intensité de contrainte K_I est relié à la charge P par la relation :

$$(6) \quad K_I = A.P$$

où A est une constante géométrique ne dépendant pas de la longueur de la fissure. Il est possible de donner une expression littérale à A (Annexe 2), mais il est plus simple d'en déterminer, expérimentalement, pour chaque essai, la valeur : en effet, si l'on applique *brutalement* les charges jusqu'à la rupture instantanée de l'éprouvette, nous aurons :

- (7) $K_{1c} = A.P_c$ avec
 P_c : charge conduisant à la rupture brutale ou charge d'instabilité,
 K_{1c} : facteur critique d'intensité de contrainte. En associant (6) et (7), on a :

$$(8) \quad K_1 = K_{1c} \cdot \frac{P}{P_c}$$

Remarque : La nature de l'entaille initiale dans les essais de mesures de K_{1c} influe sur sa valeur. Ainsi, pour les métaux, les valeurs de K_{1c} obtenues sur éprouvettes à entailles usinées sont plus élevées que celles obtenues sur éprouvettes dont l'entaille initiale a été provoquée par fatigue et qui est donc très fine. Davidge et Tappin [31] ont montré pour les matériaux fragiles (et donc par extension pour les calcaires) que le sciage même grossier créerait des microfissures en tête d'entaille, analogues à celles engendrées par fatigue, car les valeurs de K_1 n'étaient que peu influencées par la nature du fond d'entaille.

b) *Détermination de la vitesse de fissuration.*

Une étude expérimentale de la compliance $C = y/P$ montre que la flèche y au point d'application de la charge est reliée à la charge P et à la longueur de fissure a , par une relation de la forme (fig. 14) :

$$(9) \quad y = P (Ba + D)$$

B, D , constantes dépendant de la géométrie de la plaque et des charges.

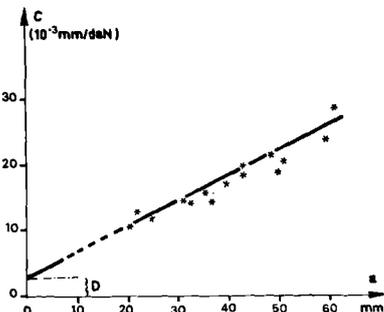


Fig. 14. — Relation expérimentale entre la compliance C de l'éprouvette et la longueur d'entaille.

La dérivation de cette équation par rapport au temps conduit à :

$$(10) \quad dy/dt = (Ba + D) dP/dt + BP \frac{da}{dt} \left(\frac{da}{dt} = V \right).$$

La technique de l'essai consiste à maintenir la flèche constante (essai de relaxation) soit $dy/dt = 0$.

Si l'on note (a) la longueur de fissures et (P) les charges appliquées, les indices i et f se référant respectivement aux états initiaux et finaux, nous aurons alors :

$$(11) \quad y = P (Ba + D) = P_i (Ba_i + D) = P_f (Ba_f + D)$$

ce qui conduit, avec $dy/dt = 0$, à

$$(12) \quad V = - \frac{P_i P_f (a_f - a_i)}{P_i - P_f} \cdot \frac{1}{P^2} \cdot \frac{dP}{dt}$$

La lecture de la courbe de relaxation (fig. 15) $P = P(t)$ permet à chaque instant d'avoir la charge P et la pente dP/dt , et donc avec l'équation (12) d'en tirer la vitesse de fissuration V .

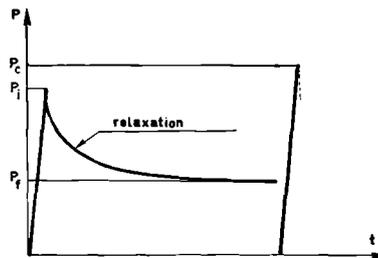


Fig. 15. — Processus expérimental de l'essai d'Evans : relaxation puis fracture de l'éprouvette.

Remarque : Il est possible de simplifier la formule (10) lorsque a_i/B est grand [14] :

$$(13) \quad V = \frac{a_i P_i}{P^2} \cdot \frac{dP}{dt}$$

B) Corrections éventuelles.

a) Correction sur la vitesse.

Le front de la fissure n'est pas perpendiculaire au plan de la plaque (fig. 13). La vitesse réelle du front de fissure est :

$$(14) \quad V' = \phi V \text{ avec } \phi = b/\sqrt{\Delta a^2 + b^2}$$

Ce facteur ϕ varie au cours de l'expérience ; aussi avons-nous choisi une entaille initiale inclinée à 45° afin d'avoir des fluctuations faibles de ϕ .

b) *Influence de la raideur de la machine.*

La raideur de la machine n'a aucune influence sur les résultats. En effet :

$$(15) \quad y_t = y_m + y_e \text{ et } y_m = \alpha P$$

y_t : flèche totale

y_m : flèche de la machine

y_e : flèche de l'éprouvette

α : raideur de la machine.

Ainsi $y_t = P(B\alpha + D')$ avec $D' = D + \alpha$ et l'essai s'effectue à $y_t = \text{constante}$. Il n'y a alors aucune modification dans le résultat donné par l'équation (12). L'essai est bien un essai de compliance.

c) *Processus expérimental* (fig. 15).

A une plaque comportant une fissure initiale a_i , on applique brutalement, à grande vitesse ($0,50 \text{ cm.mn}^{-1}$), une charge P_i correspondant environ à 90 à 95 % de la charge de rupture qui a été déterminée au préalable. A cette charge P_i , correspond une flèche y . On enregistre alors l'évolution de la charge P en fonction du temps. Lorsque celle-ci se stabilise, après quelques heures ou quelques jours selon les essais, la valeur P est notée. La fissure, à ce stade de l'essai, n'évolue pratiquement plus. Afin d'en caractériser la géométrie, la fissure est imprégnée de colorant après décharge de l'éprouvette. La plaque est ensuite replacée sur ses rouleaux et cassée brutalement, la vitesse de traverse de la machine est alors de 2 cm.mn^{-1} . On note la charge d'instabilité P_c et on mesure a_r .

Les courbes expérimentales $V = f(K_1)$ sont obtenues en utilisant les formules (8), (12) et (14).

3) **Résultats expérimentaux sur les calcaires.**

En utilisant la méthode d'Evans sur des plaques de roches, on démontre que, pour des valeurs $K_1 < K_{1c}$, on observe des évolutions de fissures et par conséquent des vitesses de fissuration non nulles.

A) Essais dans l'eau riche en CaCO_3 .

Après avoir étuvé à 105° C pendant 48 h., les plaques et éprouvettes sont dégazées puis saturées en eau sous vide.

Les courbes $V = f(K_1)$ obtenues sur les deux types de roches carbonatées sont différentes de celles obtenues sur des matériaux frittés ou sur le verre.

a) *Cas des micrites* (fig. 16).

Il est possible de décomposer la courbe $V = f(K_1)$ en plusieurs zones :

- zone I : les vitesses sont très faibles (nulles si $K_1 < K_{1csc}$) ;
- zone II : caractérisée par un palier de vitesses (V est de l'ordre de $0,1 \text{ mm.mn}^{-1}$) ;
- zone III : la vitesse est de la forme $V = \beta K_1^n$, avec n valant environ 26. En fait, la vitesse est de la forme $V = V_0 \exp(\alpha K_1)$, ce qui ne diffère que peu de la forme de V précédente car n y est grand ;
- zone IV : assez mal précisée, cette zone correspondrait à un nouveau palier de vitesse de l'ordre de 100 mm.mn^{-1} . Ce palier est incertain car les vitesses supérieures à 100 mm.mn^{-1} ne peuvent être appréciées à partir des mesures de relaxation sur la machine Instron 1115 utilisée.

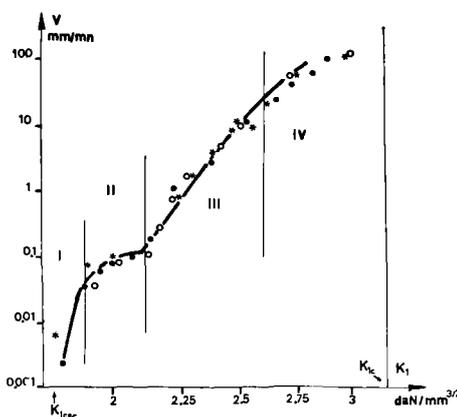


Fig. 16. — Courbe $V = f(K_1)$ pour la micrite, en présence d'eau riche en CaCO_3 . Le titre hydrotimétrique (TH) de l'eau utilisée est 45, soit 4,5 mg/l de CaCO_3 .

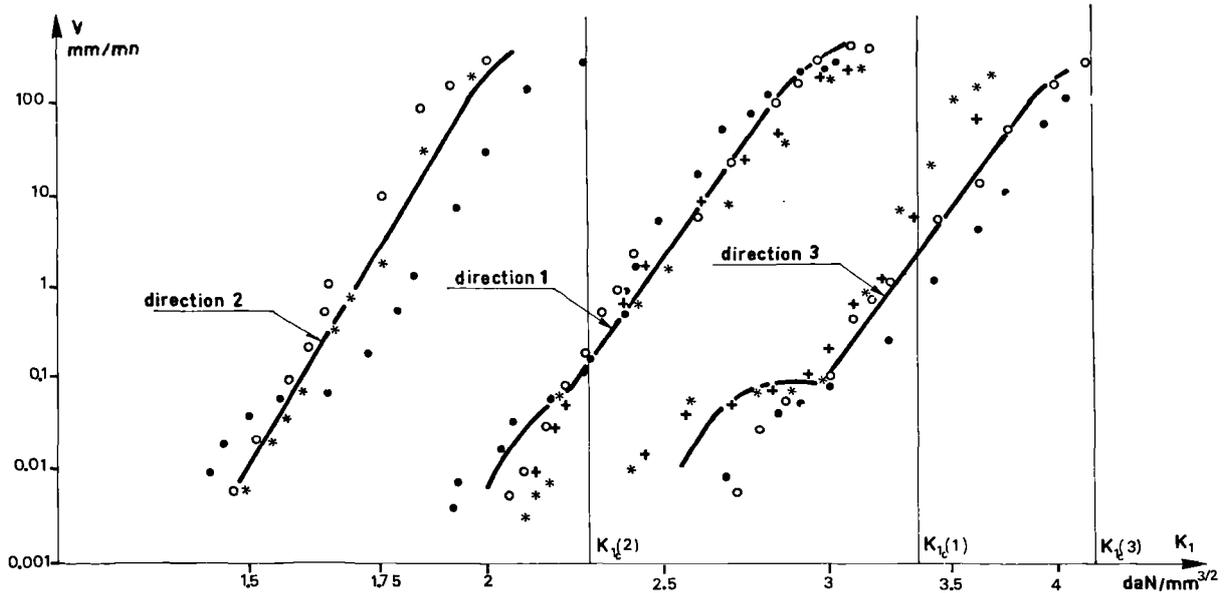


Fig. 17. — Courbe $V = f(K_1)$ pour le marbre de St Pons en présence d'eau riche en CaCO_3 . Influence de la direction de fissuration par rapport à la foliation.

Lorsqu'enfin K_1 est très proche de K_{1c} , la vitesse augmente très brutalement, il y a instabilité jusqu'à la rupture.

b) Cas du marbre de St Pons.

Les trois types de courbes (fig. 17) obtenues sur plaques taillées selon les 3 directions définies précédemment (fig. 3) sont semblables à quelques modifications près.

Dans la direction 3, les courbes $V = f(K_1)$ obtenues sont celles décrites précédemment dans le cas des micrites.

Dans les deux autres directions, il semble que le palier de la zone II diminue avec le facteur K_1 . Un fait est à associer à cette constatation : les essais de compressibilité montrent que le plan des microfissures préexistantes à l'essai est préférentiellement distribué parallèlement à la foliation. Il peut donc y avoir interaction entre la fissure principale et les microfissures préexistantes au voisinage ou à la tête de la fissure. Ces microfissures préexistantes interviennent puisque le K_{1c} correspondant à un essai dans la direction 2, celle du litage, est le plus faible.

La zone III est, elle aussi, caractérisée par une expression du type $V = \beta \cdot K_1^n$ avec n variant

de 26 à 29. La pente est la même que dans le cas des micrites.

B) Essais en atmosphère ambiante.

En atmosphère ambiante à 75 % de degré hygrométrique, des essais sur les micrites conduisent aux résultats de la fig. 18. La partie linéaire de la courbe est beaucoup plus raide

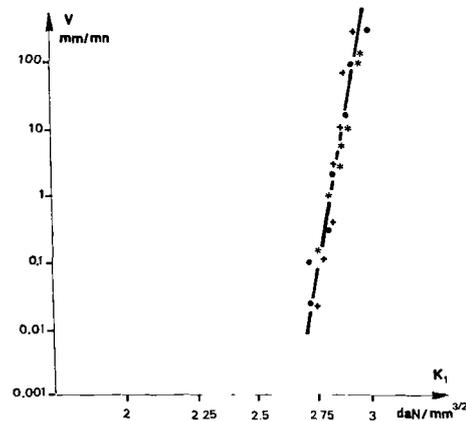


Fig. 18. — Courbe $V = f(K_1)$ pour la micrite en milieu ambiant. (75 % d'humidité).

que précédemment (n est environ égal à 130). Le palier de la zone II n'apparaît pas dans les conditions expérimentales de vitesses mesurables.

4) Discussion et tentative d'interprétation.

Les courbes $V = f(K_1)$ sont à confronter aux résultats et à la théorie de Charles et Hillig [32] présentés précédemment.

Une réaction chimique déterminante quant au déplacement de la tête de fissure peut être une dissolution dans les roches carbonatées.

Cette réaction est activée par la contrainte. La tête de fissure se propagerait au fur et à mesure du développement de la réaction de dissolution. Il suffit pour cela que K_1 soit supérieur à K_{1csc} . Lorsque la fissure est devenue suffisamment grande pour satisfaire la condition de Griffith, la rupture se produit alors brutalement.

La réaction chimique faisant évoluer la fissure aurait un effet secondaire, celui d'arrondir le fond de fissure et, par là même, de la rendre beaucoup plus stable. La vitesse d'avancement de la fissure serait alors uniquement liée à une récession de la surface en tête de fissure due, par exemple, à une attaque chimique. La vitesse de récession V serait de la forme [32] :

$$V = V_0 \exp \left\{ - [E_0^* - V^* \sigma + \gamma V_m / \rho] / RT \right\}$$

avec E^* énergie libre de la réaction en l'absence de contrainte

V^* volume d'activation

ρ rayon en tête de fissure

γ énergie de surface

V_m volume molaire.

On pourrait interpréter les courbes de la fig. 16 en disant que la zone I indiquerait une vitesse de fissuration limitée par la cinétique des réactions alors que la zone II montrerait que la vitesse est limitée par la vitesse d'apport des produits réactants en tête de fissure.

Le problème majeur du mécanisme se produisant en tête de fissure est posé. Dans l'état actuel des expériences, la réponse n'est pas définitive. Deux types de phénomènes peuvent en effet se produire en tête de fissure : le premier pourrait être lié à des effets de

surface, l'autre lié à une déformation plastique intracrystalline.

Il semble néanmoins évident, en comparant les fig. 16 et 18, que la nature du milieu ambiant est déterminante dans cette cinétique de fissuration. Dans le cas des calcaires, la dissolution sous contrainte en tête de microfissures doit intervenir de manière prépondérante.

IV. — APPLICATIONS DES RESULTATS SUR LA CINÉTIQUE DE FISSURATION

Il est possible, à partir des courbes $V = f(K_1)$ établies dans un environnement donné, de déterminer par le calcul les relations entre le temps de rupture sous une charge donnée ou *fatigue statique* et par ailleurs les relations entre la contrainte de rupture et la vitesse de déformation de l'échantillon. A cette détermination de relations par calcul, on associera les données expérimentales.

1) Relations entre temps de rupture et charge : la fatigue statique.

Soit :

a_0 : taille du défaut initial (le plus grand dans l'échantillon donné)

a_c : taille du défaut critique satisfaisant à la relation de Griffith $K_{1c} = \sigma Y \sqrt{a_c}$ (Y facteur de forme dépendant de la géométrie du défaut).

Sachant que $V = da/dt$, le temps de rupture est :

$$t = \int_{a_0}^{a_c} \frac{da}{V}$$

pour une contrainte σ constante appliquée au matériau. En utilisant la relation $K_1 = \sigma Y \sqrt{a}$, l'intégrale se transforme en :

$$(16) \quad t = \frac{2}{Y^2 \sigma^2} \int_{K_0}^{K_1} \frac{K_1 dK_1}{V(K_1)}$$

avec K_0 défini par $K_0 = Y \sigma \sqrt{a_0}$. Cette intégrale est calculée numériquement à partir des courbes expérimentales $V = f(K_1)$ et tracée sur les fig. 19 et 20.

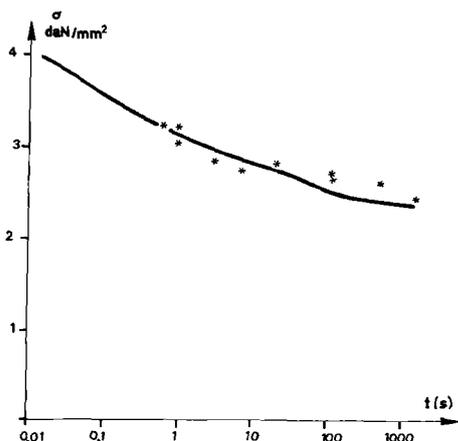


Fig. 19. — Temps à la rupture pour la micrite de Fallérans.
Ligne continue : courbe calculée ;
Points : résultats expérimentaux.

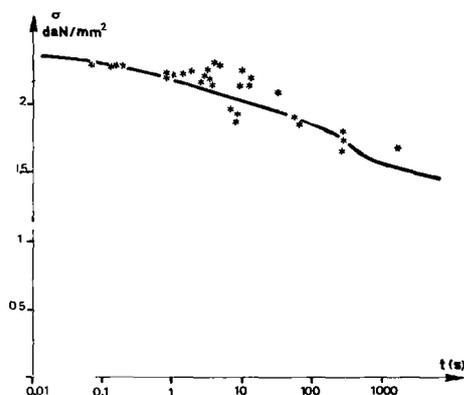


Fig. 20. — Temps à la rupture pour le marbre de St Pons.
Ligne continue : courbe calculée ;
Points : résultats expérimentaux.

a) *Etude expérimentale.*

L'essai de fatigue consiste à appliquer brutalement à l'échantillon une charge donnée et à noter le temps au bout duquel se produit la rupture.

L'étude expérimentale a été effectuée sur l'essai de flexion 3 points (fig. 20). La contrainte σ a été prise égale à :

$$\sigma = \frac{3PL}{bh^2}$$

l'échantillon a pour caractéristiques $L = 20$ mm, $b = h = 7$ mm et est poli sur toutes ses faces. La technique de polissage a une influence sur les résultats, aussi tous les échantillons ont été préparés de façon identique.

b) *Résultats.*

Deux séries d'essais ont été exécutées : une première série a été faite sur le calcaire micritique dans de l'eau riche en CaCO_3 . Les résultats sont reportés sur la fig. 18. Ils montrent une bonne corrélation entre les valeurs expérimentales et la courbe théorique, obtenue à partir de l'équation (16) et de la courbe correspondante (fig. 16). La "bosse" dans la courbe théorique correspond à celle des vitesses (zone II de la fig. 16).

Une deuxième série d'expériences a été réalisée sur le marbre dans les mêmes conditions pour la direction 3 de fissuration (fig. 3) : là encore, la corrélation entre courbe calculée et valeurs expérimentales est excellente (fig. 20).

La rupture peut ainsi apparaître pour des contraintes plus faibles que la contrainte donnée par un essai de traction, avec une vitesse de déformation assez élevée (de l'ordre de 10^{-2} s^{-1}). Il s'agit d'un phénomène de fatigue du matériau. Cette fatigue dite statique est due à l'existence de contraintes élevées dans les fissures du matériau, qui activent les processus de corrosion. Charles et Hillig [32] ont calculé la limite inférieure de K_1 , $K_{1\text{esc}}$, pour laquelle n'apparaît plus ce phénomène de corrosion, et l'estime à environ $0,20 K_{1C}$ pour le cas du verre. Il en résulte que, si le matériau subit des contraintes telles que le K_1 soit supérieur à $0,20 K_{1C}$, il y a rupture différée, en supposant évidemment qu'il y ait toujours corrosion sous contrainte. Il semble que ce ne soit pas tout à fait le cas pour les calcaires car, s'il y a dissolution par exemple en tête de fissure, la teneur en CaCO_3 de la solution augmente localement dans la fissure et il pourrait y avoir recristallisation sur les bords de celle-ci. Il se peut donc que la limite inférieure de fatigue statique dans le cas des calcaires soit bien supérieure à $0,2 K_{1C}$.

2) *Relations entre la contrainte de rupture et la vitesse de déformation.*

a) *Etude théorique à partir des courbes*
 $V = f(K_1)$.

L'étude théorique s'effectue à partir de la relation de contrainte $K_1 = Y \sigma \sqrt{a}$ que l'on dérive par rapport au temps. En supposant que le matériau a un comportement linéaire jusqu'à

la rupture ($\sigma = E\varepsilon$, E module d'Young), on aboutit à l'équation différentielle :

$$(17) \quad V(K_1) \frac{dK_1}{da} = YE \dot{\varepsilon} a + \frac{K_1 \cdot V(K_1)}{2a}$$

cette équation peut être intégrée aisément dans le cas où $V = K_1^n$, avec n grand [14]. Pour notre part, nous avons utilisé une méthode numérique incrémentale, à partir de a_0 , il est alors possible de tracer un réseau de courbes $K_1 = K_1(a)$ avec comme paramètre la vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$. Lorsque ce réseau est tracé, on peut alors en déduire la taille critique du défaut a_c , sachant que $K_{1c} = K_1(a_c)$, en fonction de $\dot{\varepsilon}$. La contrainte de rupture σ_r s'en déduit alors par la relation de Griffith $K_{1c} = Y\sigma_r \sqrt{a(\dot{\varepsilon})}$.

b) Résultats.

L'essai utilisé est la flexion 3 points (fig. 21). La vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$ a été prise égale à la vitesse de déformation de la fibre la plus chargée. Les cas étudiés ont été :

— le calcaire micritique en eau riche en CaCO_3 (fig. 22),

— le marbre métamorphique pour les directions 2 et 3 de fissuration et dans l'eau riche en CaCO_3 (fig. 23).

Nous avons également une très bonne corrélation entre les valeurs expérimentales et les courbes calculées, déduites de la loi $V = f(K_1)$ dans chaque cas particulier, compte tenu des nombreuses approximations effectuées (champ de contrainte non homogène, vitesse de déformation non homogène, solide non infini).

3) Quelques remarques sur le plissement de bancs de micrites.

Nous avons vu précédemment que des contraintes inférieures à la résistance à la traction (dans le rapport 1/2) peuvent conduire à la rupture. En outre, plus la vitesse de déformation est faible, plus les longueurs des fissures stables augmentent.

Les micrites étudiées échantillonnées sur le plateau d'Ornans sont en bancs horizontaux sur le terrain. Le même matériel, un peu plus au

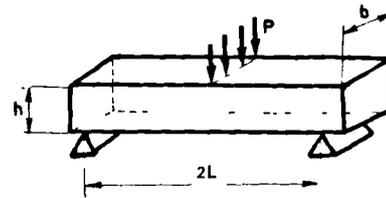


Fig. 21. — Essais de flexion 3 points.

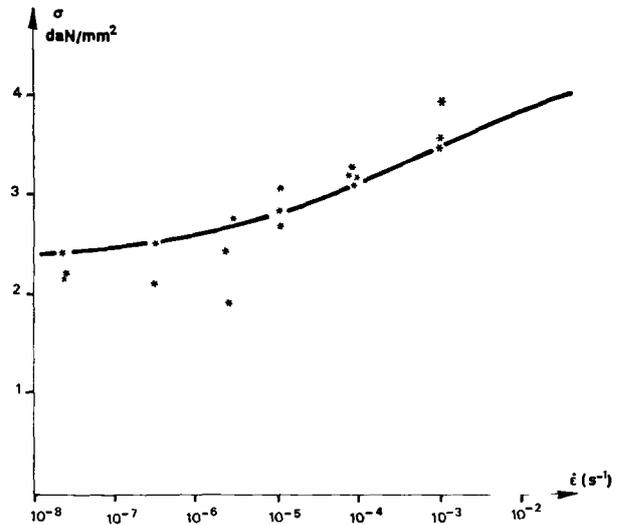


Fig. 22. — Relation entre la contrainte de rupture et la vitesse de déformation pour la micrite.
Ligne continue : courbe calculée ;
Points : résultats expérimentaux.

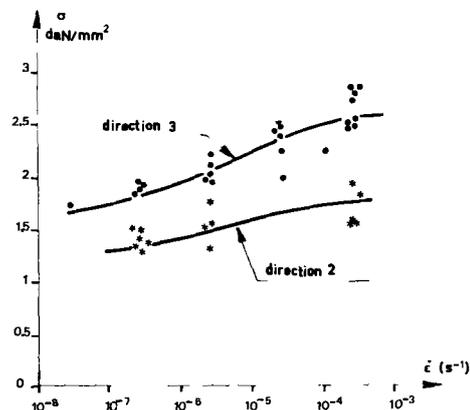


Fig. 23. — Relation entre la contrainte de rupture et la vitesse de déformation pour le marbre, selon deux directions de fissuration.
Lignes continues : courbes calculées ;
Points : résultats expérimentaux.

SE de Fallérans-Etalans, est impliqué dans des plis serrés, aux Sources de la Loue. Or, à l'échelle microscopique, au niveau des grains, aucune manifestation de déformation plastique intracristalline ne transparait. Par contre, la multiplication des fissures peut autoriser une déformation plastique à plus grande échelle.

Quelques remarques s'imposent :

— Dans un pli, le mode de sollicitation du matériau est du mode I avec un tenseur sphérique variable ;

— De l'extérieur vers l'intérieur d'un pli, le tenseur sphérique augmente alors que la contrainte de traction diminue. En résulteraient des fissures stables de l'ordre de quelques centimètres, observables sur le terrain ;

— Si l'on suppose l'existence d'une dissolution accélérée en tête de fissure, on peut supposer une cristallisation sur les lèvres de cette fissure. Ce mécanisme de dissolution-précipitation, lié à la multiplication des microfissures, peut avoir un effet global de déformation plastique.

Cependant les vitesses de déformation naturelle évaluées actuellement à $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ ne

peuvent être atteintes en laboratoire. Il restera toujours délicat d'extrapoler à la tectonique les résultats de déformation expérimentale des roches.

V. — CONCLUSION

L'essai d'Evans, simple à mettre en œuvre dans le cas des roches et en tous cas plus simple que l'essai "DCB" (Double Cantilever Beam), permet d'établir les courbes liant la vitesse de fissuration au facteur d'intensité de contrainte K_I . Ces courbes seraient très sensibles à la nature du milieu ambiant et tradMetaient un phénomène de corrosion sous-contrainte. Ces courbes, par leur corrélation avec des essais classiques [$\sigma(\dot{\epsilon})$, temps de rupture], permettent de concevoir que la cinétique de fissuration est un phénomène prépondérant de déformation permanente des roches. Elles expliquent, en outre, les phénomènes de "décompression", lors de l'ouverture de carrières ou du percement d'ouvrages souterrains, et permettent d'entrevoir les raisons des pertes de stabilité par rupture brutale différée.

ANNEXES

ANNEXE 1 : DETERMINATION DE K_{IC} .

La détermination de K_{IC} se fait par essai trois points normalisé (fig. 24).

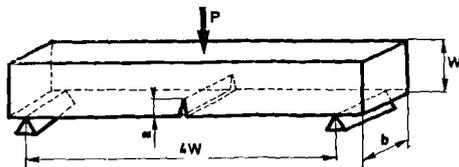


Fig. 24. — Essai de K_{IC} par flexion 3 points.

On mesure la charge à la rupture P obtenue en appliquant brutalement (0,5 mm/minute) une flèche au milieu de l'éprouvette. On peut démontrer que K_{IC} est relié à la charge de rupture P par la formule

$$K_I = \frac{P}{B \cdot W} y \left(\frac{a}{W} \right)$$

$$\text{avec } y \left(\frac{a}{W} \right) = 11,58 \left(\frac{a}{W} \right)^{1/2} - 18,42 \left(\frac{a}{W} \right)^{3/2} + 87,18 \left(\frac{a}{W} \right)^{5/2} - 150,66 \left(\frac{a}{W} \right)^{7/2} + 154,8 \left(\frac{a}{W} \right)^{9/2} + \dots$$

Les limites de validité de cet essai sont :

$$B > 2,5 \left(\frac{K_{IC}}{\sigma_y} \right)^2, \quad \sigma_y \text{ étant la limite d'élasticité du matériau}$$

$$2 < \frac{W}{B} < 8 \quad \text{et} \quad 0,2 < \frac{a}{W} < 0,6$$

ANNEXE 2.

Appelons G_1 l'énergie disponible pour faire avancer la fissure dans l'éprouvette envisagée précédemment. Si le front de fissure avance de a :

$$G_1 \delta a = - \int_a^{a + \delta a} (dW_i + dW_e)$$

avec : W_i = travail de la charge P appliquée

W_e = énergie élastique emmagasinée dans le matériau.

Si la flèche est constante, $\Delta W_i = 0$ (à condition que la raideur de la machine soit grande) donc $G_1 \cdot \delta a = - \Delta W_e$.

L'énergie élastique du matériau est :

$$W_e = \int_0^y P(x) dx$$

x = variation de la flèche de 0 à y . Dans le cas particulier étudié ici : $y = P(Ba + C) = P \cdot k(a)$ donc :

$$W_e = \int_0^y \frac{x}{k(a)} dx = \frac{y^2}{2k(a)} = \frac{1}{2} P \cdot y$$

Puisque W_e est la variation d'énergie élastique correspondant à un avancement a de la fissure, la flèche y restant constante, il est possible d'écrire :

$$G_1 = \frac{\partial W_e}{\partial a} = - \frac{\partial W_e}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial a}$$

soit dans le cas présent de la relaxation :

$$G_1 = \frac{1}{2} P^2 \cdot B$$

Pour un corps fragile, G_1 et K_1 sont reliés par

$$G_1 = \frac{K_1^2}{E} \cdot \alpha$$

avec $\alpha = 1 - \nu^2$ en déformation plane (ν = coefficient de Poisson)

$\alpha = 1$ en contrainte plane.

Ceci nous permet d'écrire que :

$$K_1 = P \sqrt{\frac{E \cdot B}{2\alpha}}$$

et de conclure, en disant que K_1 est proportionnel à P et indépendant de a .

BIBLIOGRAPHIE

- 1) HAWKES I., MELLOR M. (1970). — Uniaxial testing in rock mechanics laboratories. *Eng. Geol.*, 4, (3), p. 177-285.
- 2) FREUNDENTHAL A.M. (1968). — Statistical approach to brittle fracture. In *Fracture*. t. II. Liebowitz, éd. Academic Press, p. 592-618.
- 3) PERAMI R. (1969). — Etude expérimentale de la microfissuration sous charge de solides hétérogènes. *Colloque géotechnique*, Toulouse, p. 141-156.
- 4) BIENAWSKI Z.T. (1967). — Mechanic of brittle fracture of rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 4, (4), p. 407-430.
- 5) BIENAWSKI Z.T. (1967). — Stability concept of brittle fracture propagation in rock. *Eng. Geol.*, 2, (3), p. 149-162.
- 6) BOMBOLAKIS E.G. (1964). — Photoelastic investigation of brittle crack growth within a field of uniaxial compression. *Tectonophysics*, 1, (4), p. 343-351.
- 7) BOMBOLAKIS E.G. (1968). — Photoelastic of initial stages of brittle fracture in compression. *Tectonophysics*, 6, (6), p. 461-473.
- 8) BOMBOLAKIS E.G. (1973). — Study of the brittle fracture process under uniaxial compression. *Tectonophysics*, 18, p. 231-248.
- 9) SCHOLZ C.H. (1968). — Experimental study of the fracturing process in brittle rock. *J. Geophys. Res.*, 73, (3), p. 1417-1432.
- 10) SCHOLZ C.H. (1968). — Experimental study of the fracturing process in brittle rock. *J. Geophys. Res.*, 73 (4), p. 1447-1454.
- 11) BARON K. (1971). — Detection of fracture initiation in rock specimens by the use of a simple ultrasonic listening device. *Int. J. Rock, Mechanic Min. Sci.*, 8, (1), p. 55-60.
- 12) MAC CLINTOCK F.A., WALSH J.B. (1962). — Friction on Griffith cracks in rocks under pressure. *Proceedings of the 4th National congress on Applied Mechanics*, Berkeley, p. 1015-1021.
- 13) PARIS P.C., SIH G.C. (1966). — Stress analysis of cracks. - In *fracture toughness testing*. ASTM. STP 381, p. 30-81.
- 14) EVANS A.G. (1972). — A method for evaluating the time dependant failure characteristics of brittle materials and its applications to polycrystalline Alumina. *J. Mat. Science*, 7, (10), p. 1137-1146.
- 15) MALKIN J. (1972). — Mécanique linéaire de la rupture. La rupture des métaux. Masson, p. 11-32.
- 16) BROWN W.F., SRAWLEY J.E. (1966). — Plane strain crack toughness of high strength metallic materials. ASTM. STP. 410.

- 17) SNEDDON I.N., LOWENGRUB M. — Crack Problems in the Classical theory of Elasticity. Wiley and Sons.
- 18) SANZ G. (1972). — Methodes pratiques d'étude de la résistance à la propagation brutale des fissures. In Rupture des Métaux. Masson, p. 61-77.
- 19) GONI J., RAGOT J.P., SIMA A. (1969). — Caractéristiques géométriques de la microfissuration des roches. Colloque Géotechnique, Toulouse, p. 169-186.
- 20) WALSH J.B. (1965). — The effect of cracks on the compressibility of rocks. *J. Geophys. Res.*, 70, p. 391-398.
- 21) MORLIER P. (1968). — Relation quantitative entre la fissuration et la célérité des ondes dans les roches fissurées. *Revue de l'Ind. Min.*, numéro spécial, p. 16-20.
- 22) MORLIER P. (1969). — Description de la fissuration d'une roche à partir d'essais mécaniques. Colloque Géotechnique, Toulouse, p. 157-168.
- 23) BOWIE O.L. (1956). — Analysis of an infinite plate containing radial crack originating of the boundary of an internal circular hole. *J. of math. and physics.* 35.
- 24) BARREBLATT G.J. (1962). — The mathematical theory of equilibrium cracks in brittle fracture. *Advances in Appl. Mechanic.* Vol. VII, Academic Press, p. 55-126.
- 25) KIES J.A, CLARK A.B.J. (1969). — Fracture propagation rates and time to fail following proof stress in bulk glass. *Proceedings of the second Internat. conf. on fracture, Brighton.* Paper 42.
- 26) WIEDERHORN S.M. (1967). — Influence of water vapor on crack propagation in soda lime glass. *J. Am. Ceram. Soc.* 50, p. 407-414.
- 27) WIEDERHORN S.M., BOLZ L.H. (1970). — Stress Corrosion and static fatigue of glass. *J. Am. Ceram. Soc.*, 53, p. 543-570.
- 28) SHOMERT N., UMHAUER H., KLEMM W. (1969). — The influence of temperature and environment on the slow crack. *Proceedings of the Second Internat. Conf. on fracture.* Brighton.
- 29) WACHTMAN J.B. (1974). — Highlights of progress in the Sciences of fracture of Ceramics and glass. *J. Am. Ceram. Soc.*, 57, p. 509-519.
- 30) PELLOUX R. (1972). — Corrosion sous tension. In Rupture des Métaux, Masson, p. 240-253.
- 31) DAVIDGE R.W., TAPPIN G. (1970). — The effects of temperature and environment on the strenght of two polycrystalline Aluminas. *Proceedings of the British Ceram. Soc.*, 15, p. 47-60.
- 32) HILLIG W.B., CHARLES R.J. (1965). — Surfaces, stress-dependent surface reactions and strenght. In High strenght Materials Vif Zackey (ed.). Wiley, p. 682-705.

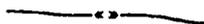
EXPLICATION DE LA PLANCHE XIV

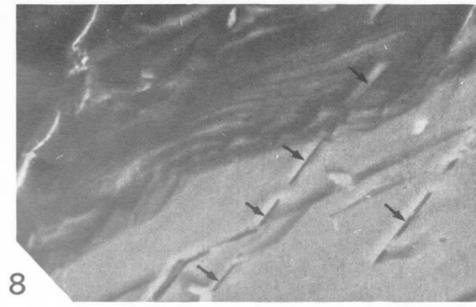
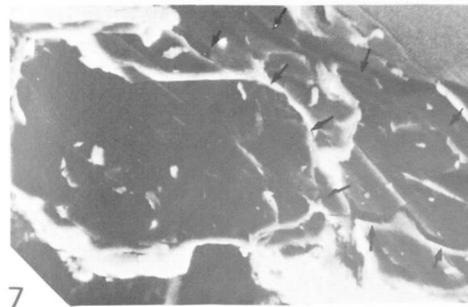
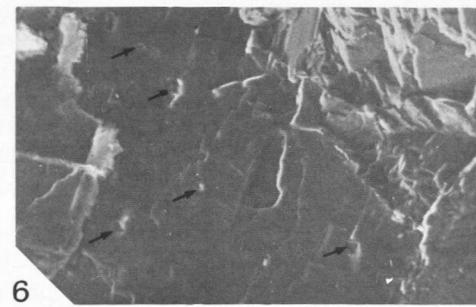
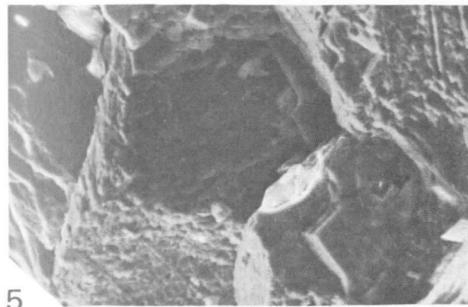
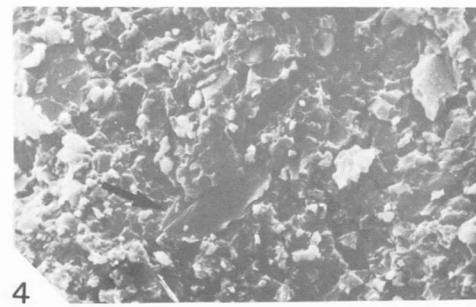
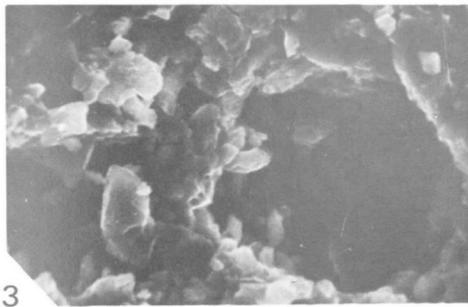
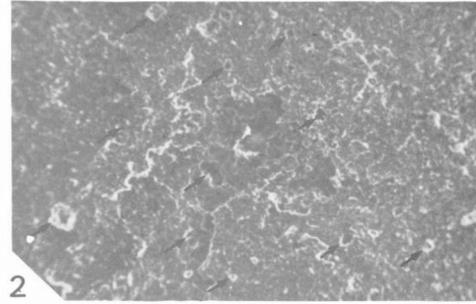
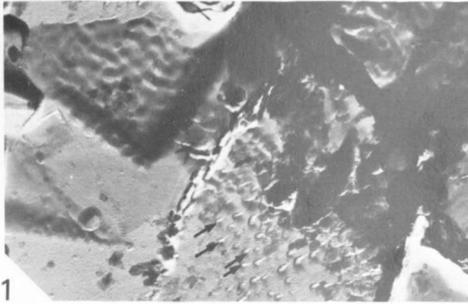
Figures 1, 2, 3, 4 : Calcaire micritique de Fallerans

- Fig. 1. — Piqûre de corrosion en joints de grains due à la décomposition de la calcite lors d'essais à 500°C. (TEM, réplique au carbone. Gr. = 12 000).
- Fig. 2. — Vue générale d'une surface de rupture montrant des trous aléatoirement répartis (SEM, Gr. = 75).
- Fig. 3. — Détail d'un trou de la figure précédente de forme sphéroïdale (SEM, Gr. = 1 000).
- Fig. 4. — Particule argileuse, indiquée par la flèche, enchâssée dans la matrice calcitique. On remarquera la décohesion autour de cette plaquette. (SEM, Gr. = 500).

Figures 5, 6, 7, 8 : Marbre de St Pons

- Fig. 5. — Joints de grains montrant une très grande "rugosité", contribuant à la porosité ouverte (SEM, Gr. = 200).
- Fig. 6. — Petits trous (flèches) sur la surface de clivage (SEM, Gr. = 140).
- Fig. 7. — Fissure intragranulaire et intergranulaire indiquée par les flèches (SEM, Gr. = 250).
- Fig. 8. — Microfissures (flèches) situées dans le plan de clivage d'un grain de calcite (SEM, Gr. = 500).





Dilatance, fatigue et anisotropie de rupture des roches

par Pierre SIRIEYS (*)

Sommaire. — Les microruptures des roches cristallines leur confèrent des propriétés de dilatance et de fatigue ; elles conduisent à une structure de fissuration. Les lois de fracturation des roches à fabrique planaire sont de type anisotrope discontinu.

Summary. — The microcracks of crystallin rocks confer them dilatancy and fatigue properties ; they lead to split structure. The laws of fracturing of rocks with planar fabric are of anisotropic discontinuous type.

A l'échelle macroscopique, les ruptures des roches homogènes et isotropes se présentent selon deux modes : les ruptures extensives (clivages) se manifestant dans le milieu par l'apparition de fissures et fractures normales à l'extension principale majeure, et les ruptures cisailantes (plastiques) selon des surfaces de discontinuité orientées par rapport au tenseur des efforts, passant par la direction de la contrainte intermédiaire et faisant un angle généralement inférieur à $\pi/4$ avec la compression majeure. Alors que le mécanisme extensif s'effectue avec variation de volume macroscopique positive (expansion), le mécanisme cisailant est isovolume. Dans les deux cas, l'orientation des surfaces de rupture (de discontinuité) est fixée par celle du tenseur des efforts, ou des déformations (ruptures astructurales).

Du fait, d'une part, de leur formation (dépôts sédimentaires, écoulement magmatique), d'autre part, des déformations naturelles (les paléo-déformations) dues aux phénomènes tectoniques, les roches et massifs rocheux présentent

des structures induites et des caractères anisotropes. Cette anisotropie génétique peut être modifiée par de nouvelles déformations avec création de nouvelles structures se superposant aux structures génétiques. Une structure initiale (granulaire, planaire...) présentant des surfaces préférentielles dans le milieu, peut modifier l'orientation des surfaces de ruptures, parfois conditionnée par la structure (et non par le tenseur). Ainsi apparaissent des propriétés caractéristiques des milieux rocheux : la dilatance, la fatigue et l'anisotropie de rupture discontinue que nous analysons succinctement (**) dans ce texte.

I. — La dilatance

Certaines roches, telles que des schistes ardoisiers compacts testés sous compression normale à la schistosité, des calcaires denses, des briques, se présentent comme des milieux

(*) I.N.S.A., Avenue de Ranguell, à 31400 Toulouse.
Note déposée le 14 Octobre 1975.

(**) De plus amples informations figurent (communications de Saint-Leu notamment) dans les comptes rendus du 2^e Congrès International de Mécanique des Roches (Belgrade, 1970) et du Symposium sur la Fissuration des Roches (Nancy, 1971).

élastofragiles idéaux, leur comportement est élastique, la limite de rupture extensive coïncide avec la limite élastique. En compression monoaxiale, la dilatation cubique θ varie linéairement avec la contrainte de compression σ_1 selon la relation (en élasticité isotrope) :

$$\sigma_1 = \frac{E}{1 - 2\nu} \theta$$

Dans le cas de roches polycristallines, mono ou polyminérales (grains centimétriques ou millimétriques), l'hétérogénéité du champ de déformation, sous sollicitation uniforme, et la compatibilité des déformations, conduisent à des mécanismes locaux de rupture extensive, éventuellement cisailante, et de mûlage, sur des surfaces cristallines particulières affectant un nombre limité de grains et de surfaces de clivage, fonction de l'intensité de la sollicitation. Les ruptures extensives structurales généralement intragranulaires, parfois intergranulaires aux joints de grains, se manifestent par une microfissuration entraînant une expansion relative du milieu, la *dilatance*. Une nouvelle structure, la structure de fissuration, apparaît, l'intensité de la fissuration dépend de la contrainte maximale atteinte, inférieure à la contrainte ultime de fragmentation.

a) *Seuil de dilatance.*

Certaines roches cristallines polyminérales (le granite du Sidobre, par exemple) présentent le phénomène de dilatance seulement après un seuil de contrainte σ_0 (fig. 1a). Pour $\sigma_1 < \sigma_0$, la loi élastique est vérifiée. Pour $\sigma_1 > \sigma_0$, la dilatance apparaît, la loi (θ, σ_1) n'est alors plus linéaire : $\theta = \theta_{e1} + \theta_f$.

θ_{e1} est la variation de volume élastique. θ_f , positif, est l'expansion de fissuration, sa variation est sensiblement du second ordre avec σ_1 .

Pour le granite du Sidobre, les clivages s'effectuent dans le quartz, et σ_0 est de l'ordre de 0,5 kb.

Avec le Marbre de Carrare, on ne met pas en évidence de seuil, la dilatance apparaît dès l'application des charges.

b) *Structure de fissuration.*

La dilatance est la manifestation d'un phénomène orienté. Les microruptures structurales affectent localement les surfaces de clivage

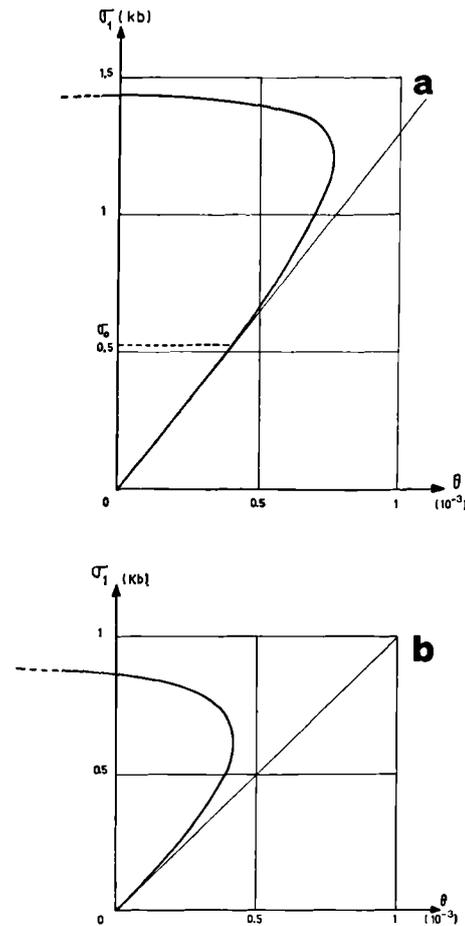


Fig. 1. — La dilatance (en compression monoaxiale).
 a - Dilatance avec seuil (Granite du Sidobre).
 b - Dilatance sans seuil (Marbre de Carrare).

granulaire (ou les joints intergranulaires) favorablement orientées par rapport au tenseur de contrainte, c'est-à-dire sensiblement normales à l'extension principale majeure, soit pour un tenseur de révolution, parallèles à la direction de compression globale. Ainsi les expériences de compression monoaxiale (fig. 2a et 2b) font apparaître une dérive après le seuil, du rapport $-\epsilon_3/\epsilon_1$ avec σ_1 . Sous état de contrainte, non de révolution, la structure de microfissuration est de type planaire. De telles structures s'observent, à une autre échelle, dans les massifs diaclasés, les éléments découpés dans le massif entre deux diaclases parallèles d'une même famille présentent fréquemment une structure

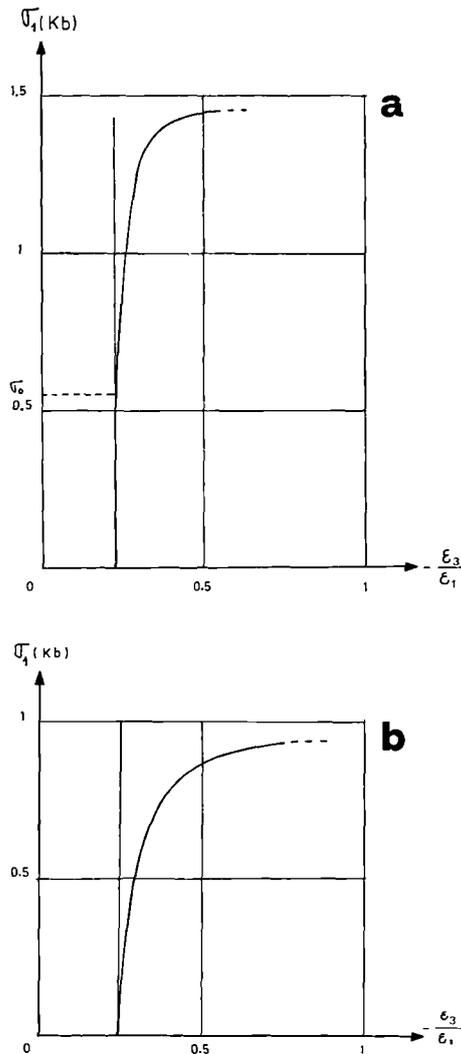


Fig. 2. — Orientation de la microfissuration. Variation de $(-\varepsilon_3/\varepsilon_1)$ avec σ_1 (compressions monoaxiales). a - Granite (Sidobre). — b - Marbre (Carrare).

de fissuration planaire parallèle à la direction commune des diaclases de la famille. Sous état de contrainte de révolution, des familles de microfissures passent sensiblement par l'axe de révolution, la structure de microfissuration est de type linéaire (fibreuse).

Notons enfin que la dilatance peut être également observée sous l'action de la température qui conduit, après un cycle, pour une

roche isotrope à une structure de microfissuration statistiquement isotrope.

II. — La fatigue

Les milieux dilatants peuvent présenter le phénomène de fatigue. Ce mécanisme a été mis en évidence expérimentalement, sous l'effet d'une succession de cycles charge-décharge à basse fréquence, d'amplitude maximale σ_m , sur le granite du Sidobre et le marbre de Carrare.

Le seuil de fatigue σ_f .

En l'absence de glissements plastiques irréversibles ou de mâclage, lorsque, à chaque cycle, σ_m est inférieur à un seuil σ_f , les cycles ultérieurs, coaxiaux aux contraintes génétiques de fissuration, ne font pas apparaître de nouvelles structures. La roche microfissurée se déforme de façon réversible mais non linéaire, avec ouverture (en charge) et fermeture (en décharge) des fissures sans accroissement de leur surface. Les courbes efforts-déformations n'évoluent plus après les premiers cycles.

Par contre, pour $\sigma_m > \sigma_f$, chaque nouveau cycle modifie la structure antérieure par accroissement des surfaces de fissure (par création ou liaison de fissures) toujours au voisinage de la même orientation commune. Deux mécanismes peuvent alors se présenter :

— Les microruptures structurales sont uniquement des clivages (cas du granite du Sidobre, clivage du quartz). Sur les courbes (σ_1, θ) , (fig. 3a), le module initial, avant le seuil σ_0 , n'est pas modifié, l'allure parabolique de la courbe, après le seuil σ_0 , est conservé mais sa courbure évolue à chaque nouveau cycle avec abaissement du point de dilatation infinitésimale nulle atteint pour des valeurs plus faibles de σ_1 . L'intensité de la fissuration croît avec le nombre de cycles, son caractère fibreux (cycles uniaxiaux) est conservé.

— Les microruptures sont à la fois des clivages et des glissements plastiques irréversibles (cas du marbre de Carrare). Au cours de la décharge (que l'on peut considérer comme une traction monoaxiale superposée à une pré-compression monoaxiale) s'effectue une nouvelle microfissuration à structure planaire (normale à σ_1) qui se superpose à la structure de

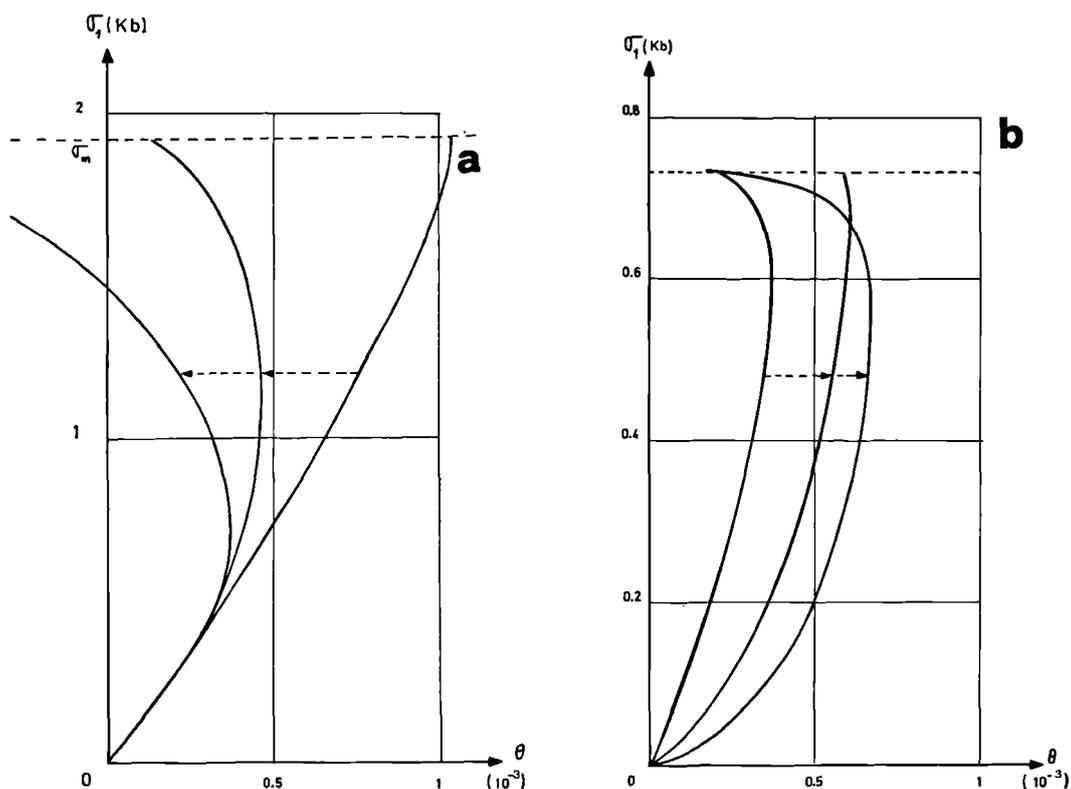


Fig. 3. — Fatigue. Cycles monoaxiaux au-dessus du seuil σ_r .
a - Granite (Sidobre). — b - Marbre (Carrare).

fissuration, linéaire, due à la charge. La roche devient plus déformable (fig. 3b) lors du cycle suivant, par fermeture des fissures de ce second système, il en résulte une diminution du module initial. On observe également un abaissement du point de dilatation infinitésimale nulle.

Ainsi les courbes effort-déformation volumique (σ_1, θ) évoluent-elles lorsque le nombre de cycles augmente, en sens inverse pour le granite et le marbre (fig. 3a et 3b).

III. — Anisotropie de rupture discontinue

La rupture des roches anisotropes se manifeste également, toujours selon l'un des deux modes : extensif et cisailant, mais l'orientation des surfaces de rupture est imposée, soit

par la direction du tenseur des contraintes limites, soit par la structure elle-même.

Nous analysons ces mécanismes dans le cas de structures planaires soumises à des compressions monoaxiales. θ désignant l'orientation de la compression par rapport à la normale aux plans structuraux S et R_θ caractérisant la Résistance en compression monoaxiale à l'angle θ , on définit plusieurs plages pour l'angle θ (fig. 4a et 4b).

Dans la plage (O, θ_1), la rupture est extensive, astructurale. La résistance à la rupture est sensiblement égale à R_0 , indépendante de θ , l'orientation θ_r de la surface de rupture par rapport à la normale à S est fixée par le tenseur ($\theta_r = \theta$).

La plage (θ_1, θ_2) caractérise des cisaillements sur les plans S (cisaillements structuraux), la

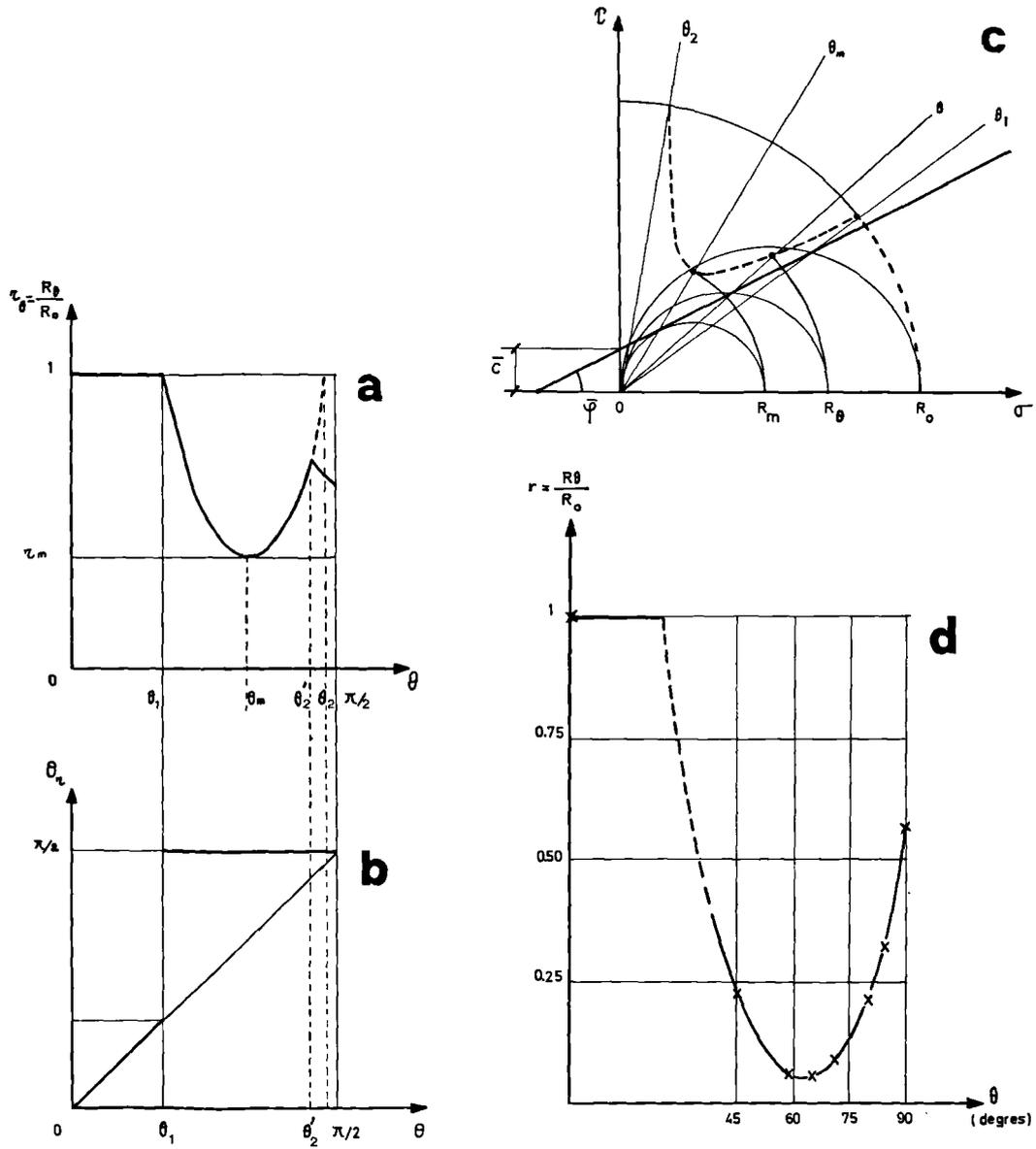


Fig. 4. — Anisotropie discontinue de rupture (compressions monoaxiales).

- a - Résistance réduite de rupture r en fonction de θ (Orientation de la compression avec la normale à la structure S).
- b - Orientation des surfaces de rupture θ_r en fonction de θ .
- c - Représentation polaire de la loi $R_\theta(\theta)$.
- d - Anisotropie de rupture : Schistes ardosières de Fumay.

rupture est structurale, sa loi est au type Coulomb :

$$\tau = \bar{C} + \sigma \tan \bar{\varphi}$$

(\bar{C} et $\bar{\varphi}$ désignant la cohésion et l'angle de frottement sur S). La résistance à la rupture passe par un minimum R_m , fonction de \bar{C} et $\bar{\varphi}$; pour θ_m qui bissecte l'angle (θ_1, θ_2). L'angle θ_r est égal à $\pi/2$. L'anisotropie de rupture est donc caractérisée par la variation de R_θ avec θ et également par la discontinuité de θ_r (à la valeur θ_1) égale à $(\pi/2 - \theta_1)$.

Une plage étroite, ($\theta'_2, \pi/2$) enfin, au voisinage de $\pi/2$ caractérise des ruptures extensives structurales sur les plans S, pour lesquels $\theta_r = \pi/2$. Elle est toutefois difficile à mettre en évidence expérimentalement du fait de l'importante elongation nécessitée par les éprouvettes d'essais.

Une construction géométrique (fig. 4c), qui utilise les cercles de Mohr caractérisant les

tenseurs de rupture, fournit une représentation polaire de la loi de cisaillement structural (R_θ, θ) et les plages extensives et cisailantes, à partir d'une loi de cisaillement structural linéaire. Elle permet, inversement, à partir des résultats expérimentaux, de déterminer les constantes physiques \bar{C} et $\bar{\varphi}$.

Des expériences réalisées sur des roches schisteuses ont confirmé la linéarité de la loi de cisaillement structural et fourni les constantes physiques des échantillons d'essais. Sur la fig. 4d est indiquée, à titre d'exemple, l'anisotropie de la résistance de la rupture d'échantillons de schiste ardoisier de Fumay pour lesquels on a obtenu $\bar{C} = 25b$ et $\bar{\varphi} = 40^\circ$.

Notons enfin que l'anisotropie de rupture (étendue de la plage cisailante, diminution de résistance) dépend de celle du tenseur de contrainte appliquée. Elle diminue lorsque la pression isotrope croît.



La rupture fragile des roches

par René HOUPERT (*)

Sommaire. — La rupture des roches en compression simple est largement conditionnée par leur structure, en particulier par la dimension des grains. Au début de la rupture, il y a formation de microfractures parallèles à la contrainte appliquée et dues à des contraintes de traction induites par les hétérogénéités de la roche. Les microfractures se stabilisent et des fractures de cisaillement conduisent à la ruine de l'éprouvette.

Summary. — The rock fracture in uniaxial compression tests is essentially conditioned by their structure, particularly the grain size. At the beginning of fracture, microfissures are formed parallel to the applied stress, because of the tensile stresses induced by the rock heterogeneities. The microfissures become stable and shear fractures leads to the failure of the rock specimen.

Introduction

La rupture est une forme non homogène de déformation qui peut être envisagée à différentes échelles. A l'échelle atomique, la rupture se produit par séparation des liaisons atomiques, perpendiculairement à un plan (clivage) ou obliquement par rapport à un plan (cisaillement). L'échelle microscopique correspond à la propagation de microfractures au niveau des grains du matériau et l'échelle macroscopique, à la propagation de fractures ou de macrofractures visibles à l'œil nu et qui peuvent atteindre les dimensions de l'éprouvette. On distingue la rupture par *séparation* (clivage) qui se produit suivant un plan perpendiculaire à la direction de la contrainte de traction maximale, et la rupture par *glissement* (cisaillement) qui a lieu suivant un plan sur lequel la contrainte de cisaillement atteint une valeur critique. La rupture par séparation se produit généralement sans déformation plastique appréciable, tandis que la rupture par glissement est précédée d'une déformation plastique souvent importante.

La rupture se déroule en deux phases :

1° l'*initiation* qui correspond soit à la naissance d'une fissure de rupture à partir d'une

hétérogénéité, soit au développement d'une discontinuité préexistante ;

2° la *propagation* de la fissure à travers le matériau. Suivant la position de la microfracture, la rupture peut être intergranulaire (ou intercrystalline) ou intragranulaire (ou intracrystalline).

On distingue habituellement les matériaux ductiles et les matériaux fragiles suivant que leur rupture est précédée ou non d'une déformation plastique importante. On peut dire, mais d'une manière très grossière, que la rupture des matériaux fragiles est une rupture par séparation, tandis que celle des matériaux ductiles est une rupture par glissement. Dans la rupture d'un matériau, les deux types peuvent se produire. Le caractère fragile ou ductile n'est pas une propriété intrinsèque d'un matériau. En effet, le type de rupture dépend des conditions expérimentales comme la température, la vitesse de sollicitation et la contrainte moyenne. Il est donc préférable de parler de *rupture fragile* et de *rupture ductile*, plutôt que de matériau fragile ou ductile. La rupture de la plupart des roches et du type fragile lorsqu'elles sont soumises à des efforts uniaxiaux (compression et traction simples) et à la température ordinaire.

La rupture des roches est généralement étudiée à partir d'essais de compression simple.

(*) Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy.
Note déposée le 24 Octobre 1975.

Ils permettent d'obtenir la courbe contrainte-déformation σ - ε de l'éprouvette, courbe qui traduit le comportement rhéologique du matériau. La résistance à la compression simple est la contrainte maximale que l'éprouvette est capable de supporter. Lorsque cette résistance ultime est atteinte, la rupture devient généralement *explosive* par suite de l'interaction qui existe entre la machine d'essai et l'éprouvette. Si certaines conditions d'essai sont remplies, la perte de résistance de l'éprouvette n'est pas totale au moment où cette contrainte maximale est atteinte. C'est en particulier le cas de l'essai de compression réalisé au moyen d'un système d'asservissement électro-hydraulique à boucle fermée. Ce dispositif régularise la vitesse de libération de l'excès d'énergie emmagasinée dans l'ensemble machine-éprouvette et, lorsque la résistance ultime est atteinte, la charge appliquée décroît à mesure que la déformation de l'éprouvette augmente. La rupture devient ainsi *progressive* et la courbe σ - ε que l'on obtient est plus ou moins *complète* suivant la nature de la roche et le temps de réponse du dispositif utilisé. On peut ainsi *contrôler* la rupture.

La fig. 1 représente une courbe contrainte-déformation schématique relative à un essai de compression contrôlé. Cette courbe peut être divisée en quatre domaines :

1) OA, à concavité orientée vers le haut et qui correspond à la fermeture des fissures ;

2) AB, linéaire ou quasi linéaire, les déformations n'étant cependant pas parfaitement élastiques ;

3) BC, à concavité orientée vers le bas et qui est relatif à l'apparition des premières microfractures ;

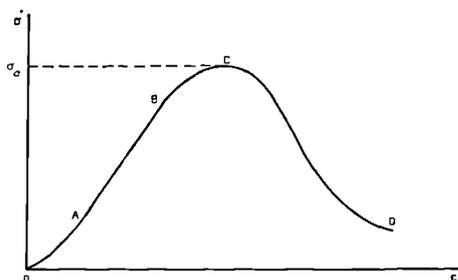


Fig. 1. — Courbe contrainte - déformation σ - ε complète d'une roche.

4) CD, à pente négative, qui correspond au développement des macrofractures et à la perte de résistance de l'éprouvette. L'ordonnée du point C, maximum de la courbe, donne la résistance ultime ou résistance à la compression σ_c de l'éprouvette. Cette résistance n'a pas de signification mécanique particulière et elle est plutôt relative à l'éprouvette qu'au matériau. Elle marque le début de la perte de résistance de l'éprouvette. Au point D se produit la *ruine* de l'éprouvette. Dans les matériaux fragiles, l'initiation de la rupture fragile a lieu bien avant la charge maximale relative au point C. La *contrainte de rupture fragile* est, par suite, inférieure à la résistance ultime du matériau.

Après avoir exposé un certain nombre de considérations théoriques sur la rupture fragile, nous examinerons les processus de rupture tels qu'ils se manifestent en compression simple contrôlée, en les confrontant avec les différentes théories et les résultats de la littérature.

I. — Aspects théoriques de la rupture fragile

La rupture crée des surfaces libres nouvelles dans le matériau. Elle ne peut avoir lieu que si la *résistance de cohésion* du matériau est vaincue, c'est-à-dire si les liaisons atomiques sont rompues. La rupture de ces liaisons ne peut se produire que par extension (séparation) ou par cisaillement (glissement), comme il a été dit ci-dessus. La traction et le cisaillement sont, par conséquent, les seuls modes de rupture possibles. Il n'existe pas de mécanisme fondamental de rupture par compression. Il est possible d'estimer l'ordre de grandeur de la résistance théorique à la traction d'un matériau, c'est-à-dire la contrainte de traction σ_{th} théoriquement nécessaire pour séparer deux couches d'atomes (Cottrell, 1964). Cette contrainte est à peu près égale à

$$(1) \quad \sigma_{th} = (\gamma E/a)^{1/2}$$

E désignant le module de Young, a la distance interatomique à l'équilibre et γ l'énergie de surface spécifique (énergie de surface par unité d'aire) du matériau ; γ peut être considéré comme le travail nécessaire pour créer une surface libre d'aire égale à l'unité. Si l'on remplace, pour différents matériaux, γ et a par leurs valeurs respectives, on trouve approximativement

$$(2) \quad \sigma_{th} = E/10$$

Cette contrainte est élevée par rapport aux valeurs de la résistance à la traction mesurées expérimentalement. Les résistances observées sont de cent à mille fois plus petites que les résistances théoriques. La résistance en traction des verres, par exemple, est d'environ $E/1\ 000$; celle des roches est de l'ordre de $E/3\ 000$ à $E/4\ 000$.

Pour expliquer la grande différence qui existe entre la résistance théorique et la résistance réelle, il faut admettre que des concentrations de contrainte élevées se produisent dans le matériau et qu'elles atteignent localement la valeur de la résistance théorique. Ces concentrations de contrainte prennent effectivement naissance au niveau des hétérogénéités et des imperfections de la structure, étant donné que celle-ci n'est ni homogène, ni continue. Si la résistance de cohésion est atteinte, les liaisons atomiques se rompent, il se forme une fissure qui se propage et qui peut provoquer la rupture du solide. Un moyen commode de calcul de la résistance d'une éprouvette est de supposer que les concentrations de contrainte sont dues à l'existence de très petites fissures dans le matériau. Les théories de la rupture fragile admettent généralement cette hypothèse comme point de départ.

Toutes les théories de la rupture fragile actuelles ont pour point de départ la *théorie de Griffith* (Griffith, 1920 et 1924). Cette théorie suppose que les matériaux fragiles contiennent des fissures microscopiques de longueur variable et orientées dans toutes les directions. Lorsque le matériau est soumis à un état de contrainte, de traction ou de compression, il se développe des concentrations de contrainte de traction aux extrémités de ces fissures. Ces contraintes de traction atteignent leur valeur maximale aux extrémités de la fissure la plus longue dont l'orientation est la plus favorable, appelée *fissure critique*. Quand la valeur maximale est égale à la résistance théorique, cette fissure se propage. La théorie est basée sur des considérations portant sur la transformation d'énergie élastique en énergie de surface. Elle donne la valeur de la contrainte de traction σ_t à laquelle on doit soumettre un matériau pour propager la fissure critique. Cette contrainte a approximativement pour valeur

$$(3) \quad \sigma_t = (\gamma E/c)^{1/2}$$

c désignant la demi-longueur de la fissure critique. Griffith donne, en outre, un critère de

résistance dans lequel la résistance à la traction a la valeur σ_t de la relation (3) ; d'après ce critère, la résistance à la compression σ_c est supérieure à la résistance à la traction σ_t , ce qui est généralement observé pour les matériaux fragiles : $\sigma_c/\sigma_t = 8$. De plus, l'angle de la fissure critique, donc du plan de la rupture finale, avec la direction de la contrainte principale majeure est de 90° en traction et de 30° en compression.

Considérons l'élément de volume contenant la fissure critique. D'après la théorie de Griffith, la fissure commence à se propager lorsque la contrainte dans le matériau atteint la valeur donnée par l'équation (3) ; la concentration de contrainte augmente à mesure que la fissure s'agrandit. La différence entre l'énergie de déformation élastique libérée et l'énergie de surface augmente et, de plus, cette différence d'énergie se transmet aux éléments de volume adjacents de sorte que la propagation de la fissure s'accélère ; celle-ci devient instable. Ce processus s'établit en traction. En compression, les défauts du matériau (principalement les fissures) jouent, en tant qu'amplificateurs de contrainte, un rôle moindre qu'en traction. En particulier, les fissures tendent à se refermer, ce qui diminue d'autant leur influence. Bien que la théorie donne une résistance en compression supérieure à celle en traction, l'expérience montre que le rapport σ_c/σ_t est plus grand que le rapport théorique (égal à 8). La théorie de Griffith est surtout en défaut quand la compression axiale est combinée à une pression isotrope latérale. Lorsque les fissures se ferment, les bords de la fissure sont en contact l'un avec l'autre et des forces de frottement se développent ; ces forces modifient l'état de contrainte autour de la fissure et influencent, par conséquent, sa croissance. Une *théorie de Griffith modifiée* a été proposée par McClintock et Walsh (1962) en vue de tenir compte de ces forces de frottement ; elle a été adaptée aux roches par Brace (1960). Cette théorie donne un rapport σ_c/σ_t égal à 10 environ ; cette valeur est encore inférieure aux valeurs expérimentales.

La différence entre la traction et la compression apparaît clairement lorsque l'on étudie expérimentalement la croissance d'une fissure isolée (Brace et Bombolakis, 1963 ; Bombolakis, 1964 ; Hoek et Bieniawski, 1965). En traction, dès que la croissance de la fissure est amorcée, celle-ci continue à se propager dans son plan et

la rupture macroscopique se produit généralement. En compression, la propagation de la fissure est un processus stable et une fissure unique ne conduit pas à la rupture macroscopique. Par conséquent, la résistance à la compression ne peut pas être prévue par la théorie de Griffith.

La théorie de Griffith, basée sur l'équilibre énergie élastique - énergie de surface, est une condition nécessaire mais pas suffisante, pour assurer la rupture fragile complète. En effet, cette théorie ne garantit pas la *propagation* des microfractures, mais uniquement leur initiation. La relation (3) ne donne pas la contrainte de rupture du matériau, mais seulement la contrainte nécessaire pour amorcer la rupture ; cette contrainte serait la contrainte de rupture (en traction) si le matériau était parfaitement homogène, ce qui n'est pas le cas, surtout pour les roches. Lorsque l'initiation de la rupture a eu lieu au niveau d'une fissure, celle-ci ne se propage pas, dans tout le solide, d'une manière immédiate et suivant l'orientation du défaut qui l'a engendrée, à moins qu'elle ne rencontre aussitôt une autre discontinuité de même orientation. La fissure rencontre, sur son parcours, des obstacles qui jouent le rôle de *barrière* par rapport à sa propagation (Pugh, 1967). Ces barrières sont généralement constituées par les discontinuités du matériau : fissures, clivages, macles, limites de grains. Elles peuvent, soit arrêter momentanément ou définitivement la propagation de la fissure, soit en dévier le parcours par rapport à sa direction originelle.

Lors de leur propagation dans les matériaux polycristallins, les microfractures rencontrent les *joins de grains* qui peuvent également constituer des barrières (Cottrell, 1964 ; Pugh, 1967). D'après Orowan (1948-49), il existe deux manières de propagation d'une fracture dans un matériau polycristallin, soit qu'elle traverse directement la limite de grain, soit qu'elle crée en son voisinage une concentration d'énergie qui donne lieu à la formation d'une nouvelle fissure. Dans tous les cas, le passage de la fracture d'un grain à un autre est très certainement lié à l'établissement d'une contrainte critique à l'extrémité de la fissure, c'est-à-dire près de la limite de ce grain. Comme cette contrainte est proportionnelle à $c^{-1/2}$, c désignant la longueur de la fissure, il faut s'attendre à une relation entre la résistance à la rupture du matériau et la racine

carrée du *diamètre des grains* d . Effectivement, pour de nombreux matériaux, la résistance à la rupture est une fonction de $d^{-1/2}$; c'est aussi le cas des roches (Houpert, 1973b).

Lorsqu'une fissure se propage d'un grain à un autre dans un matériau polycristallin, l'énergie élastique libérée n'est que partiellement transformée en énergie de surface. L'énergie élastique est aussi utilisée sous toute autre forme d'énergie absorbée par la rupture, en particulier par le franchissement des barrières s'opposant à la propagation de la fracture. Dans les matériaux ductiles, une certaine partie de l'énergie est absorbée par la déformation plastique au voisinage de la fissure. C'est la raison pour laquelle l'énergie nécessaire à la rupture des polycristaux est supérieure à celle des monocristaux. Orowan (1948-49) et Irwin (1958) ont proposé de remplacer, dans la relation (3), l'énergie de surface spécifique γ par un terme appelé *travail de rupture spécifique* γ' qui est supérieur à γ . L'ordre de grandeur de γ est 1 Jm^{-2} , celui de γ' est 10^3 Jm^{-2} , soit mille fois supérieur (Pugh, 1967). La quantité γ' est le travail, par unité de surface, qui est nécessaire pour vaincre la résistance opposée à la propagation de la fissure. Irwin (1958 et 1960) a proposé de prendre comme paramètre contrôlant la rupture, non pas la valeur maximale des contraintes de traction, ou ce qui revient au même, l'énergie de surface spécifique du matériau, mais l'énergie nécessaire pour développer la fissure ou encore la *force de propagation* de la fissure, désignée par G . La fissure devient instable lorsque G atteint une valeur critique G_0 , caractéristique du matériau et appelée *ténacité* ou *force de résistance à la propagation* de la fissure. L'acier et le verre sont fragiles et leur dureté est comparable, mais le premier est plus résistant que le second ; l'acier a une ténacité supérieure à celle du verre. On montre que $G_0 = 2\gamma$, ou encore, $G_0 = 2\gamma'$. La valeur de G_0 peut être déterminée expérimentalement.

II. — La rupture fragile des roches en compression

Les roches ont généralement un comportement fragile et elles contiennent de nombreuses microfissures orientées dans toutes les directions. La théorie de Griffith de la rupture fragile leur a été tout naturellement appliquée. Une des plus anciennes tentatives en vue de relier

les résultats expérimentaux aux prédictions de la théorie est celle de Robertson (1955). Brace (1964) donne une vue d'ensemble et une critique d'un grand nombre de résultats publiés dans la littérature et portant à la fois sur des essais de traction, de compression et de compression axiale avec pression isotrope. Il se place à un point de vue théorique et compare les résistances ultimes au modèle de Griffith. Certains résultats expérimentaux sont en accord avec la théorie, d'autres ne le sont pas, en particulier les résultats des essais triaxiaux. Par contre, il y a une bonne concordance entre la théorie et l'expérience lorsque l'une des contraintes appliquées est une traction. On trouve d'autres études synthétiques relatives à la rupture fragile des roches, comme celles de Jaeger (1967) et de Murrell (1971). Hoek (1964 et 1968) et Hoek et Bieniawski (1965 et 1966), montrent que la théorie de Griffith s'applique à l'initiation de la rupture à partir de fissures ouvertes, et la théorie de Griffith modifiée à l'initiation à partir de fissures fermées. En choisissant judicieusement le coefficient de frottement qui intervient dans la théorie de Griffith modifiée, ils aboutissent à une bonne concordance entre la théorie et un certain nombre de résultats publiés dans la littérature.

Bieniawski (1967a, b et 1972) a proposé un schéma d'ensemble de la rupture fragile en compression qu'il a établi à partir de recherches effectuées sur des quartzites. Il distingue deux seuils :

1) initiation à la rupture, régie par la théorie de Griffith, donnant lieu à une propagation stable des fractures ;

2) seuil de propagation instable des fractures, auquel s'applique la théorie de Irwin.

Au début de l'application de la charge, la déformation volumique θ diminue linéairement avec la contrainte. A partir du premier seuil, la variation n'est plus linéaire et à partir du second seuil, θ augmente avec la charge. Le premier seuil est atteint au cours de la phase linéaire AB (fig. 1) de la courbe σ - ε et le second correspond au point B, fin du domaine linéaire. Au maximum de la courbe, point C, s'applique la théorie de Mohr.

Des constatations analogues ont été faites par Brace, Paulding et Scholz (1966) qui ont étudié la déformation de volume de différentes

roches cristallines ; ils ont observé que la rupture est accompagnée d'une augmentation de volume à partir d'un certain seuil de contrainte et ils ont appelé *dilatance* cette augmentation de volume, attribuée à la formation de microfractures parallèles à la direction de la contrainte principale majeure (voir également Brace et Byerlee, 1967 ; Brace, 1971 ; Scholz, 1968a et b). Le développement des microfractures avant la fin du domaine linéaire de la déformation axiale a également été mis en évidence par Perami (1965 et 1969) et Perami et Thenoz (1969) sur différents types de granite à l'aide de mesures acoustiques et d'essais de perméabilité. Le phénomène de dilatance a également été observé par Saint Leu et Sirieys (1970). En ce qui concerne la résistance ultime, c'est le critère de Mohr qui peut généralement être appliqué en ce point, en particulier pour les essais sous pression isotrope (Hoek, 1968), mais cela n'est pas toujours le cas (Peng et Johnson, 1972).

Considérons maintenant les phénomènes qui apparaissent lors de la rupture des roches en compression simple contrôlée au moyen d'un système d'asservissement (Houpert, 1973b). La progression de la rupture est un processus complexe qui est essentiellement fonction de la nature de la roche et plus particulièrement de sa *structure*. Toutes les roches contiennent un grand nombre de discontinuités et d'hétérogénéités à l'échelle des grains minéraux : différences de nature et de taille de grains adjacents, limites de grains, plans de clivage, microfissures, pores. Dans un état de contrainte monoaxial de compression, les discontinuités et les hétérogénéités donnent lieu à des contraintes de traction. Comme la résistance à la traction des roches est peu élevée, il y a formation de *microfractures axiales*. En effet, les premières fissures qui se forment lors de la rupture s'orientent parallèlement ou à peu près à la direction de la contrainte appliquée ; elles sont axiales ou subaxiales par rapport à l'éprouvette. Dans le cas d'une éprouvette percée d'un trou circulaire et soumise à une compression monoaxiale, par exemple, des fissures de rupture par traction se développent aux extrémités du diamètre du trou parallèle à la charge et progressent suivant cette même direction ; ce sont des fissures axiales. Ces microfractures et fractures axiales résultent donc vraisemblablement de contraintes de traction induites dans

l'éprouvette et elles apparaissent pour une valeur de la charge qui peut varier de 50 à 95 % de la charge maximale suivant que la roche est homogène ou non. La formation de ces microfractures axiales est généralement considérée comme le mode principal de rupture fragile des roches. Mais ces microfractures ne conduisent pas directement à la formation des macrofractures et à la ruine de l'éprouvette. Dès leur formation, les microfractures se développent puis se stabilisent, d'autres se forment à mesure que la charge croît. L'éprouvette tend à devenir homogène du point de vue de la microfracturation (Fairhurst, Hudson et Wawersik, 1970). La structure du matériau a changé et la ruine de l'éprouvette survient par formation des macrofractures qui sont vraisemblablement des fractures de cisaillement. Peng et Johnson (1972) observent également des microfractures parallèles à la direction de la charge, puis des fractures de cisaillement qui conduisent à la ruine de l'éprouvette.

Dans les roches à texture hétérogène et à gros grains, il y a formation, pour une certaine valeur de la contrainte, de fissures axiales dues à des contraintes de traction. Ces premières manifestations (visibles) de la rupture correspondent vraisemblablement à une contrainte proche de celle du point B sur la courbe de la fig. 1. L'accroissement de la charge produit une augmentation du nombre de fractures et la courbe σ - ϵ s'incurve vers le bas. On atteint ensuite la résistance ultime de l'éprouvette (point C de la fig. 1). La rupture macroscopique se produit dans un matériau très microfracturé. Ces microfractures ont dissipé une partie de l'énergie élastique de l'éprouvette. Dans les roches hétérogènes, la rupture est généralement progressive et peut être contrôlée. Les roches à texture homogène et à grains fins ont un comportement différent. Par suite de l'absence de grandes hétérogénéités, il ne se forme pas ou peu de microfractures axiales de traction et la courbe σ - ϵ reste linéaire jusqu'à la charge maximale. L'ouverture de ces fissures absorbe de l'énergie dans le cas des roches hétérogènes ; si ces fissures ne se forment pas, une plus grande énergie est disponible dans l'éprouvette, ce qui explique la rupture souvent explosive de ces roches, accompagnée de la formation de macrofractures, au moment où la résistance ultime est atteinte. Dans ce cas, il n'est pas possible de contrôler la rupture.

On peut dire que, pour des roches de plus en plus homogènes et dont les grains sont de plus en plus petits, la rupture est de moins en moins progressive et le point B de la fig. 1 se rapproche du point C relatif à la charge maximale. A la limite et pour un matériau parfaitement homogène, la rupture de tous les éléments de l'éprouvette se produit en même temps et les points B et C sont confondus. D'une manière générale, le point C (résistance ultime) représente un stade quelconque du développement de la rupture et de la désagrégation du matériau. Parmi les différents paramètres texturaux d'une roche, c'est la granulométrie qui joue un rôle particulièrement important. D'une part, c'est de la granulométrie que dépendent le caractère progressif ou explosif et le contrôle plus ou moins complet de la rupture. Les roches à grains fins ont un comportement plus fragile que celles à gros grains ou à granulométrie non uniforme (Houpert, 1973a ; Brown et Hudson, 1971). La fig. 2 représente les courbes σ - ϵ relatives à quatre roches de granulométries différentes : les granites de Natzviller, de Senones, de Saulxures et l'aplite de Senones, la dimension moyenne des grains de ces roches étant décroissante suivant cet ordre. Ces courbes ont été réalisées à la même vitesse de déformation. On constate que le

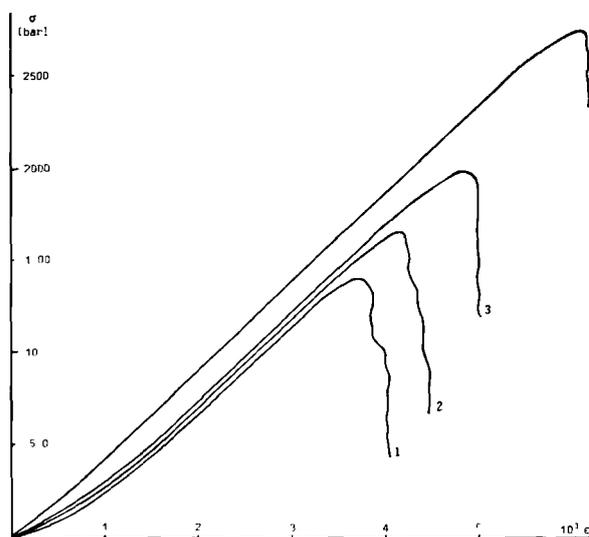


Fig. 2. — Courbes contrainte - déformation des granites de Natzviller (1), de Senones (2), de Saulxures (3) et de l'aplite de Senones (4) ; vitesse de déformation : $2,5 \cdot 10^{-6} \text{s}^{-1}$.

contrôle de la rupture est d'autant plus difficile que la dimension des grains de la roche est plus petite. D'autre part, par suite de la formation de fissures de traction, les roches à gros grains sont généralement plus fragmentées que celles à grains fins. La granulométrie intervient dans le faciès des plans de rupture : ceux des roches à grains fins sont plus lisses et moins rugueux que ceux des roches à gros grains.

En résumé, on peut dire que le processus de la rupture fragile débute par la formation de microfractures, puis de fractures et il se prolonge jusqu'à la ruine de l'éprouvette. Le développement des microfractures est lié à la texture des roches. Dans les roches à texture hétérogène et à gros grains, il y a formation de contraintes de traction qui créent des microfractures axiales ou subaxiales apparaissant à la fin du domaine linéaire de la déformation axiale. Ces microfractures se propagent puis deviennent stables. Dans les roches à texture relativement homogène par rapport aux précédentes et à grains fins, de rares microfractures seulement apparaissent et elles ne précèdent que de peu la charge maximale.

Conclusion

Pour rompre un solide, c'est-à-dire pour créer des surfaces nouvelles dans le matériau, il faut appliquer ou provoquer des contraintes de traction ou des contraintes de cisaillement. Tous les matériaux réels, et en particulier les roches, contiennent des hétérogénéités et des discontinuités ; c'est au niveau de ces défauts que se développent, en compression, les contraintes de traction conduisant à l'initiation de la rupture fragile. Cette initiation a lieu bien avant que la résistance ultime de l'éprouvette ne soit atteinte.

Les considérations théoriques sur la rupture fragile montrent que la théorie de Griffith prévoit essentiellement l'initiation de la rupture. Si en traction, elle peut, dans certains cas, s'appliquer à la rupture macroscopique, elle ne le peut certainement pas en compression. De plus, une restriction est encore imposée, en compression, suivant que les fissures sont ouvertes ou fermées. La théorie de Griffith peut être appliquée à l'initiation de la rupture dans le cas des fissures ouvertes, mais si elles sont

fermées, des forces de frottement se développent et il faut appliquer la théorie de Griffith modifiée.

On peut néanmoins reconsidérer le problème en examinant les conditions dans lesquelles les théories de Griffith et de Irwin ont été établies. Ces théories supposent essentiellement que le matériau est homogène et continu à une échelle relativement petite. L'examen d'une roche cristalline, un granite par exemple, montre qu'à l'échelle des grains, cette roche présente des hétérogénéités de dimensions que l'on peut qualifier de considérables, par rapport à celles qui peuvent exister dans d'autres matériaux. Ces hétérogénéités sont essentiellement liées à une distribution granulométrique très étendue et à la composition généralement pluriminérale des roches cristallines. Ces roches contiennent, en outre, des microfissures très nombreuses, intercristallines, intracristallines et transcristallines. Les hétérogénéités créent des contraintes au niveau des contacts entre les grains de taille ou de nature différentes et les microfissures perturbent également la répartition des contraintes (vis-à-vis d'un état de contrainte homogène). On peut d'ailleurs se demander quel est le rôle de ces microfissures à l'égard de celui des "fissures de Griffith" d'un matériau homogène ou supposé tel. Dans les roches cristallines, les fissures sont rarement droites ; elles sont le plus souvent sinueuses ou en ligne brisée et présentent fréquemment des bifurcations ou des jonctions. On peut également se demander si le concept de Irwin, par exemple, peut s'appliquer au cas d'une roche très microfracturée et dans laquelle la répartition des contraintes est fort complexe. Le schéma proposé par Bieniawski est certes séduisant, mais il convient de remarquer qu'il a été établi pour un quartzite, roche généralement monominérale et à grains très fins. Mais ce schéma est-il applicable aux autres types de roches ? Il est d'ailleurs mis en doute par Sangha et Dhir (1972) à partir d'essais réalisés sur un grès. Ces considérations relatives au cadre dans lequel les théories de Griffith et de Irwin ont été établies et à celui dans lequel elles sont appliquées en Mécanique des Roches, permettent d'avoir certains doutes quant à l'universalité de leur application.

Dans une roche soumise à un effort de compression, il est vraisemblable qu'une fissure puisse se propager à partir d'une certaine

valeur de la contrainte appliquée et que l'interaction des fissures soit possible. Mais il est peu probable que la rupture macroscopique se produise à partir de l'interaction de plusieurs fissures résultant, initialement, de la croissance d'une seule d'entre elles. Les hétérogénéités, peut-être plus que les fissures, sont à l'origine de la rupture des roches. En effet, très souvent, les premières manifestations de la rupture se traduisent par la formation de microfractures orientées suivant la contrainte appliquée et particulièrement visibles dans les roches à gros grains. Ces microfractures, dues à des contraintes de traction, prennent naissance au niveau des grandes hétérogénéités et ne résultent pas nécessairement de la croissance de discontinuités préexistantes dans le matériau. Après la formation et la propagation de ces microfractures, des fractures se développent dans l'éprouvette. La formation de ces fractures et des macrofractures a lieu dans un matériau très microfissuré et dont la répartition des contraintes est, de surcroît, perturbée par les gradients de contrainte résultant des conditions aux limites de l'éprouvette. Ces macrofractures sont certainement des fractures de cisaillement. A ce stade, la rupture est devenue particulièrement complexe.

Il est peu probable que la rupture des roches en compression simple puisse être décrite par un seul critère. Les critères utilisés à l'heure actuelle semblent trop simplifiés pour pouvoir s'appliquer à toutes les roches et parfois même à une famille de roches. Néanmoins, le fait que

leurs prévisions concordent dans certains cas avec les résultats expérimentaux, montre le bien-fondé de l'hypothèse fondamentale qui est à la base des théories de la rupture fragile, à savoir que la rupture est à l'origine de *transformations d'énergie instables* dans le matériau. Il convient de rappeler, à ce propos, que le concept fondamental de la théorie de Griffith réside dans l'équilibre instable entre l'énergie de déformation élastique et l'énergie de surface du matériau.

Enfin, il n'existe pas, à l'heure actuelle, de modèle théorique satisfaisant qui s'adapte à la rupture fragile en compression. En effet, en compression, la fissure de rupture, après initiation, progresse puis devient stable. Certaines études actuelles concernant la compression (sur des roches), s'orientent vers la recherche d'un critère de propagation instable de la rupture basé sur la force de propagation critique. Cotterell (1972) a montré que l'initiation de la rupture en traction et en compression se produit au moment où la force de propagation atteint une valeur critique, mais que, si en traction, cette force augmente avec la croissance de la fissure, elle atteint, en compression, une valeur maximale et décroît ensuite lorsque la fissure se propage. Il reste que la rupture fragile en compression est encore mal connue, qu'il existe des différences fondamentales entre la rupture en compression et celle en traction et qu'il n'est pas possible de passer des problèmes de la traction à ceux de la compression en changeant simplement les signes.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BIENIAWSKI Z.T. (1967a). — Stability concept of brittle fracture propagation in rock. *Eng. Geol.*, vol. 2, p. 149-162.
- 2) BIENIAWSKI Z.T. (1967b). — Mechanism of brittle fracture of rock; part. I: theory of the fracture process; part. II: experimental studies; part. III: fracture in tension and under long-term loading. *Internat. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 4, p. 395-430.
- 3) BIENIAWSKI Z.T. (1972). — Propagation of brittle fracture in rock. In Gray K.E., *Basic and applied rock mechanics*, Proc. 10th Symp. Rock Mech., Univ. Texas, Austin, 1968, *Amer. Inst. Min. Metall. Petrol. Eng.*, New-York., p. 409-427.
- 4) BOMBOLAKIS E.G. (1964). — Photoelastic investigation of brittle crack growth within a field of uniaxial compression. *Tectonophysics*, vol. 1, p. 343-351.
- 5) BRACE W.F. (1960). — An extension of the Griffith theory of fracture to rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 65, p. 3477-3480.
- 6) BRACE W.F. (1964). — Brittle fracture of rocks. In Judd W.R., *State of stress in the earth's crust*, Proc. Internat. Conf., Santa Monica, 1963, *Amer. Elsevier Publish. Comp.*, New-York, p. 111-174.
- 7) BRACE W.F. (1971). — Micromechanics in rock systems. In Te'Eni M., *Structure, solid mechanics and engineering design*, Proc. Civ. Eng. Mat. Conf., Southampton, 1969, *Wiley-Interscience*, London, vol. 1, p. 187-204.
- 8) BRACE W.F. et BOMBOLAKIS E.G. (1963). — A note on brittle crack growth in compression. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 3709-3713.

- 9) BRACE W.F. et BYERLEE J.D. (1967). — Recent experimental studies of brittle fracture of rocks. In Fairhurst C., *Failure and breakage of rock*, Proc. 8th Symp. Rock Mech., Univ. Minnesota 1966, Amer. Inst. Min. Metall. Petrol. Eng., New-York, p. 58-81.
- 10) BRACE W.F., PAULDING B.W. Jr et SCHOLZ C. (1966). — Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 71, p. 3939-3953.
- 11) BROWN E.T. et HUDSON J.A. (1971). — The influence of micro-structure on rock fracture on the laboratory scale. In *Fissuration des roches*, C.R. Symp. Internat. Méc. Roches, Nancy, vol. 1, comm. 2-20, 11 p.
- 12) COTTERELL B. (1972). — Brittle fracture in compression. *Internat. J. Fract. Mech.*, vol. 8, p. 195-208.
- 13) COTTRELL A.H. (1964). — *The mechanical properties of matter*. Wiley, New-York, 430 p.
- 14) FAIRHURST C., HUDSON J.A. et WAWERSIK W.R. (1970). — Die Mechanik von Verformung und Bruch von Gesteinsproben im Labormasstab. *Bericht 10. Ländertreffen Internat. Büro Gebirgsmech.*, Leipzig 1968, Akad.-Verlag, Berlin, p. 206-225.
- 15) GRIFFITH A.A. (1920). — The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, sér. A, vol. 221, p. 163-198.
- 16) GRIFFITH A.A. (1924). — The theory of rupture. *Proc. 1st Internat. Congr. Appl. Mech.*, Delft, p. 55-63.
- 17) HOEK E. (1964). — Fracture du massif autour des excavations du fond. *C.R. 4^e Conf. Internat. Contrôle Terrains Méc. Roches*, Columbia Univ., New-York, p. 356-372.
- 18) HOEK E. (1968). — Brittle failure of rock. In Stagg K.G. et Zienkiewicz O.C., *Rock mechanics in engineering practice*. Wiley, London, p. 99-124.
- 19) HOEK E. et BIENIAWSKI Z.T. (1965). — Brittle fracture propagation in rock under compression. *Internat. J. Fract. Mech.*, vol. 1, p. 137-155.
- 20) HOEK E. et BIENIAWSKI Z.T. (1966). — Fracture propagation mechanism in hard rock. *C.R. 1^{er} Congr. Internat. Méc. Roches*, Lisbonne, vol. 1, p. 243-249.
- 21) HOUPERT R. (1973a). — La propagation de la rupture en compression dans les roches cristallines. *Proc. 3rd Internat. Congr. Fract.*, München, vol. 10, comm. 9-421, 5 p.
- 22) HOUPERT R. (1973b). — *Comportement mécanique des roches cristallines à structure quasi isotrope*. Thèse Doct. ès Sci., Nancy.
- 23) IRWIN G.R. (1958). — Fracture. In Flügge S., *Handbuch der Physik*, vol. 6, *Elastizität und Plastizität*, Springer, Berlin, p. 551-590.
- 24) IRWIN G.R. (1960). — Fracture mechanics. In Goodier J.N. et Hoff N.J., *Structural mechanics*, Proc. 1st Symp. Naval Struct. Mech., Stanford Univ., 1958, Pergamon, Oxford, p. 557-591.
- 25) JAEGER J.C. (1967). — Brittle fracture of rocks. In Fairhurst C., *Failure and breakage of rock*, Proc. 8th Symp. Rock Mech., Univ. Minnesota, 1966, Amer. Inst. Min. Metall. Petrol. Eng., New-York, p. 3-57.
- 26) McCLINTOCK F.A. et WALSH J.B. (1962). — Friction on Griffith cracks in rocks under pressure. *Proc. 4th U.S. Nat. Congr. Appl. Mech.*, Berkeley, Amer. Soc. Mech. Eng., New-York, p. 1015-1021.
- 27) MURREL S.A.F. (1971). — Micromechanical basis of the deformation and fracture of rocks. In Te'Eni M., *Structure, solid mechanics and engineering design*, Proc. Civ. Eng. Mat. Conf., Southampton 1969, Wiley-Interscience, London, vol. 1, p. 239-248.
- 28) OROWAN E. (1948-49). — Fracture and strength of solids. *Rep. Progr. Phys.*, vol. 12, p. 185-232.
- 29) PENG S. et JOHNSON A.M. (1972). — Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite. *Internat. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 9, p. 37-86.
- 30) PERAMI R. (1965). — Sur les microfissures de roches soumises à des efforts uniaxiaux. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 260, p. 1209-1212.
- 31) PERAMI R. (1969). — Etude expérimentale de la microfissuration sous charge des solides hétérogènes. *C.R. Coll. Géotech.*, Toulouse, p. 1.41-1.56.
- 32) PERAMI R. et THENOZ B. (1969). — Comparaison des comportements de divers granites soumis à des essais uniaxiaux de microfissuration. *C.R. 2^e Coll. Fissuration des Roches*, Paris, *Rev. Industr. Minér.*, n° spéc. 15 juillet 1969, p. 50-62.
- 33) PUGH S.F. (1967). — The fracture of brittle materials. *Brit. J. Appl. Phys.*, vol. 18, p. 129-162.
- 34) ROBERTSON E.C. (1955). — Experimental study of the strength of rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 66, p. 1275-1314.
- 35) SAINT LEU C. et SIRIEYS P.M. (1970). — Déformations des roches fragiles sous champs de contraintes homogènes et hétérogènes. *C.R. 2^e Congr. Internat. Méc. Roches*, Belgrade, vol. 1, comm. 2-18, 6 p.
- 36) SANGHA C.M. et DHIR R.K. (1972). — Influence of time on the strength, deformation and fracture properties of a Lower Devonian sandstone. *Internat. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 9, p. 343-354.
- 37) SCHOLZ C.H. (1968a). — Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, p. 1417-1432.
- 38) SCHOLZ C.H. (1968b). — Experimental study of the fracturing process in brittle rock. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, p. 1447-1454.

La rupture des roches et des massifs rocheux dans les travaux de Génie Civil ou Minier

par P. HABIB (*)

Sommaire. — La rupture, la déformabilité et de nombreuses propriétés physiques des roches et des massifs rocheux sont liées essentiellement à la fissuration. Le jeu des fissures et leur développement avant la dislocation conditionnent le comportement mécanique et la distribution des contraintes. Des essais mécaniques permettent de définir la résistance des fissures et de préciser leur description.

Summary. — Failure, deformability and many physical properties of rocks and rock masses are essentially linked to cracking. The occurrence of fissures and their development before dislocation condition the mechanical behaviour and stress distribution. It is possible to obtain fissures strength characteristics by laboratory tests.

Ce qui distingue les roches et les massifs rocheux des autres matériaux pour les problèmes posés par l'activité des Ingénieurs dans les travaux de mines, de carrières, de tunnels, de fondations de barrages, de stabilité de pentes, ce sont les discontinuités introduites par la fissuration. Ce sont en effet ces discontinuités qui régissent l'essentiel du comportement mécanique jusqu'à la rupture.

Pour la matrice minérale, la micro-fissuration est liée aux craquelures intra-cristallines ou situées aux joints de grain. Elles ont été engendrées par l'hétérogénéité et l'anisotropie des dilatations thermiques et des déformations élastiques élémentaires des polycristaux.

Pour les massifs rocheux, la fissuration est liée à la stratification, aux diaclases, ainsi qu'aux failles et cassures associées.

Les fissures peuvent être définies comme des vides plats, dont le rapport de l'épaisseur à la largeur est petit, de l'ordre de 10^{-3} . Le

volume de cette porosité dépasse rarement, dans la matrice rocheuse, $\Delta V/V = 50 \cdot 10^{-4}$, ce qui est bien inférieur à la porosité globale des pores et canalicules qui peut atteindre 10 % et parfois davantage. Le volume de la fissuration active peut être plus faible encore dans un massif, et les discontinuités peuvent être remplies de matériaux d'apport ou de décomposition sur place. Ce tout petit volume commande tout le comportement mécanique, c'est-à-dire la résistance à la rupture, la déformabilité, l'anisotropie, la dispersion et l'effet d'échelle.

Mais, il ne faut pas oublier que le reste du comportement physique est fortement influencé par la fissuration, et notamment les phénomènes de transfert et de conductance : perméabilité à l'eau ou au gaz, célérité des ondes acoustiques ou ultra-sonores longitudinales et transversales, conductibilité thermique, conductibilité électrique. Des propriétés comme l'altération, l'altérabilité ou la gélivité sont elles aussi très influencées par les discontinuités existantes. En définitive, les paramètres pratiquement indépendants de la fissuration sont ceux qui sont liés aux forces de volume (masses, poids, densités) ou à des grandeurs liées au volume (chaleur spécifique, teneur en eau, porosité...).

(*) Laboratoire de Mécanique des Solides (Ecole Polytechnique et Ecole Nationale supérieure des Mines de Paris).

Note déposée le 6 Juin 1975.

Dans le domaine du Génie Civil, des barrages et des tunnels, dans le domaine des mines et carrières, l'échelle importante est celle de la fissuration du massif.

Par contre, pour les forages, et d'une façon générale, pour la destruction, le broyage, la comminution, l'échelle est celle du grain et de la micro-fissuration. L'une ou l'autre peuvent être très régulière ou non, très isotrope ou non.

Donnons quelques précisions sur le comportement mécanique, c'est-à-dire sur la déformabilité et sur la résistance.

1) Déformabilité des massifs rocheux.

Supposons que sous une augmentation de pression de zéro à 10 MPa (100 bar) la porosité de fissure d'une roche soit complètement fermée par le phénomène du serrage, et supposons que cette porosité soit de l'ordre de $30 \cdot 10^{-4}$. La déformation associée au serrage dans une direction est donc $\varepsilon_1 = 1\%$; le module de Young correspondant en compression simple est alors :

$$E = \frac{\sigma}{\frac{\Delta l}{l}} = 10\,000 \text{ MPa (100\,000 bar)}$$

C'est une valeur courante au début du chargement d'une roche modestement fissurée ; c'est cependant le quart ou le sixième du module des matériaux cristallins constituant la matrice, et ceci justifie ce qui a été dit plus haut, à savoir que les déformations les plus grandes sont celles des fissures bien plus que celles de la matière elle-même.

2) Résistance à la rupture.

Un massif ne se rompt que suivant des fissures préexistantes, avec quelques rares relais dans le matériau sain. Ceci est vrai en Génie Civil, en mines et en carrières ; c'est vrai aussi en matière de tremblements de terre qui ne sont pas produits par une nouvelle cassure de l'écorce terrestre, mais par le jeu de fractures déjà créées depuis longtemps ; et de même que lorsque l'on parle de la rupture d'un massif de sable on ne parle pas de la rupture des grains, quand on parle de la rupture d'un massif rocheux il faut étudier le jeu

des fissures et de leurs extensions. Pour les applications des travaux de l'Ingénieur, la matrice rocheuse est moins sollicitée que le béton de nos ouvrages. Or, la roche a, en général, une résistance supérieure à celle du béton : c'est bien pour cela que l'on fait des agrégats avec des roches pour fabriquer du béton, et d'ailleurs, pour faire des agrégats on casse une roche saine en développant des fissures préexistantes et en évitant soigneusement d'introduire de nouvelles fissures dans les agrégats.

Si on exerce une traction perpendiculairement au plan de la fissure, celle-ci s'ouvre et s'étend dans son plan : c'est la rupture dite en "mode I". Sollicitée en cisaillement dans son propre plan, la fissure ne s'étend pas en "mode II", probablement à cause des frottements face contre face, mais elle casse près de l'extrémité et naît alors une fissure secondaire qui se développe en direction de la contrainte majeure. Le "mode III" enfin (ou dislocation vis) n'a pas encore été signalé comme exemple de rupture d'un massif, même si son existence théorique paraît possible, notamment au niveau de la micro-fissuration.

Le jeu irréversible de toutes ces discontinuités et la naissance de fissures secondaires se reconnaissent globalement par l'apparition de seuils ou de non-linéarités fortes dans les courbes efforts-déformations, notamment pour les déformations perpendiculaires à la direction de la sollicitation majeure, ainsi que pour les variations de volume. Le serrage des fissures se traduit par une variation de volume assez facile à identifier.

3) Transmission des contraintes.

Liée aux comportements de déformation et de rupture, la transmission des contraintes dans un massif est fonction de la structure de la fissuration. En effet, dans la mesure où les plans de discontinuité des joints ne supportent pas (ou peu) de cisaillement sans glisser, il en résulte de profondes modifications du champ des contraintes. Ainsi, une cavité souterraine dans un milieu stratifié horizontalement apporte une perturbation qui se fait sentir beaucoup plus haut et beaucoup plus bas, au-dessus et au-dessous de la cavité, et par contre beaucoup moins loin dans la direction horizontale que si le milieu était homogène et sans joints.

4) Evaluation des dangers de rupture.

Puisque la fissuration d'un massif commande les mécanismes de rupture, il importe de la définir avec soin. La démarche à suivre pour la reconnaissance d'un massif est la suivante :

a) Description géométrique de la fissuration.

Pour commencer, il faut décrire la fissuration et déterminer les familles principales, si l'on peut les isoler, leur pendage, leur orientation et leur fréquence. Nous n'insisterons pas ici sur les modes de représentations qui ont été proposés et qui sont actuellement bien connus.

b) Evaluation des propriétés mécaniques des joints.

Des essais en place sur les discontinuités, ou au Laboratoire sur des échantillons de joints, sont toujours utiles pour la déformabilité et pour la rupture. Les résultats déjà acquis montrent la différence entre les cassures vides et les joints remplis de matériaux détritiques dont le critère de rupture est celui de Coulomb :

$$t = c + n \operatorname{tg} \Phi$$

avec tous les problèmes classiques de la mécanique des sols : pression interstitielle, drainage du matériau ou vitesse d'essai.

Les fissures sans remplissage ont souvent des propriétés de frottements anisotropes dans leur plan et présentent de la dilatance : sous l'effet du déplacement de glissement commençant, l'un des bords de la fissure se déplace avec un vecteur vitesse, par rapport à l'autre bord, faisant un angle α avec la direction moyenne de la fissure. Si ψ est angle de frottement physique de la roche sur elle-même, le critère de rupture est : $t = n \operatorname{tg} (\psi + \alpha)$ où $\psi + \alpha = \Phi$ peut être très grand. Après un certain parcours, la dilatance cesse, il ne reste plus que ψ ou plutôt ψ' , angle de frottement physique après usure, et l'on retrouve la notion de cisaillement résiduel, classique en Mécanique des Sols, mais ici plus importante encore à cause de la diffé-

rence, souvent très grande, entre la résistance maximale et la valeur asymptotique.

Une situation intermédiaire peut exister lorsque les fissures sont peu épaisses mais remplies de matériau d'apport. Si le remplissage argileux est mince par rapport à la hauteur moyenne des irrégularités de la fissure, tout se passe comme si le sol n'apportait qu'une cohésion supplémentaire peut-être d'ailleurs beaucoup plus grande que la cohésion propre. Si le joint est plus épais, l'effet de cohésion diminue et disparaît pratiquement lorsque l'épaisseur du remplissage est, d'après Goodmann, de l'ordre de 1,4 fois l'épaisseur des irrégularités. Dans ce cas, le déplacement qui permet d'atteindre le maximum de résistance s'en trouve augmenté, et l'introduction d'un élément de résistance dû à un sol peut faire apparaître une résistance à court terme nettement supérieure à la résistance à long terme. Enfin, il faut s'assurer des possibilités de glissement orienté des joints, et voir s'il n'existe pas d'impossibilités cinématiques dues au verrouillage de certains systèmes de fissures.

c) Evaluation des forces.

L'analyse du danger de rupture nécessite une évaluation des efforts exercés sur tout ou partie du massif. En général, il n'y a pas d'incertitude sur les forces extérieures apportées par la construction des structures. Par contre, l'estimation du poids propre appelle une évaluation précise des volumes susceptibles d'entrer en mouvement, et ceci nous ramène à l'incertitude de la reconnaissance et de la définition de la position des discontinuités.

Enfin, les sous-pressions hydrauliques dans les joints sont parmi les plus grandes forces qui règlent les équilibres possibles et la connaissance des pressions interstitielles en place par mesures directes, ainsi que celle de l'efficacité des drainages envisageables sont souvent des éléments prépondérants de la mise au point d'un projet.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BARTON N. (1974). — A Review of the Shear Strength of filled Discontinuities in Rock. Norges geotekniske Institutt, Publication n° 105.
- 2) BERNAIX J. (1974). — Propriétés mécaniques des roches et des massifs rocheux. *Comptes rendus du*

troisième Congrès de la Société Internationale de Mécanique des Roches, Denver (Colorado). *Progress en Mécanique des Roches*, Vol. I, t. A, p. 39-68.

- 3) HABIB P. (1974). — Précis de Géotechnique, in Dunod, Ch. 11.

Influences de la fracturation des massifs rocheux sur les travaux souterrains

par D. FOURMAINTRAUX (*)

(Planche XV)

Sommaire. — Les discontinuités affectant un massif rocheux ont une influence déterminante sur son comportement mécanique. En travaux souterrains, elles constituent tout d'abord un paramètre de la forabilité du rocher ; leurs caractéristiques géométriques, mécaniques et hydrauliques déterminent ensuite la stabilité de l'excavation par la nature et le dimensionnement du soutènement qu'elles nécessitent.

Summary. — The discontinuities affecting a rock mass have a great influence on its mechanical behaviour. In tunnelling they are one of the parameters of rock forability ; their geometrical, mechanical and hydraulic properties determine the stability of excavation by the type and design of support they require.

Les travaux souterrains, et en particulier ceux du Génie Civil, présentent dans leur réalisation deux aspects contradictoires. Dans un premier temps il faut s'ingénier à détruire l'édifice rocheux pour y réaliser un espace vide ; tous les moyens, même les plus brutaux, sont utilisés. Puis, immédiatement après, il faut alors tout mettre en œuvre pour éviter que le massif ne se referme sur le vide créé : on le traite alors parfois avec les plus grands égards.

Durant ces deux opérations, on utilise ou on s'oppose aux mêmes caractéristiques de résistance et de déformabilité de la roche et des discontinuités qui affectent la grande majorité des massifs rocheux : joints de stratification, failles, joints de cisaillement, diaclases, fissures, schistosité, foliation et autres joints tectoniques, fractures ouvertes diverses dues à la décompression, la karstification ou le retrait. Ces discontinuités jouent un rôle de premier plan dans l'exécution des ouvrages souterrains et leur stabilité, en particulier par l'intermédiaire des conditions hydrauliques qu'elles contrôlent largement. L'eau est bien souvent à l'origine

des plus grandes difficultés rencontrées en travaux souterrains.

Après un examen rapide des paramètres caractéristiques du comportement mécanique des discontinuités, les moyens les plus couramment mis en œuvre pour leur reconnaissance seront évoqués. Le rôle de l'eau sera précisé par quelques exemples, puis suivant l'ordre de l'exécution des travaux, le rôle des discontinuités dans l'abattage du massif et la stabilité de l'excavation sera présenté dans divers cas.

I. — LE COMPORTEMENT MECANIQUE DES DISCONTINUITES

Les discontinuités sont des hétérogénéités de faible épaisseur dans la masse rocheuse ayant des caractéristiques de déformabilité et de résistance plus faibles que la masse.

La résistance à une sollicitation de traction normalement au plan de la discontinuité est faible, sauf dans le cas de l'existence de ponts de matière entre les épontes. La résistance est alors fonction du degré de séparation χ qui est égal au rapport de l'aire des ponts à l'aire totale de la discontinuité.

(*) Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées, Paris.
Note déposée le 25 Octobre 1975.

Une sollicitation de compression normale σ_n provoque une concentration des déformations au niveau de la discontinuité ; de même dans le cas d'une sollicitation tangentielle τ . Les déformations de la discontinuité se caractérisent alors par les relations entre l'effort normal et le déplacement tangentiel ; ces deux relations permettent d'en exprimer une troisième entre l'effort de cisaillement τ et l'effort normal σ_n caractéristique d'un comportement au cisaillement.

On distingue classiquement les comportements en cisaillement suivants, schématisés sur la fig. 1.

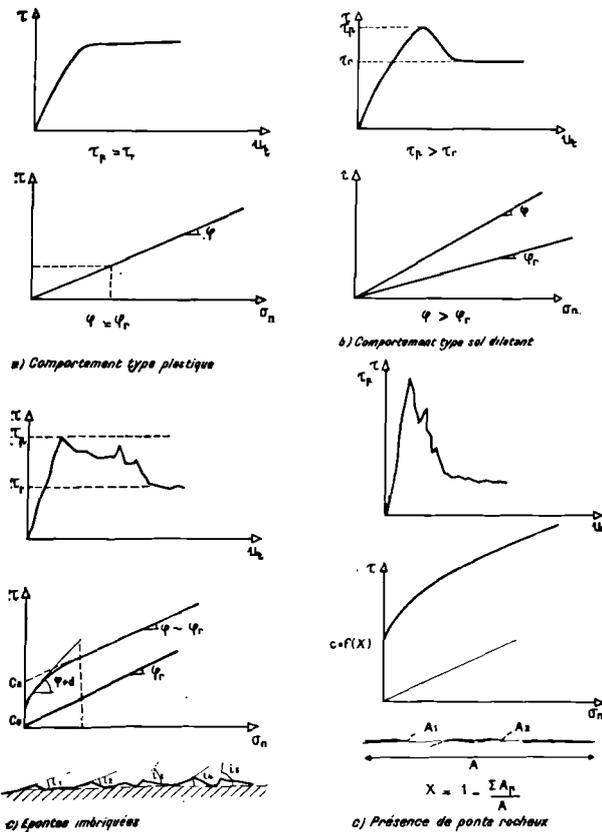


Fig. 1. — Résistance au cisaillement des discontinuités.

a) Comportement type "sol plastique".

Il correspond au cas de discontinuité dont les épentes planes sont en contact, lisses ou peu rugueuses ou bien dont les épentes sont

séparées par une épaisseur notable d'un matériau peu consistant (type argile). L'effort tangentiel augmente avec le déplacement tangentiel jusqu'à un palier : il n'y a pas de pic de résistance au cisaillement.

En fonction de l'effort normal, la résistance au cisaillement augmente, sans présenter de cohésion initiale. On exprime un angle de frottement ϕ correspondant soit au frottement roche-roche ou au frottement interne du matériau de remplissage.

b) Comportement type "sol dilatant".

C'est le cas de discontinuités aux épentes planes et rugueuses ou bien remplies d'un matériau granulaire (brèche, argile schisto-gréseuse, p. e.).

La résistance au cisaillement présente une valeur de pic supérieure à une valeur résiduelle obtenue après un certain déplacement. La rupture s'accompagne en effet d'une légère dilatance i , correspondant au rapport du déplacement normal U_n au déplacement tangentiel U_t

$$i = \frac{U_n}{U_t}$$

L'angle de frottement ϕ présente également une valeur de pic supérieure à une valeur résiduelle assez faible.

c) Le cas d'épentes irrégulières et imbriquées.

Il correspond au modèle de Patton qu'a modifié et interprété Barton : le cisaillement s'accompagne d'une dilatance importante d liée aux angles d'incidence i des aspérités,

$$d = \frac{U_t}{U_n} = \bar{i}$$

Cette dilatance varie avec la contrainte normale en fonction du rapport σ_c/σ_n , σ_c étant la résistance en compression simple de la roche des épentes. Sous de faibles contraintes normales, la dilatance est importante et le frottement est supérieur au frottement roche-roche. Lorsque la contrainte normale croît, les aspérités d'angle i sont cisailées progressivement amenant une cohésion apparente C_a , tandis que le frottement tend vers la valeur du frottement roche-roche, résiduel.

d) *Le cas de l'existence de ponts de matière rocheuse entre les épontes.*

Leur résistance au cisaillement introduit une cohésion qui est proportionnelle au degré de séparation χ , $c = f(\chi)$. Une fois ces ponts cisailés, le frottement tend vers le frottement roche-roche.

Nous pouvons ainsi dégager les paramètres des discontinuités caractérisant leur comportement :

- l'épaisseur (ou l'ouverture) e ,
- le degré de séparation χ ,
- la nature du matériau de remplissage (argile plastique, argile raide, brèche, etc.),
- la rugosité des épontes, correspondant aux aspérités inférieures au centimètre,
- l'imbrication et le degré d'imbrication des épontes.

Hormis ces caractéristiques intrinsèques des discontinuités, le comportement du massif sera principalement fonction de la fréquence et de la répartition de la fracturation qui l'affecte.

II. — Méthodes de reconnaissance des discontinuités des massifs rocheux

Le lever géologique structural de terrain réalisé sur les affleurements est une opération fondamentale. Il permet le repérage des principales directions de fractures et leurs pendages et met en évidence le caractère organisé ou dispersé de la fracturation. On établit ainsi des diagrammes polaires permettant d'apprécier l'orientation des blocs élémentaires. Cependant, ce lever de surface est parfois difficile à réaliser, et les discontinuités peuvent souvent être masquées ou déformées par des phénomènes superficiels (constructions, altérations ou plaquages alluviaux, décompression, poli glaciaire, fauchage des versants p. e.). Il doit alors être complété par d'autres méthodes de reconnaissance et quantification.

Les sondages carottés constituent la méthode de reconnaissance la plus largement employée, malgré leur coût relativement élevé. Leur implantation judicieuse se fera ainsi à partir des données du lever de terrain. Les sondages inclinés, encore trop peu utilisés, se révèlent souvent plus intéressants pour la reconnaissance des structures.

La densité de fracturation du massif est évaluée à partir des carottes obtenues. Divers indices ont été définis et proposés ; le RQD (Rock Quality Designation) de Don Deere correspond au rapport de la longueur cumulée des carottes longues de plus de 10 cm à la longueur totale de la passe de sondage. Il donne ainsi une indication globale très intéressante, corrélée par ailleurs à l'espacement moyen des fractures et la taille moyenne des blocs. Controversé comme tous les indices globaux, il présente l'avantage d'être simple et relativement rapide à calculer et surtout d'être en voie d'utilisation quasi générale internationalement. Il est à la base de plusieurs classifications des massifs rocheux.

L'étude des carottes fournies par ces sondages permet entre autres de quantifier les discontinuités fines affectant les blocs matriciels (microfissuration), à l'aide de l'indice de qualité IQ, qui correspond au rapport de la célérité des ondes longitudinales mesurée V_1 à leur célérité maximale V_1^* dans un milieu minéralogiquement identique, mais dépourvu de discontinuités, calculée.

La comparaison de l'indice de qualité IQ à la porosité totale n des blocs matriciels permet de déterminer la densité de fracturation affectant ces blocs (fig. 2).

Cette microfissuration joue un rôle important dans les caractéristiques de forabilité de la roche p. e.

Le coût élevé des sondages carottés gêne leur multiplication. Les sondages destructifs, beaucoup moins coûteux, permettent d'augmen-

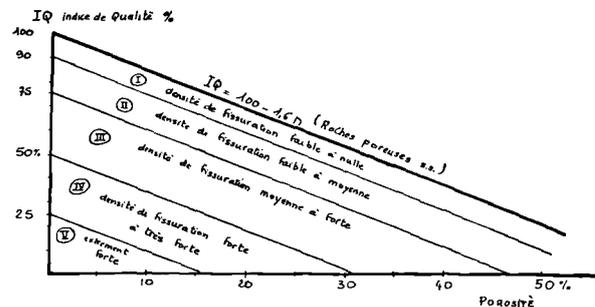


Fig. 2. — Description de la densité de fissuration des blocs matriciels à l'aide de l'Indice de Qualité.

ter le volume d'informations grâce à l'emploi des diagraphies. En cours de forage, on réalise des diagraphies instantanées des vitesses d'avancement de l'outil et d'accélération dans le train de tige. Elles mettent en évidence les discontinuités et renseignent sur la qualité des épontes. Les sondes de radioactivité naturelle mettent en évidence les niveaux argileux. Nous insisterons sur la diagraphie sonore réalisée par le "carottage sismique". Elle consiste en la mesure de la célérité des ondes dans la paroi du sondage réalisée de façon discontinue sur des bases courtes successives. Les valeurs de la célérité V_{1cs} peuvent être interprétées de la même façon que les célérités V_1 obtenues sur échantillons : on détermine ainsi un Indice de Qualité IQcs en carottage sismique dont la répartition au long du sondage recoupe bien les indications du RQD (fig. 3).

L'indice de qualité en carottage sismique est égal au rapport de la célérité V_{1cs} mesurée à la célérité maximale V_1^* calculée à partir de la composition minéralogique.

III. — L'eau et les discontinuités

Les venues d'eau jouent un rôle essentiel en travaux souterrains. La prévision des venues d'eau et la détermination de la perméabilité des terrains sont difficiles. La perméabilité des massifs rocheux est essentiellement liée à leur fissuration : une fissure de 1/10 mm par mètre conduit à une perméabilité de l'ordre de 10^{-4} cm/s dans la direction des fissures. Le réseau des discontinuités constitue un réseau d'écoulement, la galerie creusée doit être considérée comme une discontinuité supplémentaire de grande taille qui tend à drainer le massif. L'analyse des écoulements permanents et la répartition du potentiel hydraulique nécessite la connaissance de la distribution des discontinuités et leurs paramètres hydrauliques. D'autre part, il faut tenir compte de l'influence des contraintes sur les conductivités hydrauliques des fissures : la conductivité hydraulique d'une fissure variant avec le carré de son ouverture, les modifications de l'état de contrainte qui entraînent des variations de cette ouverture déterminent de très grandes variations du potentiel hydraulique dans le massif. Des essais piézométriques en sondages permettent de vérifier la validité des modèles hydrauliques utilisés. Outre la gêne

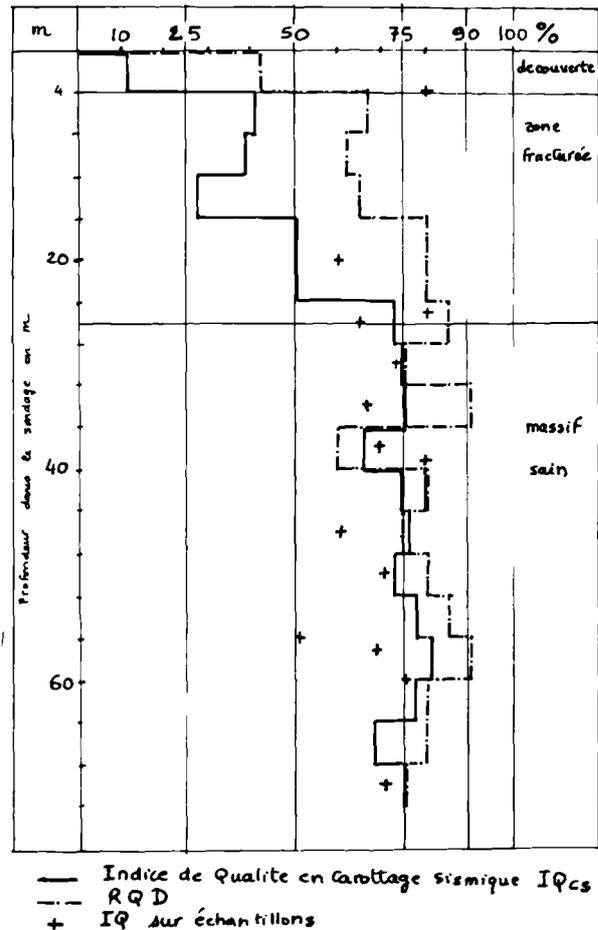


Fig. 3. — Comparaison entre la description de la fracturation d'un massif calcaire à l'aide du RQD et à l'aide de l'indice de Qualité en carottage sismique IQcs.

constante qu'elles amènent en galerie, les venues d'eau prennent souvent un caractère dangereux, en particulier à l'approche des discontinuités majeures, telles les chevauchements, zones broyées ou de décollement, les failles. L'étude des écoulements en avant du front de taille montre que les gradients hydrauliques à proximité du front de taille sont inversement proportionnels à la distance L le séparant de la discontinuité : ils croissent d'autant plus rapidement que le chantier avance vers l'accident. Il peut alors se produire un éclatement du front de taille provoquant un débouffrage brutal en galerie de l'eau et des matériaux de remplis-

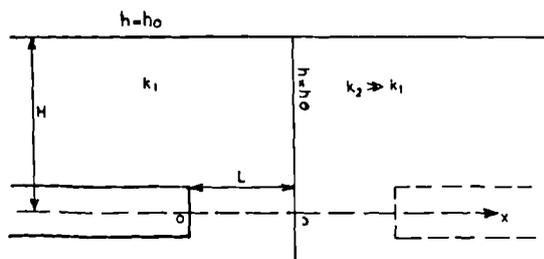


Fig. 4. — Ecoulements en avant du front de taille à l'approche d'une zone à forte perméabilité. Schéma analytique.

sage rendus eux-mêmes bouillants par les gradients hydrauliques élevés. Le remblayage de la galerie peut être extrêmement important. L'un de ces accidents le plus spectaculaire s'est produit au cours du percement du tunnel d'Awali au Liban. La galerie était creusée sous 1 000 m de couverture dans des grès mal cimentés ; les pressions d'eau lors du débouillage ont atteint 7,5 MPa et la galerie fut progressivement remblayée sur plusieurs kilomètres (fig. 4).

Les effets de ces débouillages dépendent non seulement de la pression existante, mais aussi de la quantité d'eau en charge ; il faut garder à l'esprit la notion d'énergie potentielle. Un drainage peut être suffisant pour faire tomber la charge hydraulique et permettre le franchissement de la zone. Par contre, des précautions très importantes doivent être prises lorsque l'alimentation en eau est importante (galerie sous-lacustre ou sous-marine).

Les sondages de reconnaissance à l'avancement sont nécessaires lorsque des débouillages sont à craindre.

Lorsque des moyens de forage mécanisé sont utilisés, de tels accidents sont encore plus gênants car l'engin de forage est alors enfoui et parfois perdu (Pl. XV, fig. 3).

IV. — Discontinuités du massif et creusement de l'excavation

Depuis une vingtaine d'années, les techniques de creusement voient monter, en face des méthodes traditionnelles par forage et sautage, les moyens d'abattage mécanique. Deux types

de machines existent, les unes dérivées du pic du mineur et des haveuses de mine sont les machines foreuses à attaque ponctuelle, les autres dérivées du forage rotatif pétrolier sont les machines foreuses pleine-section. Les fig. 1 et 2 de la Pl. XV illustrent ces deux types.

Le problème principal du forage mécanique est l'adaptation de la machine à la roche et au massif rocheux rencontrés, dont il faut estimer les caractéristiques de forabilité ainsi que d'abrasivité. La fracturation a un rôle important dans la destruction du rocher puisqu'elle représente des zones de résistance moindre ; elle aura ainsi un effet favorable à l'exécution de l'excavation. Divers auteurs proposent en effet des diagrammes de forabilité des roches à l'aide de diverses méthodes, basées sur la résistance des blocs matriciels (σ_c p. e.) et sur l'espacement des discontinuités (RQD).

Les fig. 5 et 6 donnent les diagrammes de Muir Wood (1972) et Franklin (1971). Les limites de ces diagrammes évoluent avec les progrès technologiques. Dans le détail, l'influence des discontinuités est moins schématique. L'analyse détaillée du creusement par une machine foreuse à pics d'un massif calcaro-dolomitique fracturé et karstifié a donné les résultats suivants : Les

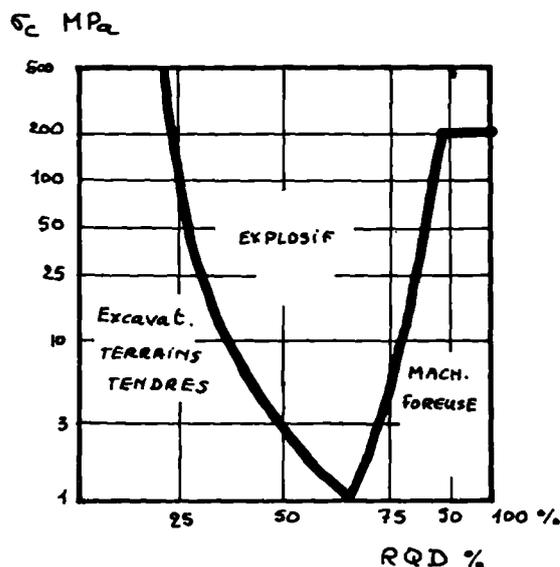


Fig. 5. — Diagramme pour l'excavation en massifs rocheux, d'après Muir Wood (1972).

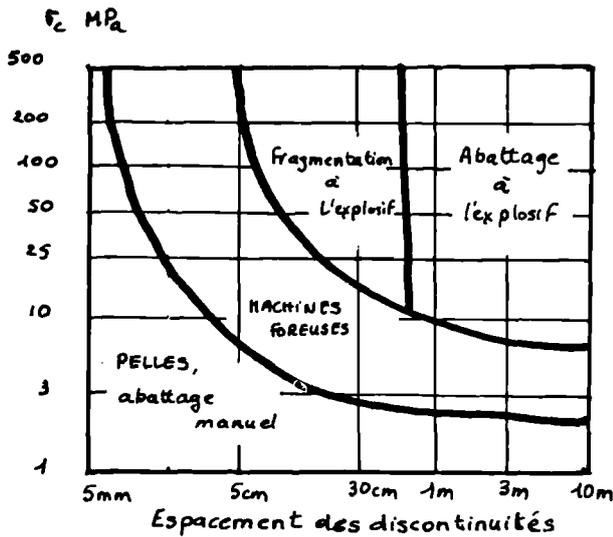


Fig. 6. — Diagramme pour l'excavation en massifs rocheux, d'après Franklin (1971).

grandes discontinuités dont l'ouverture dépasse 5 cm et atteint 0,50 à 1 m, ont un effet extrêmement défavorable sur la tenue des outils et l'avancement (fig. 7).

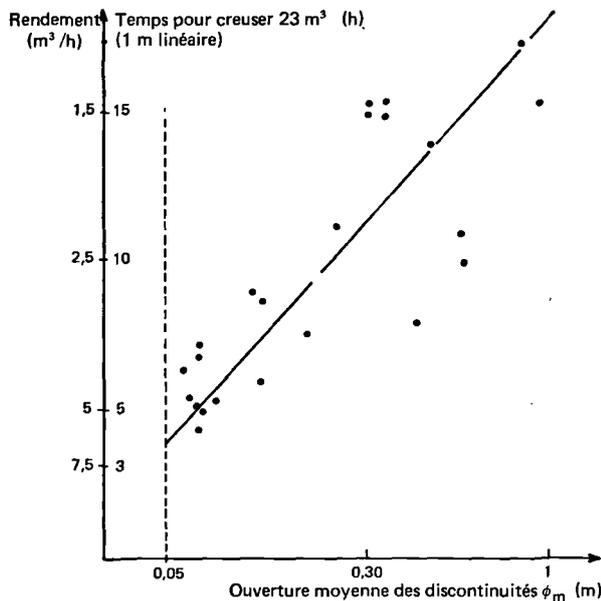


Fig. 7. — Influence défavorable des discontinuités de grande ouverture sur le rendement en foration d'une machine à pics.

Une fracturation fine du massif est très favorable par contre à l'action des outils et améliore nettement les rendements, compte tenu de la qualité des blocs matriciels. Ceux-ci sont plus ou moins aisément détruits par la machine selon la valeur du produit $\sigma_c \times IQ$, de leur résistance et de leur microfissuration quantifiée par l'indice de Qualité (fig. 8).

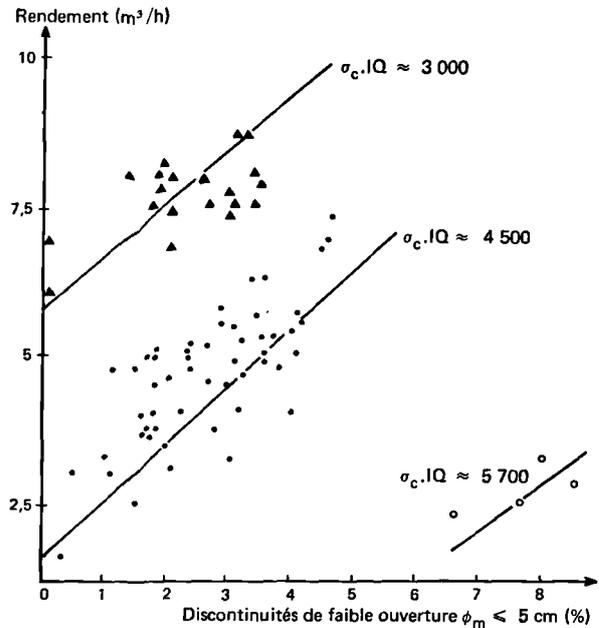


Fig. 8. — Effet favorable des discontinuités de faible ouverture (fracturation fine du massif) et influence de la qualité des blocs matriciels (représentée par le produit $\sigma_c.IQ$) sur le rendement en foration d'une machine à pics.

Les discontinuités aux diverses échelles du massif, du front de taille ou du bloc matriciel ont ainsi une influence notable sur la réalisation de l'excavation. La stabilité de cette dernière dépend également beaucoup des discontinuités.

V. — Discontinuités du massif et stabilité de l'excavation

L'équilibre d'un massif rocheux discontinu dépend essentiellement des caractéristiques mécaniques des discontinuités et de leur fréquence. L'analyse structurologique peut, à l'aide

des méthodes stéréographiques, permettre d'étudier la stabilité des blocs limités par les diverses familles de discontinuités et l'ouverture de l'excavation. Des déplacements et des rotations peuvent en effet se produire, qui provoqueront un desserrement de la masse rocheuse et une diminution importante de sa résistance. Il est préférable que les blocs les plus instables se présentent en front plutôt qu'en piédroits. On peut ainsi considérer les situations extrêmes selon les orientations respectives de l'axe de l'excavation et de la direction et du pendage des discontinuités.

Lorsqu'une famille de discontinuités est prépondérante (massifs stratifiés, foliacés ou schisteux p. e.), le creusement peut être réalisé "en travers-bancs" ou "en direction", selon que l'axe du tunnel est perpendiculaire ou parallèle à la direction des plans de discontinuités.

a) Creusement "en direction".

Dans ce dernier cas, le problème de la stabilité se pose différemment selon que le pendage est accentué ou non. Prenons p. e. le cas d'une galerie circulaire creusée dans un massif; elle recoupe "en direction" une fracture F (fig. 9).

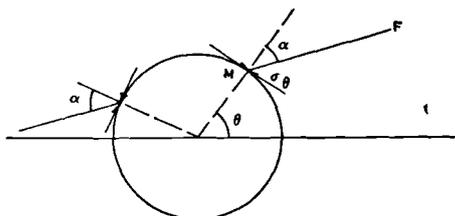


Fig. 9. — Stabilité d'une galerie creusée "en direction" par rapport à un plan de discontinuité.

On admettra que cette fracture est suffisamment fine pour que le massif puisse être considéré comme continu et homogène tant qu'il n'existe pas de contraintes de traction perpendiculaire au plan de la fissure ou que la résistance au cisaillement de la fissure n'est pas dépassée. On considère $\sigma\theta$ contrainte tangentielle au point M où la galerie recoupe la fissure.

— Si $\sigma\theta$ est une traction, il y a ouverture de la fissure, car sa résistance en traction est faible, et modification du champ de contrainte.

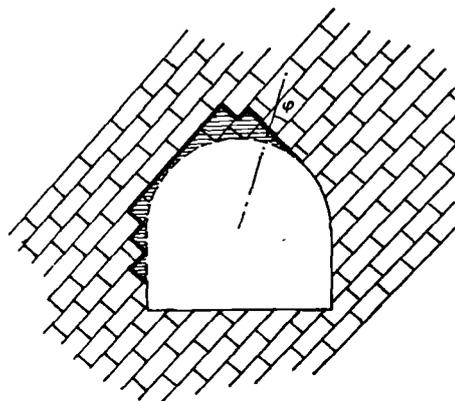


Fig. 10. — Evolution de la section d'une galerie creusée "en direction" dans un massif stratifié.

— Si $\sigma\theta$ est une compression, l'angle α du pendage de la fissure avec le rayon détermine l'intensité des composantes normales σ_n et τ sur le plan de la fissure

$$\begin{aligned}\sigma_n &= \sigma\theta \cos^2\alpha \\ \tau &= \sigma\theta \sin\alpha \cos\alpha\end{aligned}$$

Si le cisaillement de la fissure suit une loi de Coulomb et si la cohésion dans le plan de la fissure est nulle, le glissement apparaît si l'angle α est supérieur ou égal à l'angle de frottement ϕ de la discontinuité. On explique ainsi l'évolution par éboulements des galeries vers une forme quadrangulaire limitée par les plans de discontinuités de telle façon que les contraintes tangentielles soient compatibles avec les caractéristiques de cisaillement des discontinuités.

Avant que ne se produisent ces éboulements, il existe donc une zone dite "décompressée" suspendue au-dessus de la galerie et le soutènement est choisi pour reprendre tout le poids de cette zone. En fait, l'analyse montre qu'une faible cohésion suffirait pour la maintenir en place et éviter les premiers mouvements qui nuisent alors à la tenue de toute la zone : une faible couche de béton projeté à la surface de la galerie ou des boulons peuvent fournir cette cohésion nécessaire à la tenue du profil de l'excavation.

Si le pendage est très marqué et les caractéristiques de cisaillement affaiblies par la présence d'altérations ou de bancs argileux, il peut se produire des éboulements importants, tel celui du tunnel du Sanatorium sur l'autoroute A8. Le terrain traversé est un flysch, alternances

de grès plus ou moins friables séparées par des intercalations marneuses (fig. 11).

Le creusement s'effectuait en demi-section supérieure avec soutènement provisoire par cintres réticulés. Les hors-profilés à l'excavation étaient importants et les cintres plus ou moins bien plaqués au terrain par un béton de bourrage ; ils n'ont pu s'opposer à des mouvements de glissement sur deux intercalations marneuses parallèles et la galerie s'est effondrée sur une cinquantaine de mètres.

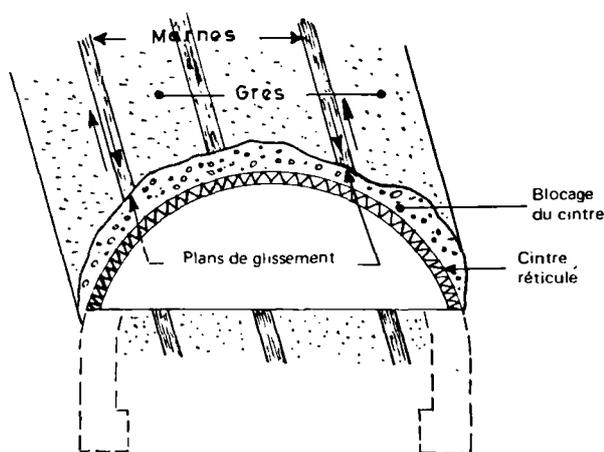


Fig. 11. — Coupe schématique des terrains dans la zone de l'éboulement du tunnel du Sanatorium, Autoroute A8.

Dans de tels cas, le soutènement doit pouvoir s'opposer à des glissements relatifs qui peuvent, en se produisant, faire décroître la résistance au cisaillement dans le plan de la discontinuité jusqu'aux valeurs résiduelles très faibles par rapport aux valeurs de pic, qu'il faut s'efforcer de conserver au terrain.

La difficulté de bloquer parfaitement les cintres au terrain rend ce type de soutènement inadapté : l'apport d'une cohésion et le clavage des couches réalisés par une faible épaisseur de béton projeté rapidement mis en place et s'opposant à la fois à l'altération des marnes et aux premiers mouvements eût apporté une contribution plus efficace à la stabilité.

b) Creusement "en travers bancs".

Dans le cas des galeries creusées en travers bancs dans un massif stratifié, à schisto-

sité marquée, les bancs trouvent des appuis de part et d'autre de la galerie et cette situation est plus favorable. La stabilité du front de taille pose plus de problèmes lorsque le pendage des couches ou des discontinuités est "contre", c'est-à-dire dirigé vers le chantier.

Lorsque le pendage est peu accentué, les flexions auxquelles sont soumis les bancs peuvent entraîner des décollements, voire des ruptures. Le soutènement créant des appuis intermédiaires limite ces flexions et il est d'autant plus efficace qu'il est placé près du front de taille. Le boulonnage, réunissant plusieurs bancs entre eux, réalise une dalle dont l'inertie est beaucoup plus grande, et limite beaucoup les flexions et les contraintes de traction qu'elles entraînent : le boulonnage à ancrage réparti s'oppose à tout glissement entre bancs et réalise une dalle de roche armée ; il semble très efficace (fig. 12).

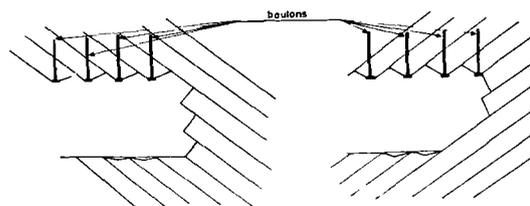


Fig. 12. — Galerie creusée "en travers-bancs" dans un massif stratifié : soutènement par boulons.

c) Discontinuités horizontales.

Le cas des galeries creusées dans un massif à stratification horizontale a fait l'objet de nombreuses études car il est fréquemment rencontré, en particulier dans les mines sédimentaires. Les galeries ont alors un profil à toit plat correspondant à un joint. Le degré de séparation χ des joints de stratification est généralement élevé et leur résistance à la traction faible ; les différentes couches vont fléchir sous l'action de leur propre poids et se séparer ainsi des bancs supérieurs, provoquant des augmentations importantes des contraintes de compression dans les piédroits (fig. 13).

Les modèles analytiques (dalle élastique encastrée) de ce problème de stabilité du toit sont nombreux. Mandel, par exemple, prend en

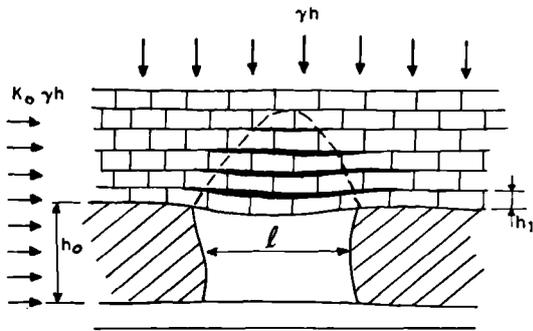


Fig. 13. — Massif à stratification horizontale : fléchissement et décollement des bancs du toit, compression des piédroits d'une galerie quadrangulaire.

compte les réactions des couches supérieures aux mouvements des bancs du toit et montre ainsi que si on a n bancs identiques, la rigidité de l'ensemble est n fois moins élevée que celle d'une dalle unique d'épaisseur équivalente.

Un boulonnage du toit rend solidaires ces différents bancs et améliore ainsi fortement la stabilité du toit, limitant les décollements et, par là, les charges sur les piédroits ou les piliers (fig. 14).

Il sera d'autant plus efficace qu'il sera effectué au plus près du front de taille.

Cependant, à une stratification horizontale s'associent des diaclases subverticales qui annulent la résistance en traction des bancs dans le sens horizontal. L'existence de contraintes initiales horizontales réalise sur ces discontinuités un effort normal de précontrainte, favorable à la stabilité.

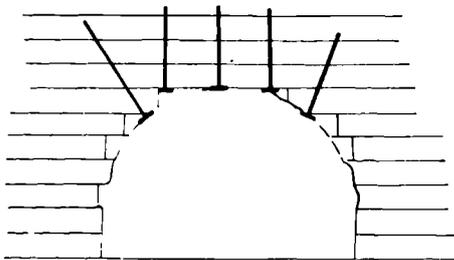


Fig. 14. — Massif à stratification horizontale : soutènement par boulons.

d) *Massif à forte densité de discontinuités.*

Le cas des massifs discontinus, dont le réseau de familles de discontinuités est dense, est beaucoup plus difficile à appréhender.

Sous l'influence des redistributions de contrainte autour de l'excavation, des instabilités et éboulements se produisent par ouverture progressive des discontinuités avec glissements et rotations des blocs les uns par rapport aux autres, selon un processus progressant peu à peu dans le massif. Les déformations peuvent être importantes et se traduisent par une convergence des parois de l'excavation. L'étude de l'évolution de cette convergence montre qu'il suffit de faibles déplacements pour mobiliser la résistance maximale de la masse rocheuse : il est ainsi préférable de ne pas s'opposer à tout mouvement et de n'apporter, par un soutènement placé au bon moment, que le complément nécessaire à la résistance de pic pour assurer la stabilité de l'excavation.

Des déformations plus importantes de la masse rocheuse s'accompagnent d'une augmentation de volume (foisonnement) due à l'ouverture de certaines discontinuités. La chute de certaines caractéristiques de résistance est rapide et la désorganisation de la masse se propage rapidement pouvant provoquer la formation d'une cloche avec éboulement qui, pour des travaux peu profonds, peut former un fontis remontant jusqu'en surface.

Le soutènement doit donc être mis en place rapidement, et être lié au terrain de façon continue et constante afin d'éviter des concen-

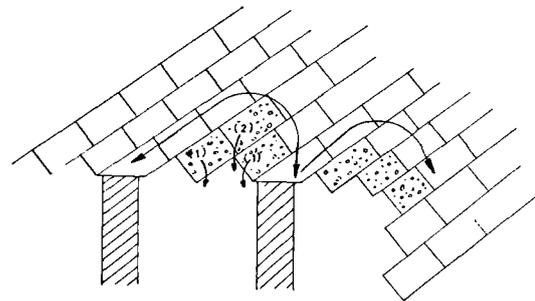


Fig. 15. — Massif discontinu à réseau de discontinuités dense : Action de soutènement des cintres.

La chute des blocs (1) et (1') entraînera la chute du bloc (2) d'autant plus facilement que le délai de mise en place des cintres et les difficultés de blocages des cintres ont permis un certain desserrage de la masse fracturée.

trations locales d'effort sur le soutènement qu'il ne pourrait supporter. Il doit, d'autre part, être suffisamment flexible pour permettre au terrain de mobiliser sa propre résistance et enfin assurer une protection contre les altérations superficielles susceptibles de diminuer les caractéristiques des discontinuités (fig. 15).

Les divers soutènements possibles sont les cintres, les boulons, le béton projeté.

L'emploi des cintres métalliques est la technique la plus classique ; ils constituent des appuis discontinus sur lesquels le terrain vient s'arc-bouter. La distance entre les cintres est directement liée à cette possibilité d'arc-boutement qui dépend de l'espacement entre les discontinuités et de leur orientation. Lorsque l'espacement moyen des fissures est faible, il devient nécessaire de réaliser un blindage en

R.Q.D. %	Méthode de creusement	Systèmes de soutènement envisageables		
		Cintres métalliques	Boulonnage	Béton projeté
90	A) Machine foreuse	Aucun ou occasionnel. Cintre léger.	Aucun ou occasionnel.	Aucun ou occasionnel application locale.
	B) Conventi- onnelle	Aucun ou occasionnel. Cintre léger.	Aucun ou occasionnel.	Aucun ou occasionnel application locale (5 à 7 cm d'épaisseur).
75-90	A) Machine foreuse	Cintres légers occasionnels ou cintres légers systématiques espacés de 1,50 à 2 m avec blindages occasionnels (25 %).	Boulons occasionnels à boulonnage systématique avec un espacement de 1,50 à 1,80 m.	Aucun ou application locale (5 à 7 cm d'épaisseur).
	B) Conventi- onnelle	Cintres légers systématiques espacés de 1,50 à 2 m avec blindages occasionnels (25 %).	Boulonnage systématique espacement des boulons : 1,50 à 1,80 m.	Application locale (5 à 7 cm d'épaisseur).
50-75	A) Machine foreuse	Cintres légers à moyens systématiques espacés de 1,50 à 1,80 m avec blindages en voûte (50 %).	Boulonnage systématique espacement des boulons : 1,20 à 1,80 m avec grillage occasionnel.	Epaisseur de 5 à 10 cm en voûte.
	B) Conventi- onnelle	Cintres légers à moyens systématiques espacés de 1,20 à 1,50 m avec blindages en voûte (50 %).	Boulonnage systématique espacement des boulons : 1 à 1,50 m avec grillage occasionnel.	10 cm au plus sur les piédroits et en voûte.
25-50	A) Machine foreuse	Cintres moyens circulaires espacés de 1 à 1,20 m avec blindages en voûte.	Boulonnage systématique espacement des boulons : 1 à 1,50 m avec grillage.	10 à 15 cm de béton aux piédroits en en voûte utilisation simultanée de boulons.
	B) Conventi- onnelle	Cintres moyens à lourds espacés de 0,60 à 1,20 m avec blindages en voûte.	Boulonnage systématique espacement des boulons : 0,60 à 1,20 m avec grillage.	15 cm ou plus aux piédroits en en voûte utilisation simultanée de boulons.
0-25	A) Machine foreuse	Cintres moyens à lourds espacés de 0,60 m avec blindage latéral.	Boulonnage systématique avec grillage espacem ^t des boulons : 0,60 à 1 m.	15 cm ou plus sur toute la section, utilisation simultanée de cintres moyens.
	B) Conventi- onnelle	Cintres lourds circulaires espacés de 0,60 m avec blindage latéral.	Boulonnage systématique avec grillage espacement des boulons : 1 m.	15 cm ou plus sur toute la section combinée avec l'utilisation de cintres moyens à lourds.

Tableau I. — Classification des massifs rocheux en fonction du RQD et soutènement requis (d'après Deere).

voûte entre les cintres à l'aide de planches ou tôles non jointives.

L'usage des boulons à ancrage réparti est bien adapté aux massifs discontinus ; ils seront mis en place au plus près du front. On atteint cependant la limite de la méthode lorsque la fréquence des discontinuités impose une trop grande densité de boulons supérieure à $1/m^2$.

Le béton projeté répond en de nombreux points aux besoins énoncés plus haut à propos des caractéristiques du soutènement : rapidité de mise en place à proximité immédiate du front, voire au front, flexibilité (couche mince), protection contre l'altération, création d'une faible cohésion en surface.

Il s'emploie couramment en association avec un renforcement par treillis sondé épinglé ou en liaison avec un boulonnage (méthode autrichienne développée par Rabcewicz).

Cependant, il n'existe pas de critères définitifs permettant de définir, à partir des caractéristiques du terrain, le soutènement nécessaire : nature et espacement des cintres, densité et longueur des boulons, épaisseur du béton projeté et nature du treillis.

Les paramètres à prendre en compte sont variés et parfois difficiles à quantifier. On peut distinguer :

— les paramètres de la roche (blocs matriciels) : résistance, altération ;

— les paramètres des discontinuités : type, nombre, répartition, degré de séparation et persistance ; résistance, altération, rugosité et imbrication des épontes ; nature et type des matériaux de remplissage ;

— les paramètres du massif : les conditions hydrauliques initiales et leur évolution ; l'état de contraintes initial ;

— les paramètres de l'ouvrage : géométrie de l'excavation (par rapport à celle des discontinuités) ; méthode d'excavation, en ce qu'elle

conditionne certaines perturbations de la masse rocheuse.

La prise en considération de tous ces différents paramètres est forcément délicate et aucune règle précise ne peut être donnée. L'application de la méthode autrichienne préconise le suivi des déformations autour du front de taille afin d'adapter le soutènement au comportement du terrain, dans le même esprit que Laufer classait les terrains en fonction de la longueur maximale non soutenue en galerie et le temps de stabilité sans soutènement.

Ce ne sont malheureusement pas des caractéristiques intrinsèques et elles ne peuvent pas être appréhendées à l'avance.

Les diverses règles de prévision de la stabilité et du soutènement des ouvrages souterrains sont des propositions empiriques basées sur une expérience importante, mais forcément limitée.

Ainsi Deere et *al.* (1969) fondent leur classification sur le RQD du massif (tableau I).

Bieniawski (1974) reprenant Wickham et *al.* (1972) et Barton (1974) proposent la formulation d'une "Qualité" des massifs rocheux vis-à-vis des travaux souterrains, utilisant une indexation et des pondérations respectives successives des différents paramètres cités plus haut.

Les discontinuités d'un massif rocheux sont ainsi un facteur essentiel de son comportement. Leur reconnaissance et leurs caractérisations quantitatives représentent des données fondamentales nécessaires à la prévision des conditions de réalisation des travaux souterrains. Cependant, en l'état actuel des connaissances, l'utilisation et l'amélioration de ces méthodes de reconnaissance doit aller de pair avec le développement des moyens de mesure et d'auscultation du massif rocheux au cours et après les travaux. Ils permettront ainsi d'apprécier la validité des méthodes de dimensionnement fondées sur ces données.

* * *

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

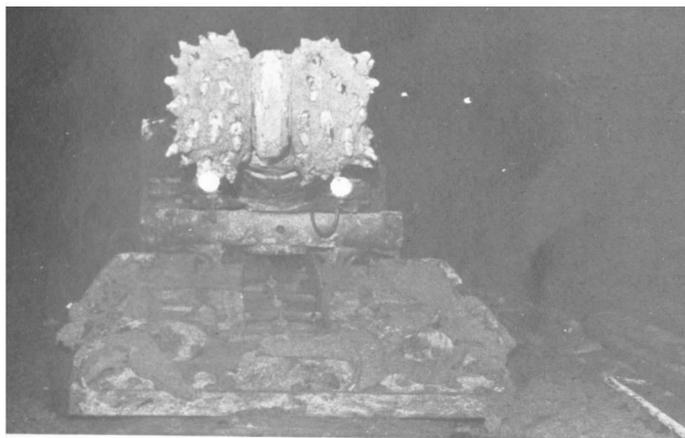
- 1) BARTON N. et al. (1974). — Analysis of rock mass quality and support practice in tunnelling, and a guide for estimating support requirements. *Rock Mechanics*, 6, p. 189-236.
- 2) BIENIAWSKI Z.T. (1974). — Geomechanics classification of rock masses and its application in tunnelling. *Proc. 3th Congress of ISRM "Advances in Rock Mechanics"*, theme 1, p. 27-32.
- 3) DEERE D.U. et al. (1970). — Design of tunnel support systems. *High way Research Record*, n° 339, p. 26-35.
- 4) FOURMAINTRAUX D. et al (1971). — Propagation des ondes et fissuration des roches. *Symposium de la S.I.M.R.*
- 5) FOURMAINTRAUX D. (1972). — Machines foreuses de tunnels et galeries. *Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées*, Rapport de Recherche n° 20.
- 6) FOURMAINTRAUX D. et al. (1974). — Quantification des discontinuités des roches et des massifs rocheux. *C.R. du 3^e Congrès de la S.I.M.R.*, thème 5, p. 1481.
- 7) FRANKLIN J.A. (1974). — Diagramme permettant une analyse préliminaire de la stabilité d'une excavation souterraine. Contribution à la discussion, in "Géotechnique et creusement mécanisé des tunnels" *Annales de l'ITBTP*, série T.P., n° 167, Suppl. au n° 322, p. 135-136.
- 8) LOUIS C. (1974). — Reconnaissance par sondages dans les roches. Publication du CFGI, séance du 15 fév. 1973. In *Annales de l'ITBTP, série Sols, Fondations*, n° 108, Suppl. au n° 319, p. 97-122.
- 9) PANET M. (1973). — Stabilité des ouvrages souterrains. Soutènement et revêtement. *Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées*, Rapport de Recherche n° 28.
- 10) PANET M. et ROTHEVAL J.P. (1975). — Stabilité des talus rocheux. *Bull. de Liaison des L.P.C.* (sous presse).
- 11) WICKHAM et al. (1972). — Support determinations based on geological predictions. *Proc. 1st North American Rapid Excavation and Tunnelling Conference*, Chicago, p. 43-64, sp. by Aime, New-York.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XV

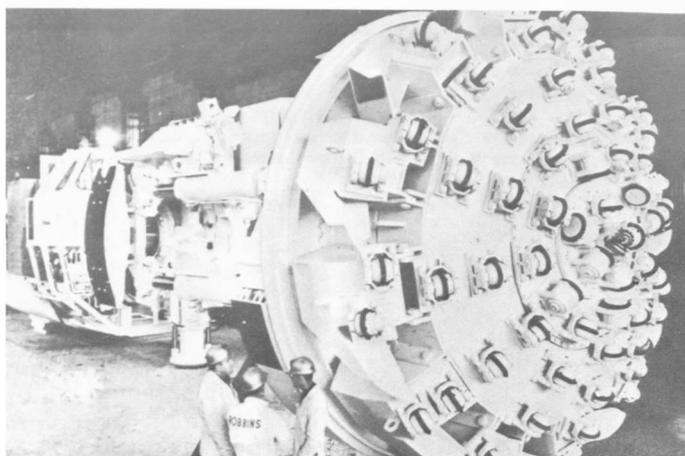
- Fig. 1. — Machine foreuse à attaque ponctuelle. ALPINE AM-50. Les pics sont disposés sur deux tambours hémisphériques tournant autour d'un axe parallèle au front de taille. Puissance de coupe : env. 100 Ch., poids : env. 20 T. Machine actuellement très utilisée en génie civil.
- Fig. 2. — Machine foreuse pleine-section. Modèle 181 de Robbins Ass. ; 1 600 Ch, 80 molettes portées par un plateau tournant ; section forée : \varnothing 5,50 m.
- Fig. 3. — Machine foreuse d'un modèle semblable à celui de la fig. 2. Aspect du chantier à la suite d'un déboufrage important.



1



2



3



Étude de la stabilité des carrières souterraines

Moyens d'étude *in situ* mis en œuvre dans des carrières souterraines du département du Nord (*)

Sommaire. — La recherche des critères de stabilité dans les anciennes carrières souterraines de craie du département du Nord a débuté courant 1974. Jusqu'à présent, on a essentiellement procédé à des mesures *in situ* : déformation, fracturation, dégradation des piliers. Les premiers résultats obtenus font apparaître l'importance de facteurs tels que l'humidité du milieu et les variations de température. Ils mettent également en évidence la nécessité de disposer d'appareils de mesure très précis, en raison de la faible importance des mouvements observés.

Summary. — Search for stability criteria in old underground chalk quarries in the Nord Department was initiated in 1974. So far, mostly *in situ* measurements were made with respect to deformation, fracturation and degradation of pillars. The first results obtained show the importance of such factors as ambient moisture and temperature variations. They also indicate the necessity of using very precise instruments, owing to the smallness of the movements involved.

1) Introduction.

Le Service Départemental de l'Inspection des Carrières Souterraines (dont la compétence géographique est limitée au Département du Nord) a levé à ce jour plus de 200 plans de carrières souterraines, couvrant une superficie de 450 ha environ. Dans ce seul département, la surface sous-minée est estimée à 2 000 ha.

Il s'agit le plus souvent d'anciennes exploitations de craie, pour obtenir des pierres à chaux ou des pierres à bâtir... (fig. 1).

La stabilité des terrains autour de ces vides est une préoccupation essentielle de l'administration puisqu'elle conditionne la sécurité des aménagements de surface qui peuvent être prévus au-dessus.

Actuellement, on ne dispose pas de critères qui permettent de juger à la fois rapidement et

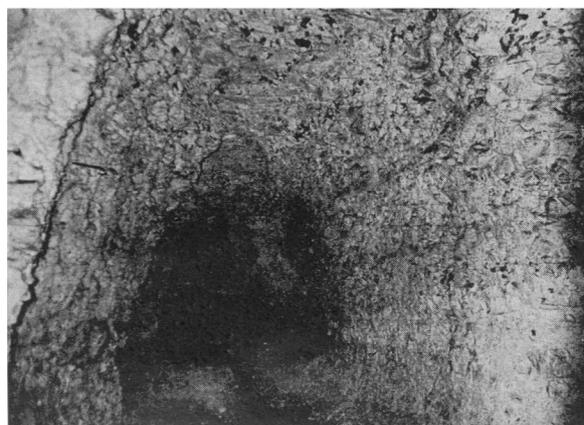


Fig. 1. — Exemple de galerie (Marly, Nord).

(*) Communication présentée par le CERCHAR (Groupe Terrains Verneuil), le Laboratoire de Mécanique des terrains (Nancy) et le Service de l'Inspection des Carrières souterraines du Département du Nord.

Note déposée le 15 Juillet 1975.

sûrement de la stabilité de ces terrains. Aussi est-on souvent conduit à des mesures de confortement-remblayage par exemple — ou à des méthodes de construction spéciales — construction sur pieux profonds — très onéreuses et qui peuvent ne pas être nécessaires.

La recherche de critères de stabilité menée conjointement par le Service de l'Inspection des Carrières Souterraines du Département du Nord et le Centre d'Etudes et Recherches des



Fig. 2. — Exemple de pilier dans une carrière souterraine (Cambrai, Nord).

Charbonnages de France (CERCHAR) a débuté il y a environ un an. L'objet de cette communication est de présenter les moyens d'étude utilisés et les premiers résultats qu'ils ont permis d'obtenir.

2) L'étude des critères de stabilité des carrières souterraines.

L'étude des critères de stabilité des carrières souterraines a été abordée sous deux aspects :

— une approche par modèle :

On schématise la réalité dans un modèle — description simple de la coupe d'une carrière par exemple — qui permet de calculer, par une technique d'éléments finis, la répartition des contraintes dans le milieu environnant. La comparaison de ces états de contrainte aux résistances mécaniques des terrains permet de calculer des "coefficients de sécurité". Encore faut-il assurer la validité des modèles ainsi utilisés.

— une approche expérimentale :

On observe le comportement des terrains dans un certain nombre de carrières, au moyen de mesures de déformations, de fissuration et de fracturation, etc... Si la précision des mesures est suffisante, une absence de déformations et d'évolution des dégradations, ou des déforma-

tions dont la vitesse a tendance à diminuer au cours du temps, sont des indices sûrs de stabilité des terrains en l'état où ils sont. Mais ces observations sont très longues et l'objet de la recherche est alors de trouver des critères plus rapides à mettre en œuvre.

Nous ne parlerons ici que de l'approche expérimentale.

La stabilité des carrières souterraines est souvent conditionnée par celle des piliers qui soutiennent le toit. Les mesures de déformation visent à contrôler l'écrasement de ces piliers. Cet écrasement peut être mesuré verticalement : c'est alors une convergence, ou transversalement, c'est un effet induit d'expansion (fig. 3).

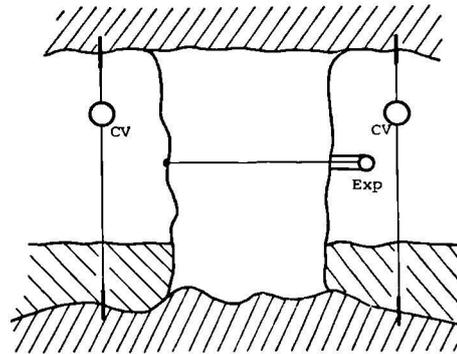


Fig. 3. — Dispositifs de mesure des déformations convergence (cv) et expansion (Exp).

En fait, les déformations à mesurer, sont très faibles, de l'ordre de $1/100^e$ de mm sur des bases de plusieurs mètres parfois ; une telle



Fig. 4. — Station de mesure des convergences et expansion dans un pilier.

mesure n'est envisageable que parce que la température est à peu près constante dans ces carrières.

La précision du $1/100^{\text{e}}$ de mm est du domaine des comparateurs du commerce (fig. 4 et 5), à condition que ceux-ci soient montés de façon définitive aux points de mesure ; l'ennemi à vaincre est alors l'humidité.

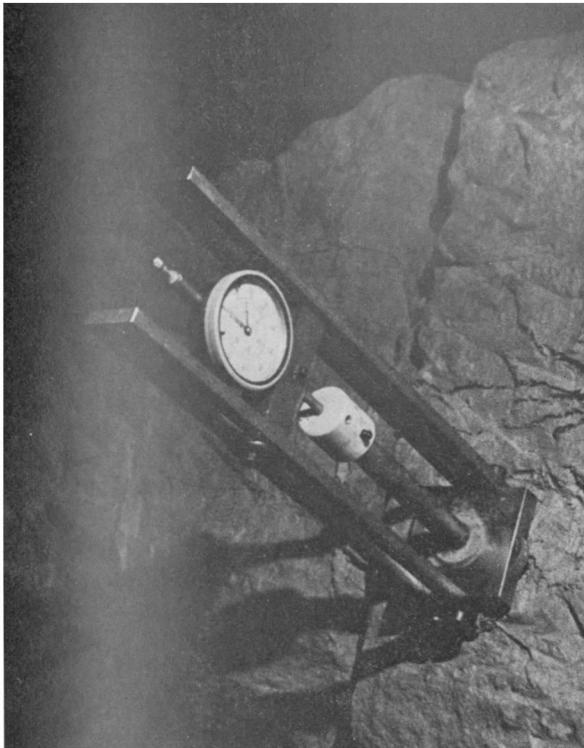


Fig. 5. — Dispositif de mesure de l'expansion transversale dans un pilier.

La fig. 6 représente deux courbes typiques d'évolution des déformations mesurées. Ces mesures de déformation permettent une appréciation globale de la stabilité d'une partie de la carrière.

Les déformations verticales sont certainement influencées par le comportement de tous les piliers voisins.

La solidité d'un pilier ne peut être appréciée quantitativement par sa seule déformation verticale : l'état de fracturation constitue un autre paramètre important de cette solidité.

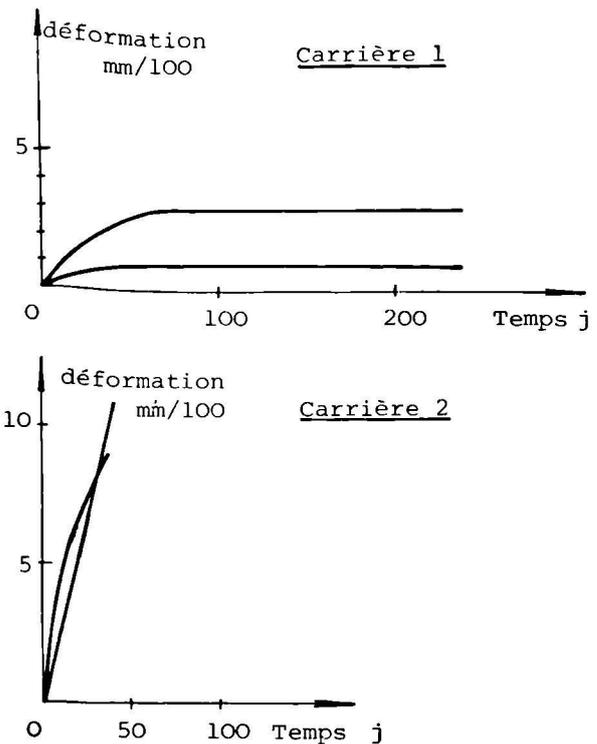


Fig. 6. — Exemple de courbes d'évolution des déformations en fonction du temps.

Pour cela, nous effectuons des observations endoscopiques, qui permettent de photographier (fig. 7) des fractures à l'intérieur des piliers et d'en mesurer l'ouverture.

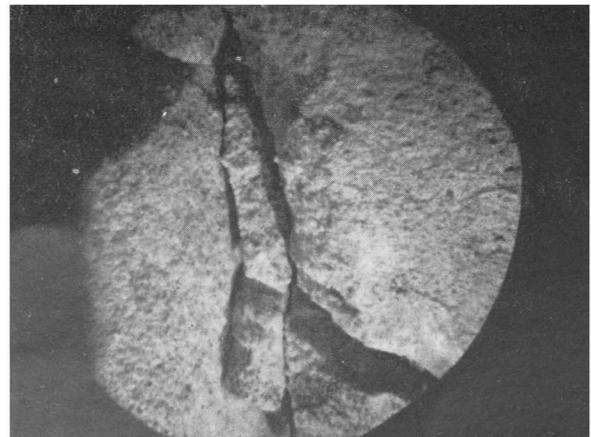


Fig. 7. — Exemple de cliché endoscopique,

Ces observations sont effectuées à partir de trous forés dans le pilier.

Elles permettent de distinguer les fractures seulement superficielles des fractures profondes continues à l'intérieur du pilier.

Enfin, une forme de dégradation caractéristique de ces carrières est la progression de l'écaillage du toit qui découpe, dans certains cas, des piliers de très grand élancement.

Ces observations sont faites par relevé photographique, comme sur la fig. 8.



Fig. 8. — Exemple de relevé photographique permettant de suivre l'évolution de l'écaillage.

3) Conclusion.

Il est bien sûr encore trop tôt pour tirer de ces mesures des "critères de stabilité"

sûrs et rapides à mettre en œuvre. Nous avons appris surtout que :

— La précision du 1/100^e de mm dans les mesures de déformation (convergence ou expansion) est indispensable pour pouvoir tracer la courbe d'évolution des déformations des terrains en fonction du temps, à partir de laquelle on peut établir un diagnostic sur la probabilité de stabilité de l'ouvrage étudié. Ainsi, ces mesures font apparaître (fig. 2) la stabilité probable de la partie suivie de la carrière 1, ce qui n'était pas évident a priori, et une instabilité très probable de la zone représentée par les mesures pour la carrière 2.

— Mais nous ne savons pas encore quel est le rôle exact sur les résultats de nos mesures et sur la stabilité des carrières de facteurs tels que les variations climatiques saisonnières. Par exemple, les fortes pluies de l'automne et l'hiver 1974-1975 pourraient être en partie responsables de certaines évolutions anormales de déformation et de fissuration.

D'une manière générale, l'étude des facteurs susceptibles de modifier la stabilité d'une carrière sera longue, et il faudra mettre en œuvre encore d'autres mesures *in situ* en même temps que nous utiliserons conjointement les résultats des calculs sur modèle.

Mais il apparaît déjà que nous avons les outils qui nous permettront dans certains cas de répondre à la question posée (telle carrière souterraine est-elle instable ou probablement stable ?), et qui, surtout, devront nous permettre de définir les critères recherchés.



Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications

par D. FABRE (*) et J.-P. ROBERT (*) (**)

(Planches XVI à XIX)

Sommaire. — Les répercussions dans la couverture d'une faille de socle décrochante sont étudiées à l'aide d'un dispositif expérimental simple : une galette d'argile est disposée sur deux plateaux pouvant coulisser l'un par rapport à l'autre.

Pour un faible déplacement des plateaux, les premières fissures qui apparaissent sont toujours disposées en échelons ("fractures de Riedel") jalonnant le décrochement. Si le déplacement est poursuivi, deux types de rupture de la couverture peuvent finalement apparaître suivant les conditions aux limites :

— la faille de socle apparaît dans la couverture avec la même direction. Celle-ci ne coïncide pas avec celle des premières fissures ;

— la faille de socle n'apparaît pas parce qu'une des premières fissures a pu croître et rompre la couverture.

Le système de fissuration en grandes déformations ne coïncide pas toujours avec la fissuration commençante. Une faille de socle ne se retrouve pas forcément dans la couverture sédimentaire avec la même direction.

Une application est faite à l'analyse structurale d'un secteur du plateau du Vercors.

Summary. — The fracture system in the sedimentary cover is often explained by means of wrench movements in the basement.

With the help of a simple experimental clay model, the authors bring out azimuth differences, which can be observed between basement and cover wrench faults.

This is applied to a search for a basement fault under the south eastern part of sedimentary Vercors (French Alps).

INTRODUCTION

On sait 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.

(*) Institut Dolomieu, Université 1 de Grenoble, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

Note déposée le 9 Juillet 1975.

Le socle est traversé par des discontinuités souvent verticales qui sont les traces de son histoire tectonique antérieure. Lorsque des

(**) Ce travail a été partiellement soutenu par l'A.T.P. "Géodynamique". Il trouve sa place dans le cadre des équipes de recherches de l'Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique de Grenoble (I.R.I.G.M.).

Les auteurs tiennent à remercier très vivement Monsieur P. Vialon (Institut Dolomieu) et Monsieur M. Dayre (I.M.G.) pour leurs encouragements et leurs conseils.

efforts lui sont transmis, le matériau cristallin se déforme peu, ce sont surtout les discontinuités anciennes qui jouent (mécanique de blocs).

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. Avant toute déformation, elle est supposée ne présenter qu'un seul type de discontinuité, la stratification, parallèle à la limite socle-couverture.

Comme on observe souvent que la couverture ne reste pas solidaire du socle au cours de la déformation, on peut également considérer la limite socle-couverture comme une surface de moindre résistance mécanique.

Les hypothèses précédentes justifient le recours à des modèles expérimentaux simples, de type bicouche, pour tenter de reproduire et d'expliquer qualitativement des structures superficielles liées au jeu d'un accident profond.

Nous nous intéresserons particulièrement à un mouvement profond de direction horizontale (décrochement). Le rôle tectonique des décrochements du socle a été plusieurs fois souligné. C'est en particulier une hypothèse retenue par Vialon pour expliquer les différentes phases de l'orogénèse alpine (15). Nous aborderons dans la deuxième partie de cette étude un exemple d'application à l'analyse structurale d'un secteur du plateau du Vercors.

I. — ETUDE EXPERIMENTALE

1) Description du modèle.

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. 1). Une galette d'argile est appliquée sur ces plateaux, soit

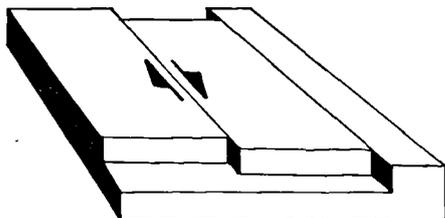


Fig. 1. — Dispositif expérimental.

directement, soit avec un film de matériau annexe (colle, talc...) en intermédiaire.

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

Un tel modèle a été expérimenté en Allemagne par Cloos et Riedel, il y a une cinquantaine d'années (2, 10). Plus récemment, d'autres, analogues, ont été repris par les géologues du pétrole (7, 8, 17) et les tectoniciens des rides océaniques (4).

Une partie des résultats obtenus est classique. Il nous a paru néanmoins intéressant de les reprendre brièvement, et d'y ajouter la description de la rupture complète de la couverture, obtenue par un grand déplacement le long de la faille de socle.

2) Structures superficielles liées à un mouvement décrochant profond.

Trois types de structures en échelon ont été décrites comme pouvant être associées à un décrochement. Il s'agit de plis en échelon, fissures d'extension et fissures de Riedel.

a) Plis en échelon.

Ce sont les premières structures qui apparaissent. L'argile ne permet guère leur observation, qui est beaucoup plus facile lorsque la couverture est simulée par exemple par une feuille de papier fixée à une certaine distance du décrochement sur les plaques de bois (18).

On admet en général que l'axe des plis fait à leur apparition un angle de 45° avec la direction du décrochement D (18) (fig. 2a). Lorsque la déformation se poursuit, cet angle est susceptible de varier, et Wilcox (17) donne 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. 2b).

On admet également qu'elles correspondent à un mode de rupture de type fragile, et qu'elles se trouvent donc parallèles à la direction de la contrainte maximale locale σ_1 . Il faudrait donc qu'à l'apparition de ces fissures en échelon, σ_1

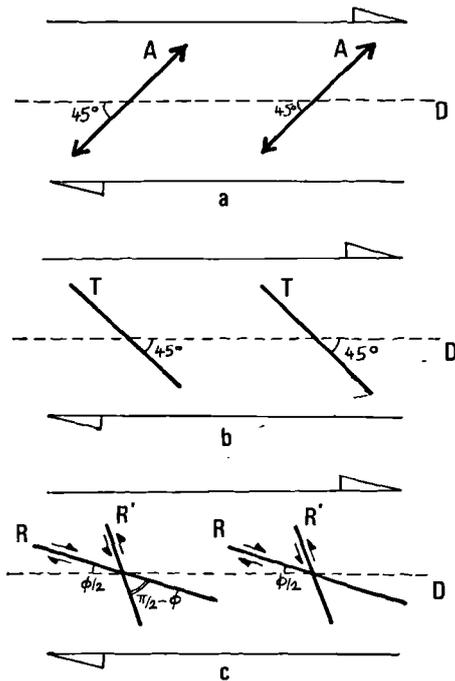


Fig. 2. — Structures en échelon à leur apparition le long d'une zone de cisaillement dextre.
 a : Plis en échelon.
 b : Fissures d'extension.
 c : Cisaillements conjugués de Riedel.

se trouve, en cet endroit de la couverture, à 45° de la direction du décrochement.

Après apparition, si le déplacement le long de la faille du socle est poursuivi, ces fissures, comme les axes des plis en échelon, prennent une forme sigmoïde (18).

Notons enfin que les auteurs ayant obtenu expérimentalement ces fissures (3, 17), les ont observées lorsque l'argile était très humide. Il est sûr que l'humidification fait baisser la cohésion de l'argile, mais elle rend également le matériau plus "plastique" (5).

Personnellement, nous n'avons pu reproduire ces fissures sur notre modèle, même en humidifiant l'argile.

c) *Fissures de Riedel.*

Ce nom fait référence à l'auteur qui les a décrites pour la première fois (10). Il s'agit de

deux familles de fissures conjuguées, appelées parfois "cisaillements conjugués". Elles sont dénotées par les lettres R et R' (fig. 2c).

Il s'agit de surfaces de glissement. Si l'on considère qu'elles apparaissent en même temps, leur symétrie même indique que la contrainte maximale σ_1 se trouve localement dans le plan bissecteur aigu de (R, R').

L'interprétation des "Riedel" a été faite par analogie avec celle de la boîte de cisaillement de Casagrande: on admet que le matériau répond au critère de rupture de Mohr-Coulomb. 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 $\phi/2$. (12, 9, 14).

Si l'on prend un ϕ moyen de 30° , on retrouve les valeurs fréquemment citées dans la littérature, de 15° pour l'angle entre R et D, et 75° pour celui de R' ... D (6).

Comme pour les structures précédentes, ces angles peuvent varier ensuite au cours de la déformation.

On peut noter enfin que certains auteurs, et en particulier Skempton (12), suggèrent l'existence d'une autre famille de cisaillements conjugués. Elle correspondrait à un équilibre passif de Rankine ("butée") et se trouverait symétrique de (R, R') par rapport à D. Nous ne l'avons pas observée dans nos essais.

Les plis apparaissent les premiers, mais ne sont pas toujours bien visibles. Ils sont généralement associés avec des fissures ou d'extension ou de Riedel. Cloos (3) présente un essai où fissures d'extension et Riedel cohabitent. Ces systèmes ne peuvent être simultanés puisqu'ils correspondent à deux modes de rupture différents. Il est difficile de préciser une coexistence possible d'après nos essais, car leur échelle ne permet une bonne observation que pour les fissures de premier ordre.

3) **Expériences.**

Une quinzaine d'essais ont été réalisés. On a fait varier l'épaisseur de la couverture d'argile en maintenant sa surface et sa consistance constantes. D'autres essais à teneur en eau variable ont également été pratiqués.

Deux types de comportements ont été mis en évidence.

a) *La faille de socle apparaît finalement en direction dans la couverture.*

C'est le cas de l'essai représenté Pl. XVI à différents stades du mouvement. La couverture est de type "mince et adhérente".

Pour des 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 et la bonne adhérence aux plateaux imposent une croissance très limitée pour R de part et d'autre de la zone de cisaillement.

Pour des valeurs grandes du déplacement, on constate que la faille du socle apparaît finalement dans la couverture avec la même direction. Deux mécanismes, peut-être 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 premières fissures, entraîne 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 (12)].

Vu l'échelle de notre observation, 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 à peu près leur disposition originale.

b) *La faille de socle n'apparaît pas en direction dans la couverture.*

C'est le cas de l'essai présenté Pl. XVII. La couverture est de type "épaisse et peu adhérente".

Les fissures de type R apparaissent à 15° de la direction D. Des fissures R' apparaissent également (Pl. XVII, fig. 2).

Les fissures se développent et celles de type R croissent rapidement (Pl. XVII, fig. 3).

Finalement, une des fissures de type R (ou plutôt une réunion de fissures 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 de la faille profonde (Pl. XVII, fig. 4).

Un autre essai de ce type est présenté Pl. XVIII. Deux agrandissements montrent bien

les deux réseaux R et R' (Pl. XVIII, fig. a, b, c). On note que la zone fissurée est très large de part et d'autre de la direction 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 (Pl. XVIII, 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 sur le socle. On peut penser que ce glissement commence assez tôt au cours de l'essai.

4) Conséquences des résultats expérimentaux. Hypothèses.

Les essais précédents rappellent l'influence des conditions aux limites (géométriques, cinématiques et dynamiques) sur le mode de rupture d'un échantillon. On constate que la fissuration de grandes déformations ne coïncide pas toujours avec la fissuration commençante.

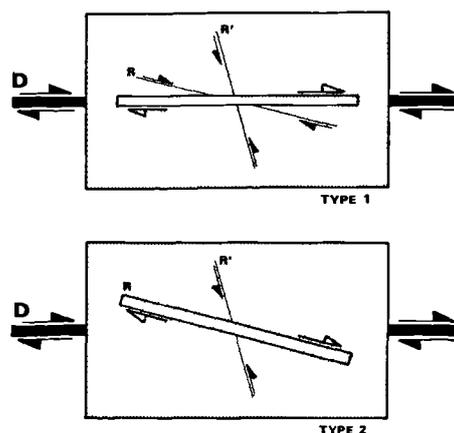


Fig. 3. — Ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant dans le socle.

Type 1 : cas d'une couverture "mince".

Type 2 : cas d'une couverture "épaisse".

Nous pensons que les deux modes de rupture de la couverture, mis qualitativement en évidence ci-dessus et résumés schématiquement sur la fig. 3, peuvent se retrouver dans la nature. Une faille décrochante du socle n'apparaît donc pas toujours avec la même direction dans la couverture : si son rejet hori-

zontal est faible, elle peut être simplement soulignée dans la couverture par des structures en échelon. Cela était bien connu, mais si le rejet est fort, elle peut aussi passer inaperçue, ou paraître s'interrompre sous une couverture sédimentaire épaisse, en laissant le relais à une faille importante (ou plusieurs?) de la couverture qui fait en direction un angle notable avec elle (valeur moyenne : 15°).

II. — APPLICATION

Dans plusieurs chaînes sédimentaires, des mouvements au niveau du socle ont été considérés comme responsables de la fracturation superficielle. Pour notre étude, nous avons choisi un secteur du plateau du Vercors sud-oriental. Nous avons cherché à savoir si le rejeu d'un accident du socle, invisible en surface, pouvait être invoqué pour expliquer le réseau de fractures observé dans la couche presque tabulaire des calcaires urgoniens.

1) Description de la fracturation.

Elle comporte deux parties, chacune d'elles correspondant à une échelle d'observation différente.

a) La fracturation majeure (kilométrique).

Nous avons repris l'étude photogéologique de Arnaud (1). Les résultats en sont résumés fig. 4. On observe deux familles de fractures :

— l'une, de direction moyenne N 50 E, correspond à des décrochements dextres qui sont le siège de mouvements horizontaux très importants (kilométriques). Ce sont, du Sud vers le Nord :

- la faille de Menée, qui est en fait une zone de fracturation intense dont le jeu complexe a été tantôt dextre, tantôt senestre,

- la faille du Jasneuf, qui est franchement dextre,

- la faille de la Cléry, elle aussi dextre ;

— l'autre famille, dont la direction moyenne est N (120-130) E, regroupe de petits décrochements senestres de rejets moins importants.

b) La fracturation plus fine (hectométrique).

Elle est particulièrement bien visible aux abords immédiats de la faille de la Cléry. Nous l'analyserons grâce à un agrandissement de

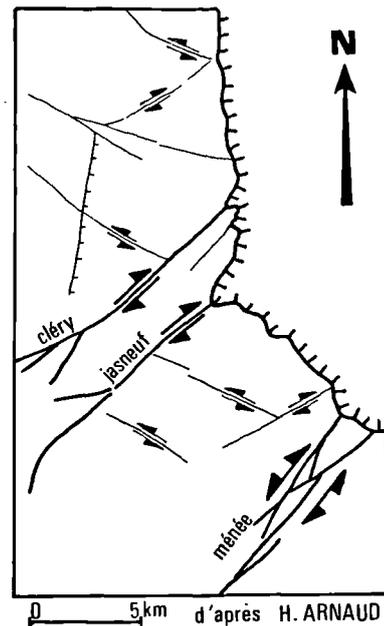


Fig. 4. — Fracturation majeure du Vercors sud-oriental.

la photo aérienne de ce secteur (Pl. XIX). On a également un réseau constitué de deux familles de fractures :

— pour l'une, de direction N 70, on observe des mouvements dextres ;

— pour la seconde, de direction N 140-150, aucun mouvement n'apparaît clairement.

2) Interprétation de la fracturation.

D'après les valeurs des angles entre les différentes familles et les sens des mouvements le long de chacune d'entre elles, on peut, dans chacun des deux cas précédents, interpréter les réseaux de fractures en termes de Riedel.

Le réseau constitué par les familles N 70 (R_2) et N 140-150 (R'_2) semble, par analogie avec les essais, trouver directement son origine dans le mouvement qui s'est engagé le long de la faille N 50.

Le réseau constitué par les familles N 50 (R_1) et N 120-130 (R'_1) doit, lui aussi, être expliqué. Etant donné qu'il n'existe pas dans la couverture de décrochement recoupant ceux de ce réseau, on est amené à faire intervenir des mouvements au niveau du socle. A la suite des

essais, nous pouvons envisager deux possibilités :

— il existe dans le socle trois décrochements dextres de direction N 50, parallèles aux trois failles : Menée, Jasneuf, Cléry ;

— il existe dans le socle un seul décrochement dextre dont la direction doit se situer à $\varnothing/2$ de ces trois failles.

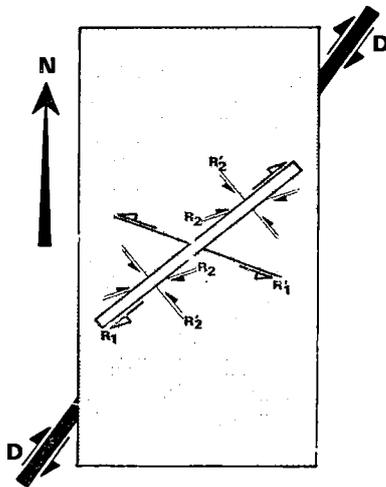


Fig. 5. — Schéma de la fracturation majeure et plus fine du Vercors sud-oriental.

Rôle du socle dans son interprétation.

$R_1 = N 50$	$R'_1 = N 120-130$
$R_2 = N 70$	$R'_2 = N 140-150$

La deuxième solution (fig. 5) est celle qu'il faut retenir, car la première ne permet pas l'explication de la famille N 120-130 (R'_1). Il semble délicat d'appliquer avec précision les valeurs angulaires dérivées de la théorie de la rupture précédemment évoquée. En effet, il est difficile de chiffrer la rotation des fractures [en particulier celle de la famille (R'_1)]. On peut plutôt se servir des valeurs observées à proximité de la faille de la Cléry pour la fracturation secondaire. On a vu (fig. 5), qu'il existe un angle de 20° entre le décrochement de la Cléry (R_1) et la famille de fractures N 70 (R_2). Si l'on suppose que la même valeur se retrouve pour la fracturation majeure, on peut proposer l'existence dans le socle, sous le Vercors oriental, d'un décrochement dextre de direction voisine de N 30 (fig. 6).

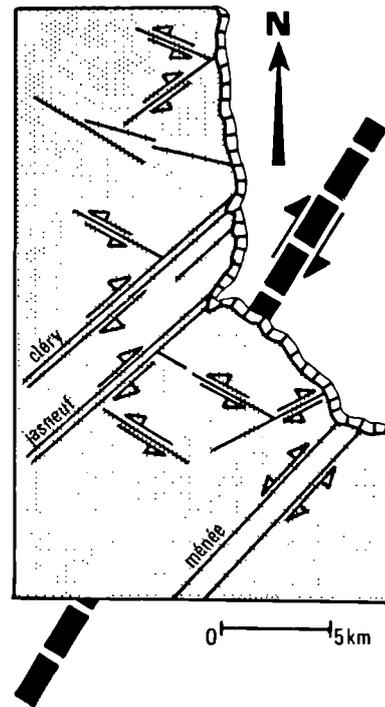


Fig. 6. — Interprétation de la fracturation majeure du Vercors sud-oriental.

Rôle présumé du socle dans son élaboration.

Ce résultat n'est pas incompatible avec les connaissances que l'on a des grands accidents cévenols, qui sont bien visibles au Sud-Ouest de la zone étudiée, et qui pourraient donc être présents sous le Vercors et être raccordés aux systèmes de fractures connus au Nord-Est dans les massifs cristallins externes (11, 15).

CONCLUSIONS

Le modèle expérimental étudié donne des résultats qualitatifs, qu'il est troublant de comparer avec la réalité d'exemples naturels à l'échelle du massif rocheux. Il illustre en particulier les différentes répercussions d'une faille de socle dans une couverture sédimentaire.

Quand la couverture est épaisse par rapport à sa surface, les directions de fractures du socle ne se retrouvent pas toujours directement dans la couverture. Une faille importante de la cou-

verture n'est pas nécessairement profonde. Chaque décrochement possède ses fractures de Riedel associées. Chacune de ces familles peut encore elle-même s'accompagner de Riedel. Un de ces Riedel peut, dans certains cas, paraître plus important que le décrochement qui l'a engendré.

De nombreuses améliorations, à la fois théoriques (distribution des contraintes, critères de rupture, lois de similitude physique) et techniques (observation des micro-fissures, chronologie des ouvertures), seraient nécessaires pour une interprétation plus rigoureuse des systèmes de fissures observés sur le modèle et *in situ*.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) 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.
- 2) CLOOS H. (1928). — Experimente zur inneren Tektonik. *Zentralbl. f. Mineral., Geol. u. Pal.*, 1928 B, p. 609-621.
- 3) CLOOS E. (1955). — Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 66, n° 3, p. 241-256.
- 4) COURTILLOT V., TAPPONNIER P. et VARET J. (1974). — Surface fractures associated with transform faults : a comparison between observed examples and an experimental model. *Tectonophysics*, 24, p. 317-329.
- 5) FABRE D. (1973). — Analyse de la fissuration d'une argile au cours d'essais classiques de laboratoire. *Rapport de recherches, Ec. Centrale de Lyon*, 38 p.
- 6) HANCOCK P.L. (1972). — The analysis of "en échelon" veins. *Geol. Mag.*, 109, n° 3, p. 269-279.
- 7) MOODY J.D. (1973). — Petroleum aspects of wrench fault tectonics. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 57, n° 3, p. 449-476.
- 8) MOODY J.D. et HILL M.J. (1956). — Wrench fault tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 67, p. 1207-1246.
- 9) MORGENSTERN N.A. et TCHALENKO J.S. (1967). — Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Géotechnique*, 17, p. 309-328.
- 10) RIEDEL W. (1929). — Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralbl. f. Mineral., Geol. und Pal.*, 1929 B, p. 354-368.
- 11) ROBERT J.P. (1976). — Etude de la fracturation aux abords des décrochements des massifs subalpins dauphinois. Thèse en cours, Grenoble.
- 12) SKEMPTON A.W. (1966). — Some observations on tectonic shear zones. *C.R. II^e Congr. de la S.I.M.R.*, Lisbonne, 3-17, p. 329-335.
- 13) TCHALENKO J.S. (1970). — Similarities between shears of different magnitude. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, n° 6, p. 1625-1640.
- 14) TCHALENKO J.S. et AMBRASEYS N.N. (1970). — Structural analysis of the Dasht e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, p. 41-60.
- 15) VIALON P. (1974). — Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. *Bull. suisse de Min. et Pétro.*, vol. 54, 213, p. 663-690.
- 16) VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1975). — Eléments de tectonique analytique. Masson, éditeur, Paris.
- 17) 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.
- 18) WILSON G. (1970). — Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 81, part. 3, p. 595-608.

* * *

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XVI

Rupture d'une couverture "mince". Gr. = 0,7.
L'échantillon est présenté à différents stades de la déformation.

- Fig. 1. — Echantillon non déformé.
- Fig. 2. — Apparition des premières fissures (Riedel R).
- Fig. 3 et 4. — Développement des fissures R.
- Fig. 5. — Rupture de la couverture par "apparition" de la faille de socle.

Planche XVII

Rupture d'une couverture "épaisse". Gr. = 0,7.

- Fig. 1. — Echantillon non déformé.
- Fig. 2. — Apparition des premières fissures (Riedel R et R').
- Fig. 3. — Développement des fissures R.

- Fig. 4. — Rupture de la couverture par un ensemble de fissures R.

Planche XVIII

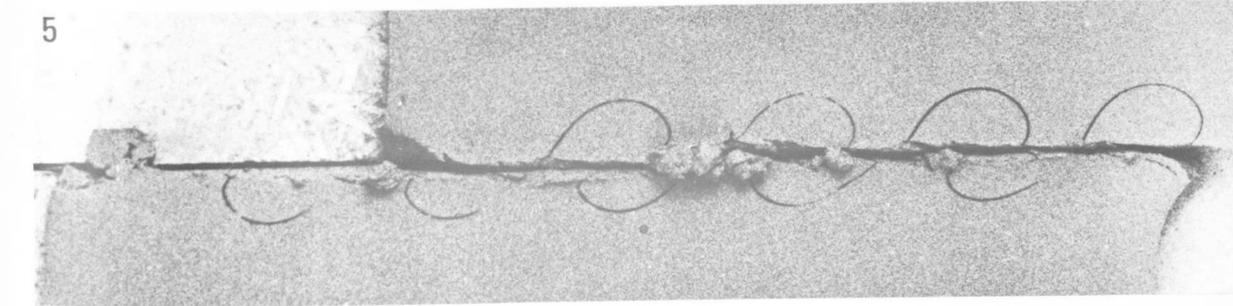
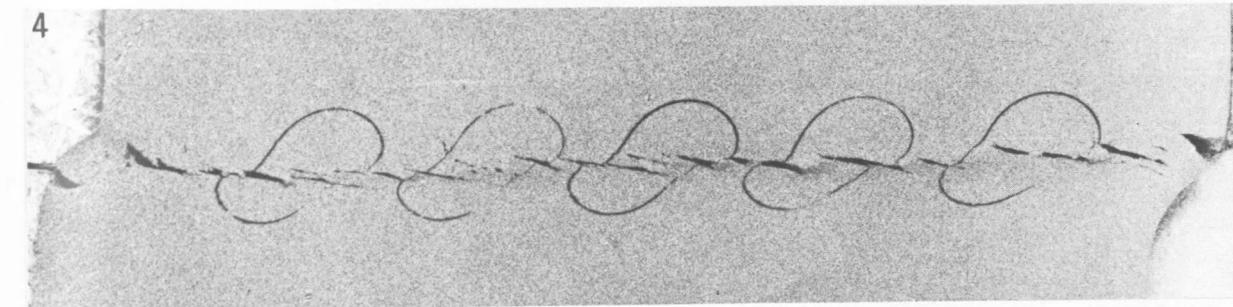
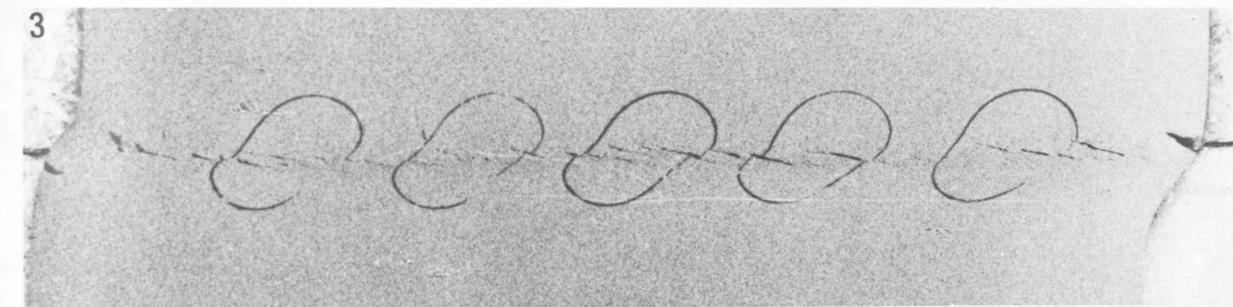
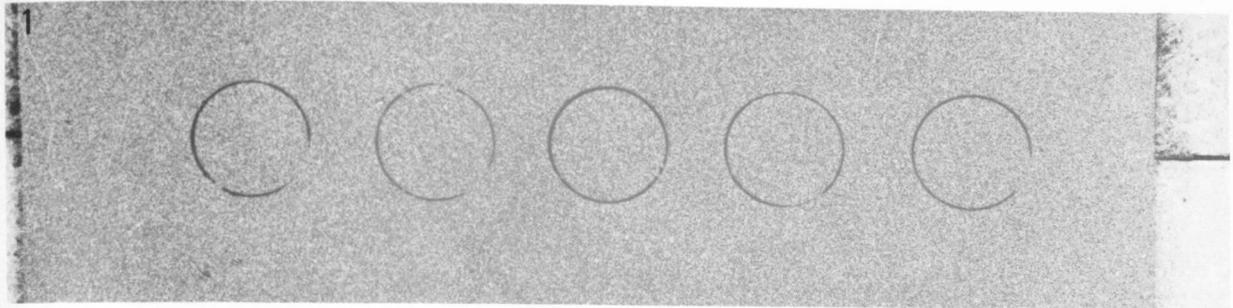
Rupture d'une couverture "épaisse".

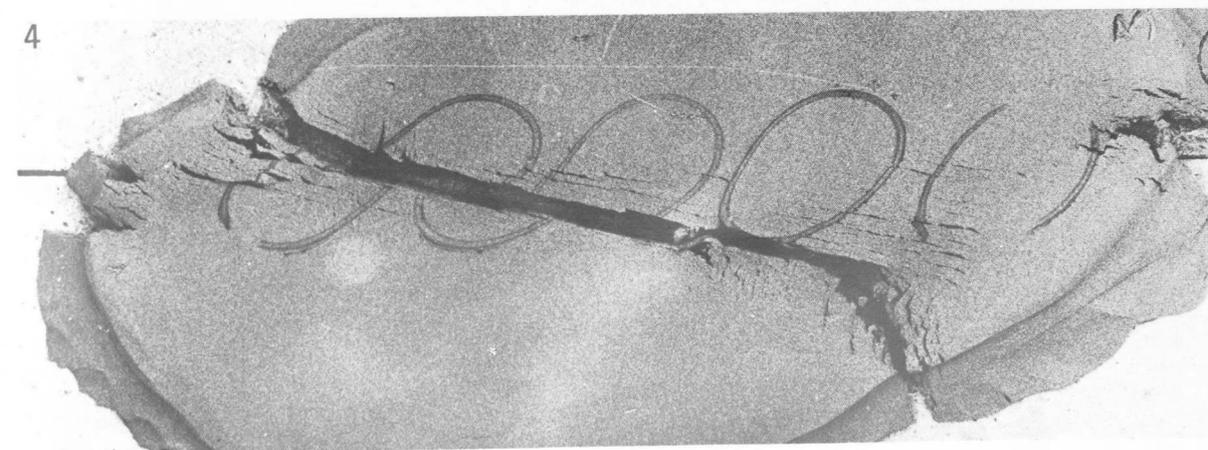
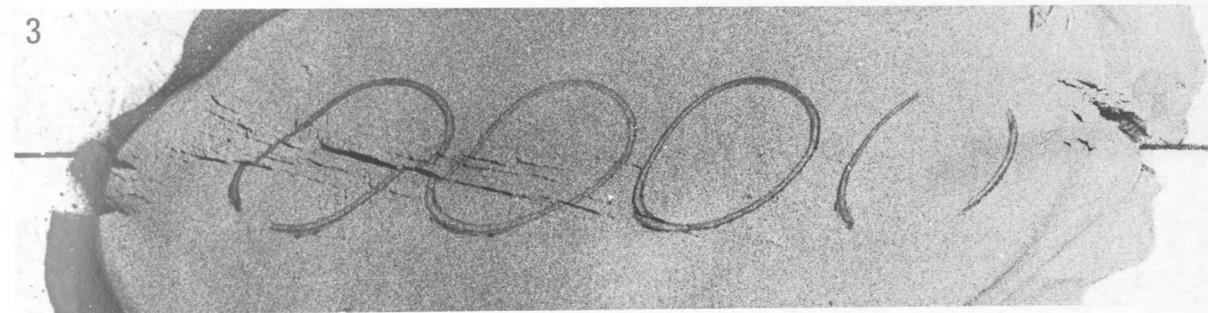
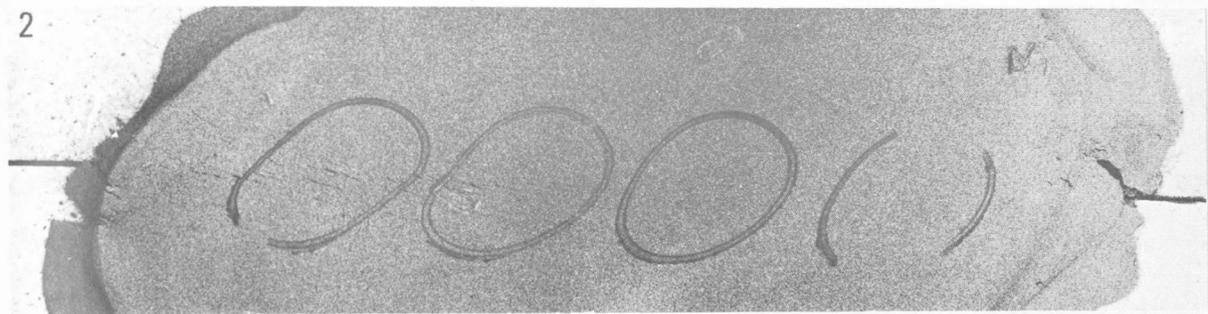
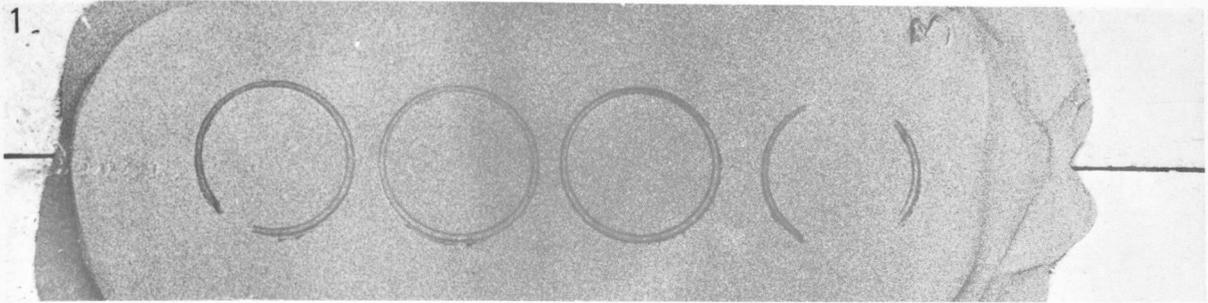
- Fig. a. — Echantillon après rupture. Gr. = 0,5.
- Fig. b et c. — Agrandissements du précédent dans les régions 1 et 2. Noter le développement des deux familles R et R' et le mouvement dextre le long de R.
- Fig. d. — Agrandissement d'une partie de l'essai représenté Pl. XVII. Noter la rotation de R'. Gr. = 2.

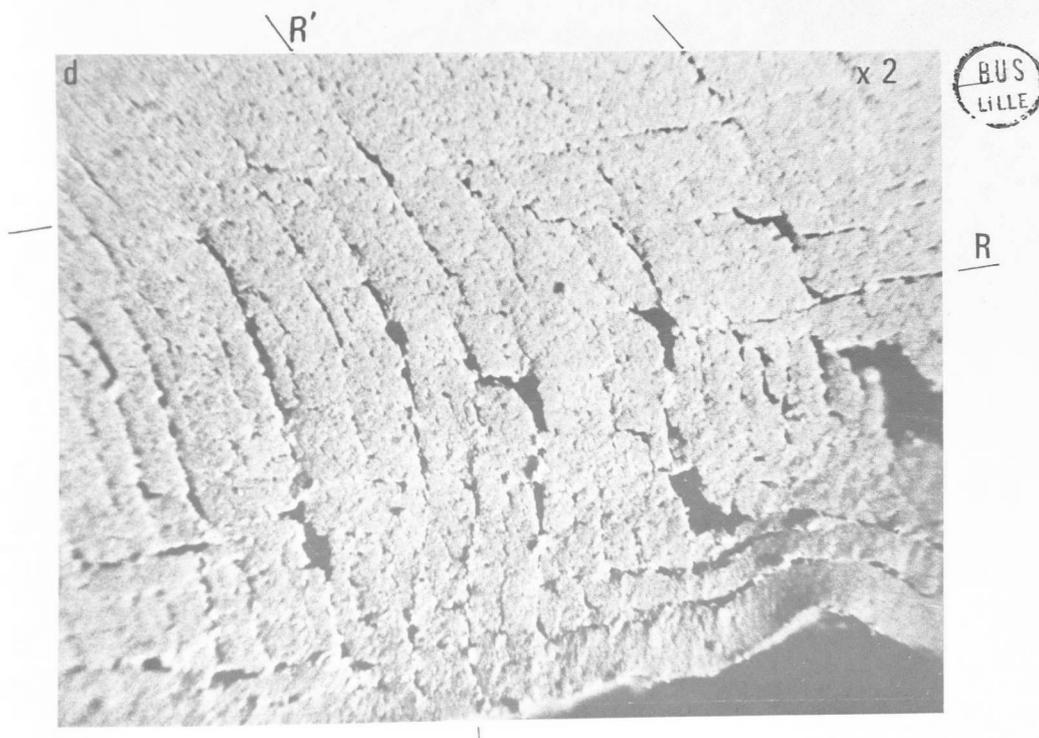
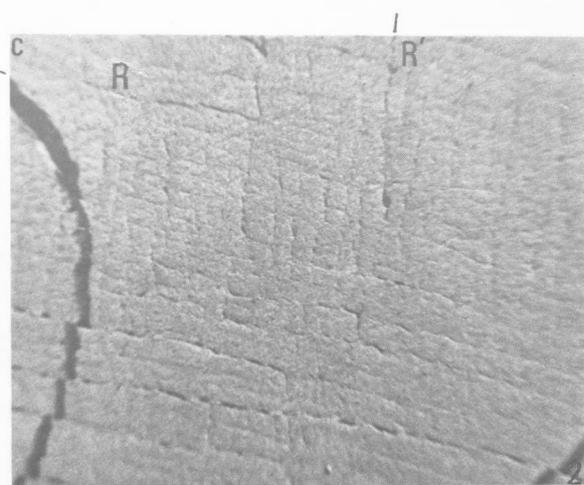
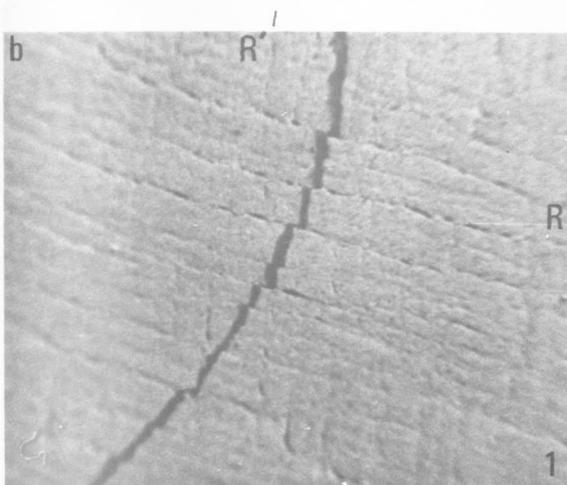
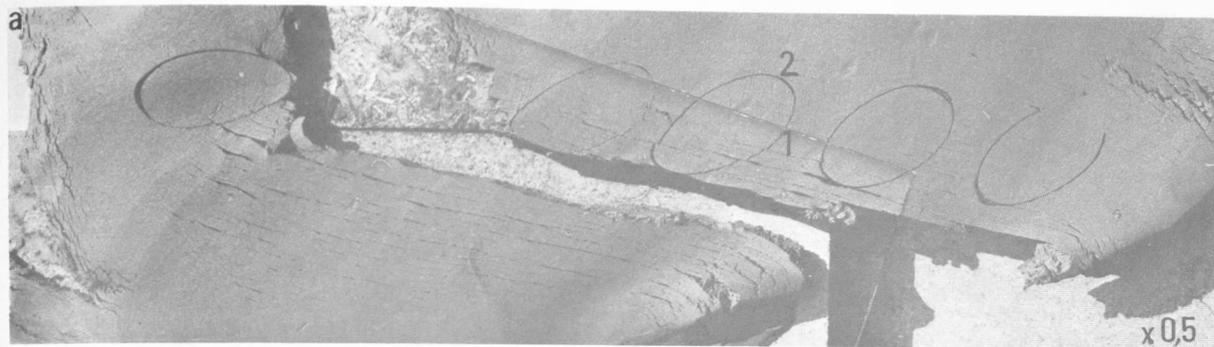
Planche XIX

Photo aérienne du secteur de la faille de la Cléry (Vercors sud-oriental) bien visible sur la gauche du cliché. (Photo publiée avec l'aimable autorisation de l'I.G.N.).











Sur l'analyse des phases superposées de la tectonique cassante : la néotectonique et les failles du massif de l'Ida (Crète, Grèce)

par Jacques ANGELIER (*)

Sommaire. — Les entours du massif de l'Ida, en Crète centrale, sont affectés par une intense tectonique cassante post-nappes. L'étude structurale détaillée et l'analyse d'une quarantaine de sites faillés par diverses méthodes précisent la chronologie et les caractères des phases tectoniques superposées. Sont ainsi relevés trois grands épisodes finimiocène et plio-quaternaires en extension. Les deux plus récents sont liés au développement de grandes lignes directrices du relief crétois : fossés et môles Est-Ouest, puis fossés et môles Nord-Sud. Puis un épisode de petits décrochements conjugués trahit une compression subméridienne ; enfin, les dernières déformations indiquent une reprise de l'extension au Quaternaire récent.

Summary. — The neotectonic environment of the Ida massif (Crete, Greece): an example of fault-tectonics phase analysis. — The neogene basins of Iraklion and Messara, in central Crete, surround the Ida massif. All the margins of this block are intensely faulted. So a systematic analysis of neogene and quaternary fault-tectonics was possible, using various methods for studying the numerous fault measurements in many points, most of these methods involving the use of a computer. Following the most ancient neogene fault movements, three main extensive tectogenetic phases took place in this central area of Crete, the first at the end of the Miocene, the others in the Plio-Quaternary. These two later phases developed the main East-West orographic alignments, such as the southern faulted limit of the Ida massif, and then the North-South ones, as for example the Iraklion basin, which lies between the Ida and Dictea mountains. Following this, a compressional phase can be recognized in the late Pliocene or early Quaternary, with conjugate strike-slip fault systems. The direction of the compression is North-South. Finally, recent extensional movements are shown up thanks to hardened slope detritus deformations along some of the major fault-lines of Ida.

La tectonique cassante trouve une bonne illustration dans le lavis de failles néogènes et quaternaires qui découpe l'édifice des nappes de charriage helléniques. Nous prendrons ici un exemple de cette tectonique de failles dans la partie méridionale de l'arc égéen.

Le massif de l'Ida, au centre de l'île de Crète, culmine à 2456 m au Psiloritis. Il est constitué pour l'essentiel de calcaires primaires,

secondaires et éocènes ("calcaires en plaquettes" à la base, calcaires de Tripolitza charriés au sommet). Une coupe schématique mettant en évidence la structure de nappes anté-miocènes du massif et de ses entours a récemment été donnée par Bonneau (1973).

Vis-à-vis de la tectonique fini et post-miocène qui nous intéresse ici, c'est-à-dire de la *néotectonique* au sens le plus large, génératrice des reliefs crétois, l'Ida est un monoclin plongeant vers la mer Egée (Aubouin et Dercourt, 1965), limité au Sud et à l'Est par de grandes lignes de fractures (fig. 1) :

(*) Laboratoire de Géologie, Université d'Orléans, 45045 Orléans Cedex.

Note déposée le 24 Octobre 1975.



Fig. 1. — Schéma de localisation de la région étudiée dans l'île de Crète. Les bordures faillées du massif de l'Ida sont esquissées en trait gras.

— au Sud, il surplombe le bassin néogène de Zaros par de grands escarpements de failles et de flexures faillées E-W ou ESE-WNW. Plus au Sud s'étend la longue plaine E-W de la Messara, essentiellement plio-quadernaire ;

— à l'Est, il est séparé du grand bassin néogène d'Héraklion par un escalier de failles méridiennes abruptes.

Les rejets verticaux de ces grandes cassures sont considérables : en additionnant au décalage morphologique l'épaisseur du Néogène et celles des nappes qui manquent sur l'Ida, mais dont on connaît des jalons alentour, il apparaît que ces rejets verticaux ne doivent pas être inférieurs à quatre kilomètres. Comme les grandes fractures ne sont pas verticales, mais notablement inclinées vers les bassins, les rejets horizontaux transversaux sont nécessairement importants, ce qui correspond à une extension notable.

Nous nous proposons d'étudier ici cette tectonique, pour l'essentiel en extension. La région la plus favorable à l'analyse des phases cassantes superposées est celle où se croisent les structures faillées N-S et E-W, au coin sud-est du massif, près d'Agia Varvara.

I. — METHODES D'ETUDE DES TECTONIQUES CASSANTES

Les nombreux sites fracturés de la région d'Agia Varvara nous ont servi de banc d'essai pour différentes méthodes d'étude des failles.

Ils se trouvent pour la plupart dans les marnes, les grès et les calcaires néogènes ; pour certains, un seul épisode est net, et la fracturation se ramène souvent à des modèles assez simples ; pour d'autres, plusieurs jeux de failles sont cumulés et il faut d'abord tenter de les séparer. La fracturation est particulièrement complexe dans les calcaires anté-néogènes du massif de l'Ida, où des failles plus anciennes sont associées aux cassures post-nappes.

A) Séparation des phases cassantes successives.

C'est le préalable indispensable à l'étude détaillée des sites fracturés. Les deux critères le plus souvent utilisés sont les recouvrements de failles par d'autres plus jeunes et les superpositions de stries successives sur des miroirs, étant entendu qu'il faut s'assurer par d'autres observations (incompatibilités mécaniques des différents jeux, différences de style cassant, datations stratigraphiques) qu'il s'agit bien d'épisodes tectoniques distincts. En effet, des stries peuvent se superposer au cours d'un même épisode cassant soit par le jeu de fractures entre plusieurs blocs non indépendants (couplages mécaniques discontinus), les mouvements par failles n'étant évidemment ni réguliers, ni synchrones, soit par une rotation des contraintes en cours de fracturation. Sur le plan théorique, Anderson (1951) a évoqué les modifications possibles du système de contraintes au voisinage d'une grande faille en mouvement, à l'origine de nouvelles failles (Price, 1966), dans le cas où les contraintes régionales ne varient pas.

Ces réserves faites, les sites polyphasés, où se voient de telles successions tectoniques, sont précieux pour établir la chronologie relative des mouvements ; nous en donnerons des exemples précis. En revanche, l'analyse d'une phase cassante donnée y est plus délicate, car il existe toujours une forte proportion de failles ne montrant qu'un seul jeu, qui n'est pas obligatoirement le dernier. Sauf cas spécial, l'étude doit partir des failles, relativement peu nombreuses, à stries d'ordre connu, pour retrouver la logique de chaque jeu. C'est pourquoi les sites monophasés sont les plus propices à l'analyse géométrique d'une phase, par les méthodes graphiques ou informatiques que nous évoquerons sommairement.

B) Méthodes appliquées aux sites fracturés (*).

Il importe de distinguer, au départ, les notions *dynamiques* (traction, compression, couple) et *cinématiques* (allongement, raccourcissement, rotation). Ainsi, les méthodes ayant trait aux *déplacements* ne peuvent, en toute logique, ignorer les *rejets a priori*. Dans les cas réels que nous étudions, la notion d'*ellipsoïde de déformation*, familière à la déformation continue (cf. notamment Ramsay, 1967), est d'emploi délicat, car bien souvent les *rejets* des failles et leurs *éloignements* les unes des autres ne sont pas très petits par rapport aux dimensions des sites étudiés. Par suite, la *fracturation ne peut être considérée, à cette échelle, comme homogène ou "continue"*; à moins de supposer que la fracturation présente des caractéristiques constantes dans un volume très grand autour du site étudié, ce qui ne se vérifie que rarement, comme l'indique la comparaison de sites voisins relevant d'un même épisode tectonique. Par ailleurs, il est clair que l'essentiel du mouvement se fait le long de quelques très grandes fractures plutôt que par le jeu d'un grand nombre de petites cassures. La tectonique cassante est bien différente, à maints égards, des modèles expérimentaux qui ont trait surabondamment à la fracturation initiale et fort rarement aux mouvements des blocs dans des matériaux hétérogènes à plans de défaut préexistants variés. Ces limites étant imposées, il s'ensuit que le *plus grand allongement* et le *plus grand raccourcissement* d'un volume rocheux fracturé donné ne sont pas obligatoirement perpendiculaires, ce que l'on peut montrer simplement en considérant un volume primitivement sphérique haché de failles diamétrales aux rejets variés.

Le niveau structural considéré est très peu profond, donc la *déformation au sens strict*, ou *continue*, peut être généralement négligée. Les méthodes appliquées sont au nombre de quatre (**); les deux premières ont trait à des cas particuliers, mais fréquents.

(*) Lors de la rédaction de la présente note, un travail en cours vise à comparer les résultats de l'étude dynamique selon la méthode due à Carey et Brunier (1974) à ceux des procédés évoqués ici. L'accord est généralement très satisfaisant.

(**) Nous avons réalisé la programmation et l'exploitation des mesures sur le calculateur IBM 360/25 du Centre de Calcul du C.N.R.S. à Orléans.

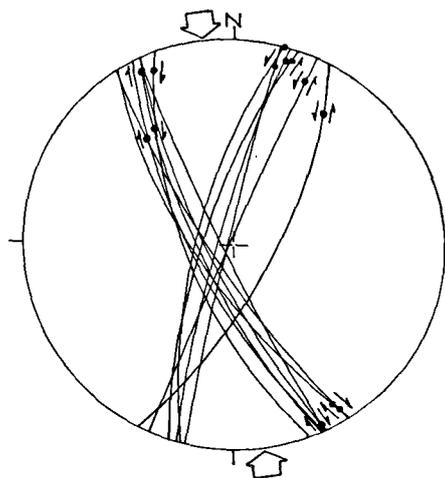


Fig. 2. — Exemple simple de cisaillements conjugués : système de décrochements près d'Agia Varvara. Projection de Schmidt de l'hémisphère inférieure. Les plans de faille sont portés en projection cyclographique, les stries sont des points. Tous les décrochements NNW-SSE sont dextres, tous les décrochements NNE-SSW sont sénestres. Les éléments de symétrie du dispositif ressortent clairement et permettent de suggérer un serrage méridien et une extension E-W, la contrainte principale moyenne étant subverticale.

1) Recherche et analyse des systèmes de cisaillements conjugués qui permettent, dans certaines conditions, une localisation satisfaisante des contraintes principales σ_1 , σ_2 , σ_3 (Anderson, 1951 ; Price, 1966). Non seulement les *stries*, mais aussi les *plans de faille* sont, par leurs orientations, fonction des caractéristiques mécaniques de la phase cassante (dans les autres cas, ce sont au contraire des *plans de défaut* préexistants, d'orientations variées, qui jouent. La fig. 2 en donne un exemple caractéristique.

En termes de déplacements, il s'avère que le *plus grand raccourcissement* et le *plus grand allongement* du volume rocheux étudié sont perpendiculaires si les rejets des deux familles de failles s'équilibrent statistiquement (***) (aplatissement - étirement), obliques sinon (aplatissement - étirement - rotation), sauf si la fissuration peut être considérée comme un élément "pénétratif" de la roche : auquel cas la notion d'ellipsoïde de déformation est applicable, et le plus grand allongement et le plus grand raccourcissement sont perpendiculaires, que la déformation soit pure ou rotationnelle.

(***) C'est clairement le cas si, sur chaque bissectrice du dièdre formé par les deux familles de failles, les sommes des projections orthogonales des rejets sont égales pour les deux familles de failles.

Dans de nombreux cas, sans qu'il soit possible de parler de cisaillements vraiment conjugués, l'analyse est d'un type comparable (fig. 3).

2) Recherche et étude des cas où tous les axes élémentaires de mouvement nul (droites perpendiculaires à la strie dans le plan de

faille) sont à peu près dans un même plan. Suivant le sens du jeu des failles (dont les plans sont quelconques), la normale à ce plan contient la contrainte principale σ_1 (compression) ou σ_3 (traction), l'ellipsoïde des contraintes étant sensiblement de révolution (modification de la

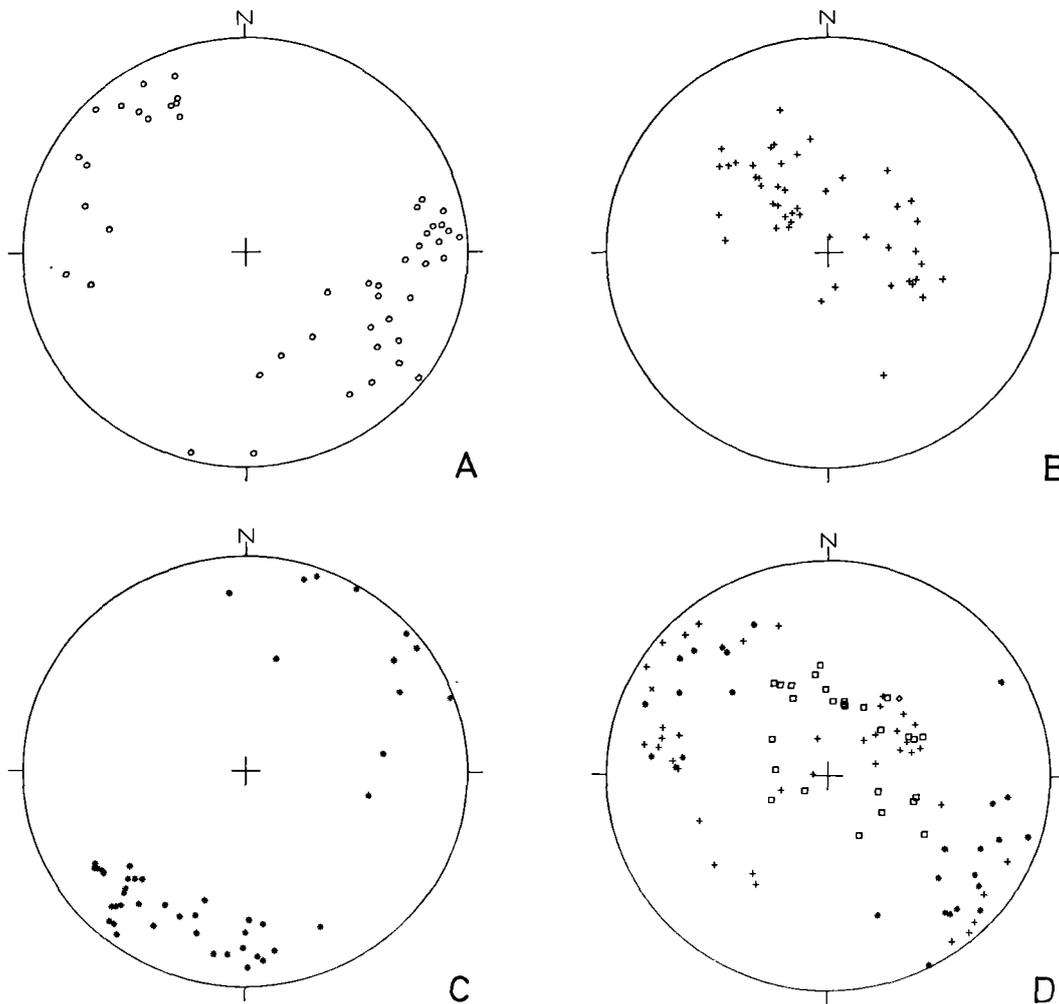


Fig. 3. — Exemple d'une série de diagrammes correspondant à un site de mesures du bassin de Zaros. A : pôles de plans de faille. — B : stries. — C : axes élémentaires de mouvement nul. — D : axes élémentaires d'allongement (certains, astérisques ; probables, croix obliques), de raccourcissement (certains, carrés ; probables, losanges) et non identifiés (croix droites). Cet exemple ne peut être assimilé à un dispositif de cisaillements conjugués, à cause de la grande dispersion des plans de faille. Toutefois, les éléments de symétrie évidents des diagrammes permettent une première localisation des axes principaux (extension NW-SE). Diagrammes obtenus sur traceur automatique.

prises à cet égard, l'étude des grandes failles conduit à un modèle qui doit être confronté aux résultats de l'analyse des sites faillés.

Les caractéristiques géométriques des grandes cassures permettent d'estimer l'ampleur des mouvements horizontaux grâce à

des abaques semblables à celui de la figure 6.

L'étude régionale et la cartographie ont pour autre intérêt de mener à une juste évaluation de l'ampleur relative des phénomènes tectoniques d'âges différents, dont les études locales donnent souvent une idée fausse.

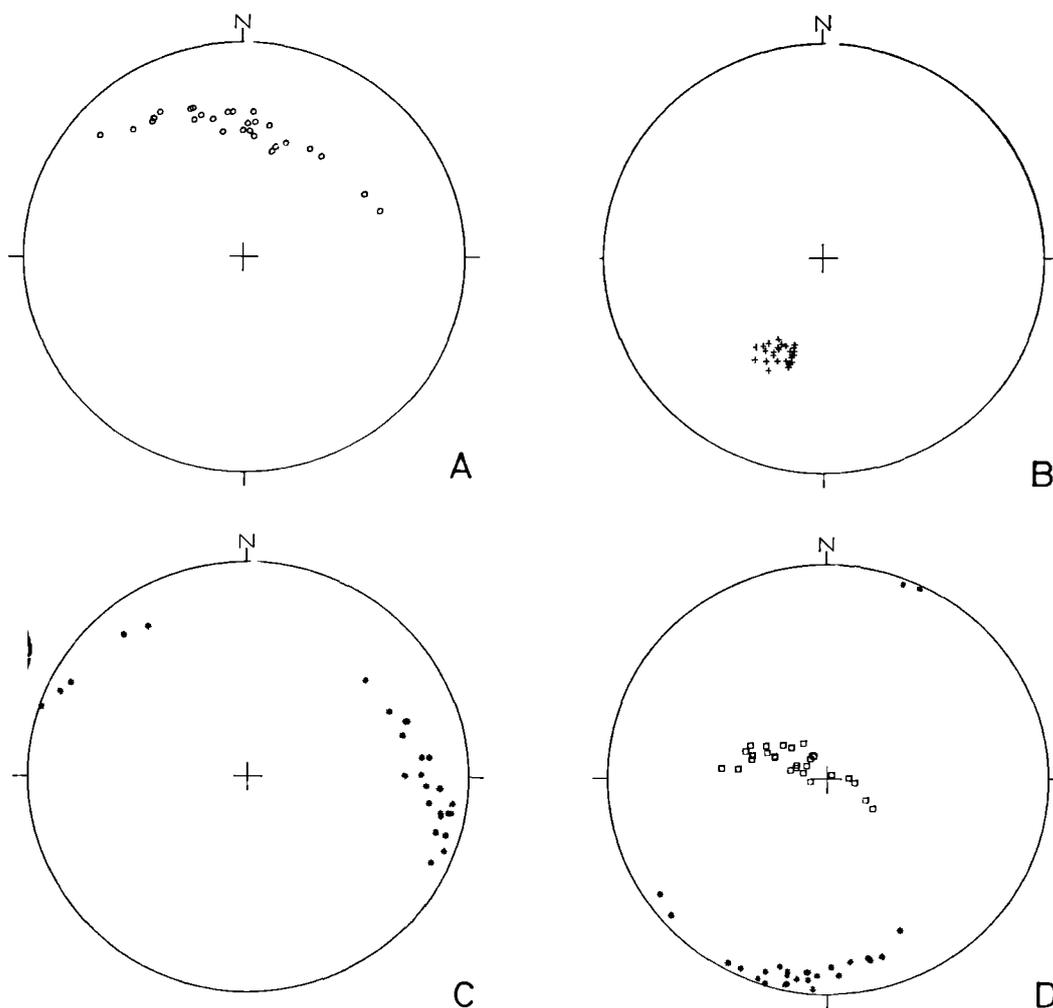


Fig. 5. — Exemple d'ondulations d'un miroir de faille (Schmidt, h. inf.). A : pôles des plans de faille. — B : stries. — C : axes élémentaires de mouvement nul. — D : axes élémentaires d'allongement (astérisques) et de raccourcissement (carrés). Les mesures ont été relevées à intervalles réguliers sur le miroir d'une grande faille bordant l'Ida au Sud. Les différents plans ont pour intersection commune la strie moyenne (A et B). De telles ondulations sont source de dispersion pour les axes élémentaires (C et D) et, sauf compensation statistique, sont cause d'erreurs dans l'analyse des populations de failles. Diagrammes obtenus sur traceur automatique.

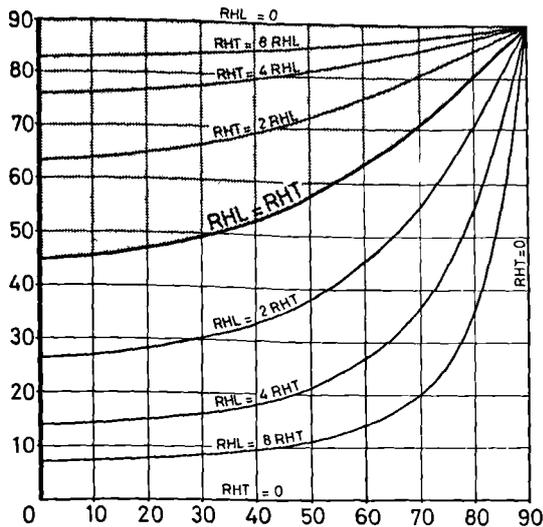


Fig. 6. — Abaque donnant le rapport entre les rejets horizontaux transversal (RHT) et latéral (RHL) d'une faille.
 En abscisse : inclinaison du plan de faille, en degrés.
 En ordonnée : angle aigu entre la strie et l'horizontale du plan de faille (dit pitch de la strie), en degrés.
 Le domaine laissé en blanc est celui des failles plutôt décrochantes (RHL supérieur à RHT) ; celui en gris correspond aux failles plutôt normales ou inverses (RHT supérieur à RHL).

II. — LE DISPOSITIF GENERAL POST-NAPPES

La carte géologique de la fig. 7 et les coupes sériées des fig. 8 et 9 donnent une vue d'ensemble du dispositif post-nappes. Pour clarifier ces documents, les terrains anté-miocènes, hors de notre propos, y sont laissés en blanc. Il suffira d'indiquer qu'il s'agit surtout de calcaires et de flyschs de la zone de Tripolitza ; le rôle post-nappes de l'Ida détermine une fenêtre où se voit leur superposition aux calcaires épimétamorphiques à affinités ioniennes (Bonneau, 1973). Les terrains néogènes et quaternaires sont franchement discordants, et témoignent d'une histoire sédimentaire agitée (Drooger et Meulenkamp, 1973).

A) Aperçu sur les séries post-nappes.

Nous nous bornerons aux grands traits stratigraphiques (*) ; les terrains néogènes comprennent trois séries principales :

(*) Une étude stratigraphique plus détaillée, qui n'a pas sa place ici, est en cours.

1) Une épaisse série miocène de grès et de marnes grises verdâtres ou bleuâtres, à intercalations conglomératiques irrégulièrement distribuées. Des fossiles marins *tortonien*s y sont connus de longue date (Cayeux, 1911 ; Symeonidis et Konstantinidis, 1967).

2) Une barre fini-miocène généralement bien visible dans le paysage. Les faciès les plus remarquables sont près d'Agia Varvara : il s'agit de calcaires récifaux blancs ou crème à Clypeastres, Spondyles, Bryozoaires, constructions algaires, etc. Des écueils de calcaires de Tripolitza y saillent çà et là, notamment entre Asitès et Agios Miron. Vers le Sud, dans le bassin de Zaros, et vers le Nord, près de Kroussonas, ces calcaires passent latéralement à des faciès plus gréseux. Vers le Nord-Est enfin, les gypses abondent à peu près au même niveau. Cette barre fini-miocène est franchement discordante sur toute la marge orientale de l'Ida, comme le montrent carte et coupes (fig. 7 et 9). Ainsi, au Nord d'Agia Varvara, la barre calcaire repose tantôt sur la série tortonienne, tantôt sur différents termes du substratum anté-néogène (calcaires, flyschs). La discordance angulaire est fort nette dans le paysage à Duli ; son angle atteint couramment 30 degrés, parfois plus (Prinias).

3) Sur la barre fini-miocène repose une série assez épaisse de marnes souvent feuilletées, de calcaires en plaquettes plus ou moins marneux, le tout blanc ou crème. Des fossiles marins *pliocènes* y sont connus (Symeonidis et Konstantinidis, 1967). A ces faciès s'ajoutent, notamment près d'Asitès, des passées conglomératiques abondantes, surtout à la base où elles ravinent la barre sous-jacente.

Le Quaternaire est assez maigrement représenté. Citons le glacis sans doute anté-würmien, situé entre Panassos et Gergeri, et les éboulis consolidés des flancs de l'Ida, recouverts par les éboulis modernes.

B) Les grands traits de la structure post-nappes.

Suivant que l'on se place au Sud ou à l'Ouest du grand massif de l'Ida, les lignes directrices du paysage ont des directions orthogonales.

1) Au Sud prédomine la direction Est-Ouest, que l'on retrouve bien souvent en Crète : c'est celle des grands escarpements de failles nor-

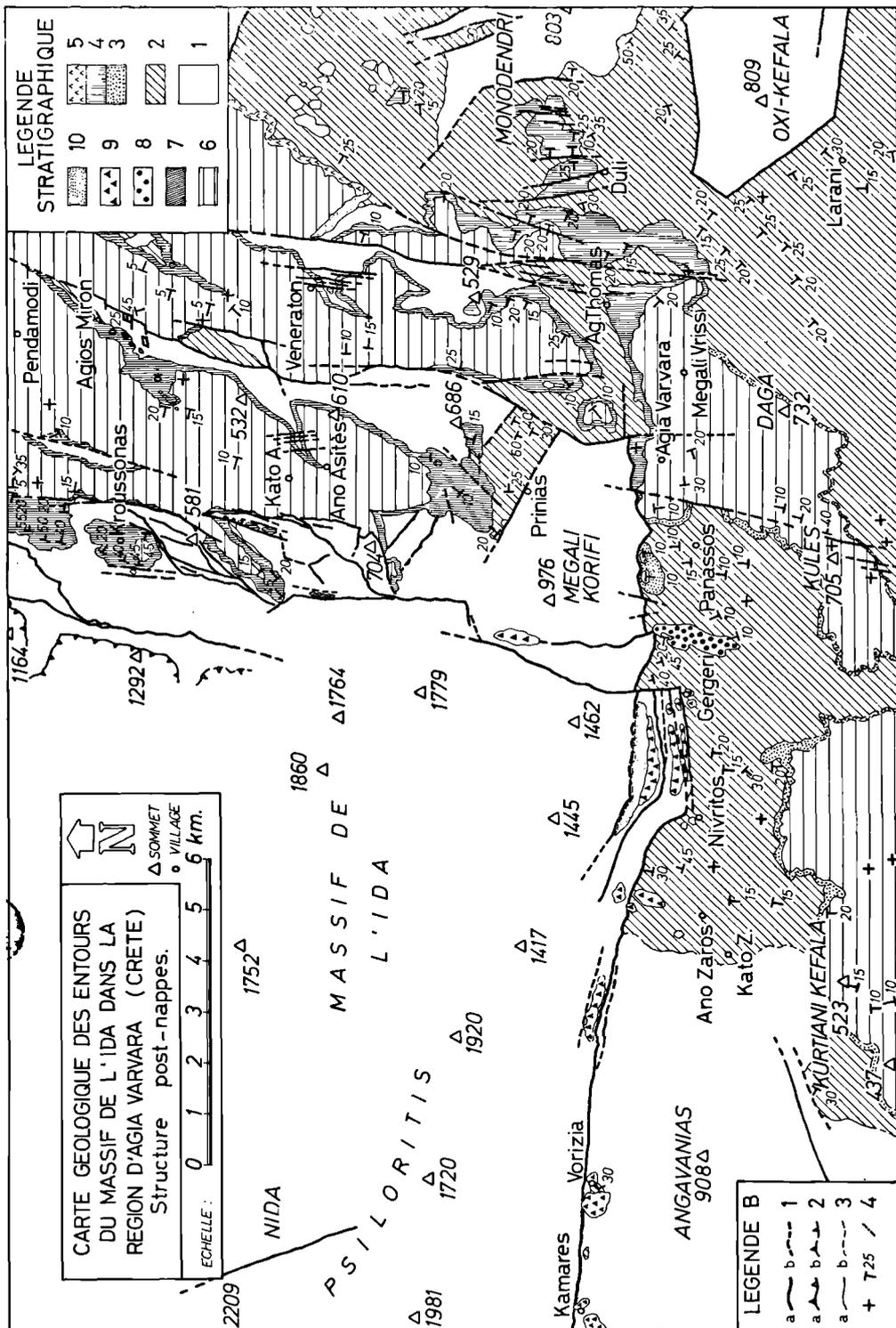


Fig. 7. — Carte géologique des environs du massif de l'Ida dans la région d'Agia Varvara, levée au 1/50.000°.

Légende B (tectonique). 1 : faille importante. — 2 : charriage de la série de Tripolizza sur les "calcaires en plaquettes", indiqué près de Kroussonas où il constitue un repère très visible. — 3 : contact stratigraphique. — a : contacts suivis sur le terrain. — b : contacts supposés ou observés sur photographie aérienne. — 4 : pendages horizontal, incliné (valeur en degrés), vertical.

Légende stratigraphique. 1 : substratum anté-miocène. — 2 : série miocène. — 3, 4, 5 : barre fini-miocène d'Agia Varvara, principalement calcaire vers le centre de la carte (4), avec des faciès plus gréseux au Nord et surtout au Sud (3), et voisinant avec des gypses au Nord-Est (5). — 6 : série pliocène s. l. — 7 : formations plio-quatennaires mal datées. — 8 : glaciais quaternaires de Gergeri. — 9 : brèches de pentes indurées de l'Ida. — 10 : alluvions modernes.

males du rebord méridional de l'Ida (fig. 8) et de leurs prolongements, sur le flanc sud du Megali Korifi notamment (fig. 7). C'est également celle des ondulations de la série néogène du bassin de Zaros, manifestement liées à l'effondrement contre l'Ida et d'ailleurs accompagnées de maintes failles normales.

2) A l'Est prédominent les structures sub-méridiennes. Les coupes de la fig. 9, à comparer avec la carte de la fig. 7, précisent la disposition des gradins de failles normales qui dominent le bassin d'Héraklion. Ce sont les paliers de Kroussonas (disparaissant vers le Sud contre le massif), d'Asitès-Agios Miron, d'Agios Thomas-Veneraton, puis le fossé de Duli que dominent à l'Est les môles de Monodendri et de l'Oxi-Kefala. Ces gradins sont également des synclinaux de Néogène ; le plus ample est celui d'Asitès ; celui de Kroussonas, tout contre le massif, est le plus marqué, avec des pendages dépassant 45°. Tout nous semble indiquer que ces plis sont dus à l'effondrement des gradins calés à contre-pente, donc liés aux failles normales : il n'existe en effet pas d'indices de compression.

3) Au Sud-Est, à l'intersection de ces deux grands dispositifs, l'enchevêtrement des failles Est-Ouest et Nord-Sud détermine une structure d'autant plus complexe que s'y mêlent des cassures de directions différentes, NW-SE notamment. Ce qui explique la disposition au premier abord anarchique des môles émergeant du Néogène dans ce secteur (Megali Korifi, Monodendri, Oxi-Kefala).

La diversité de ces structures post-nappes est le résultat d'une histoire tectonique complexe dont nous allons nous efforcer de reconstituer quelques phases, celles qui ont laissé une empreinte nette.

III. — LA SEPARATION DES PHASES SUPERPOSEES DE LA TECTONIQUE CASSANTE

La séparation en fonction des directions des accidents est d'autant plus tentante que les grandes lignes structurales sont ici très différentes. Mais une même phase tectonique peut faire jouer des structures diversement orientées : la distinction des phases doit procéder

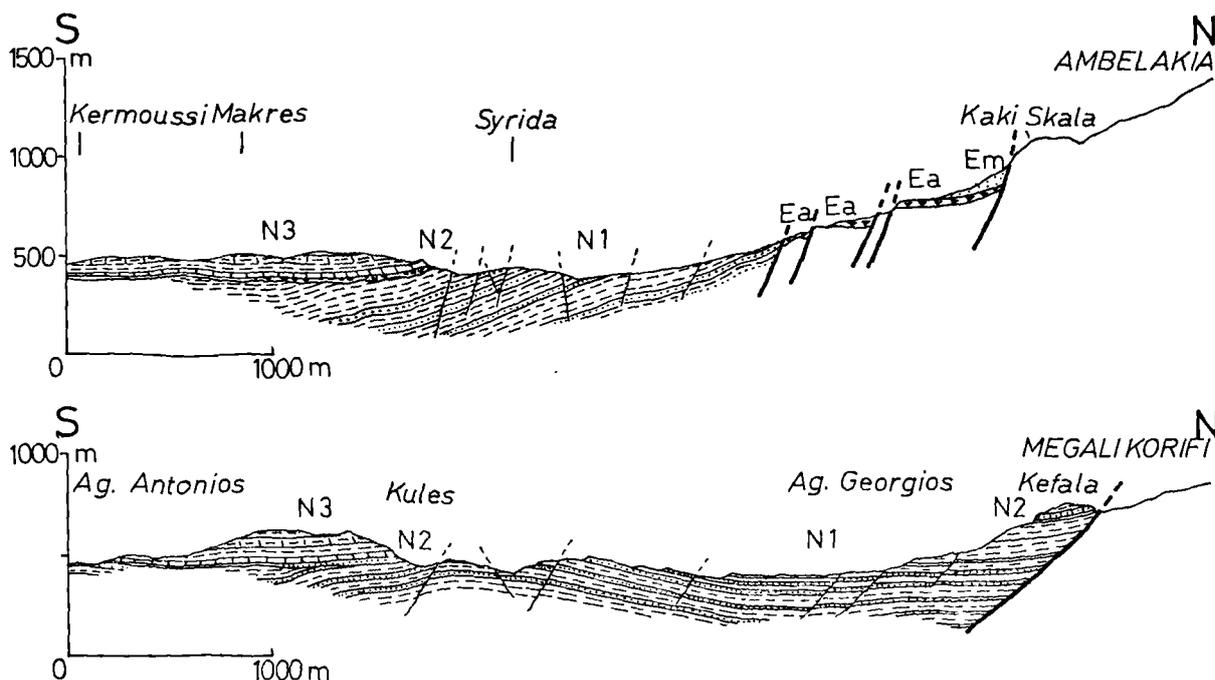


Fig. 8. — Coupes méridiennes sur le flanc méridional de l'Ida (bassin de Gergeri-Zaros). — N1 : Miocène. — N2 : barre fini-miocène. — N3 : Pliocène probable. — Ea : éboulis anciens consolidés. — Em : éboulis modernes.

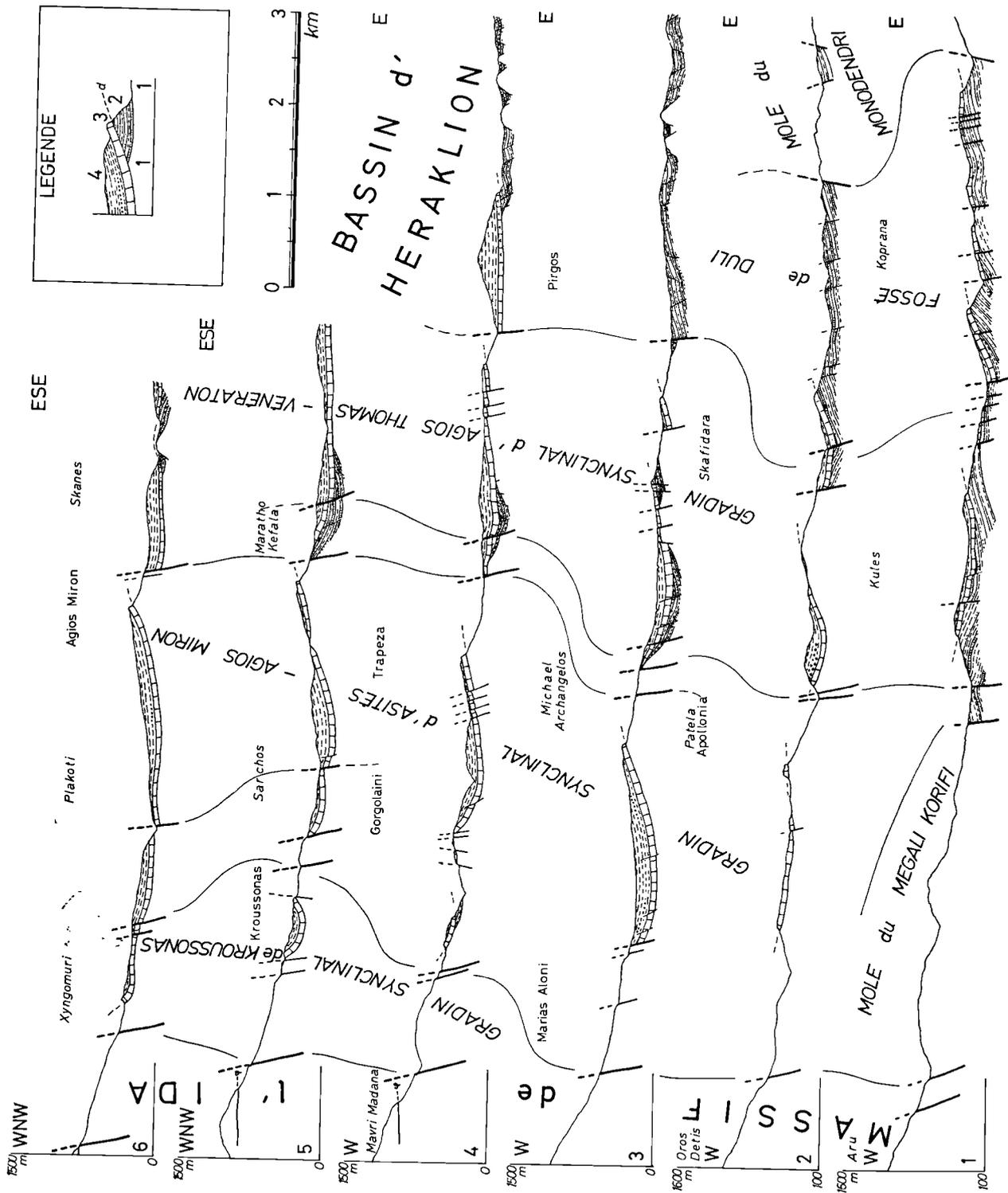


Fig. 9. — Coupes E-W séries sur le flanc oriental de l'Ida. Les coupes 1 à 6 s'échelonnent régulièrement du Sud au Nord. Légende : 1 : substratum anté-neogène, laissé en blanc. — 2 : série miocène. — 3 : barre fini-miocène d'Agia-Varvara, transgressive et discordante (d). — 4 : série pliocène s.l.

de critères plus rigoureux. Nous distinguerons dans l'exposé les observations de détail, " minitectoniques " si l'on veut, et celles d'ordre plus général.

A) Observations de détail.

Elles ont trait, soit aux recouvrements de failles les unes par les autres, soit aux rejeux de cassures préexistantes d'ampleurs variées.

1) *Les recouvrements de failles.* Nous en prendrons un exemple près d'Agios Thomas, essentiellement dans la barre calcaire fini-miocène. De nombreuses failles normales à peu près conjuguées indiquent clairement une extension Est-Ouest. Elles sont coupées par un système de décrochements conjugués corres-

pondant à un serrage méridien. (Il arrive, dans le détail, que les failles normales de direction convenable rejoignent en décrochement, des stries subhorizontales se superposant aux stries fortement pentées du premier mouvement). La fig. 10 illustre ce dispositif. Non loin, ces mêmes failles hachent des failles normales Est-Ouest qui correspondent à une extension méridienne encore plus ancienne (fig. 11). Le schéma qui se dégage de ces observations est celui de trois épisodes successifs, dont les caractéristiques bien différentes sont résumées par la fig. 12 ; il n'est pas particulier au secteur d'Agios Thomas, mais se retrouve çà et là.

2) *Les rejeux de populations de failles préexistantes.* Certains sites dans le Miocène du

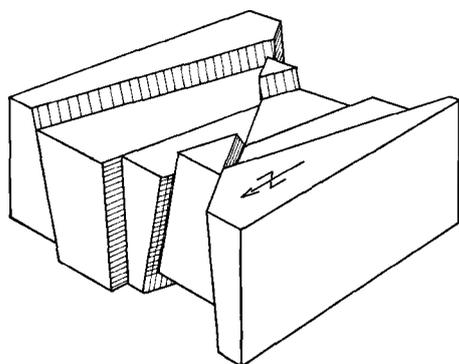


Fig. 10. — Bloc-diagramme schématisant les rapports entre décrochements conjugués et failles normales subméridiennes, près d'Agios Thomas. Certains décrochements coupent les failles normales, d'autres en sont des rejeux (failles à deux familles de stries, normales puis décrochantes).

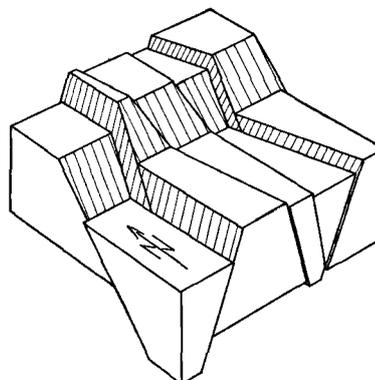


Fig. 11. — Bloc-diagramme schématisant les rapports entre les failles normales subméridiennes et Est-Ouest, près d'Agios Thomas. Les failles subméridiennes coupent les failles Est-Ouest.

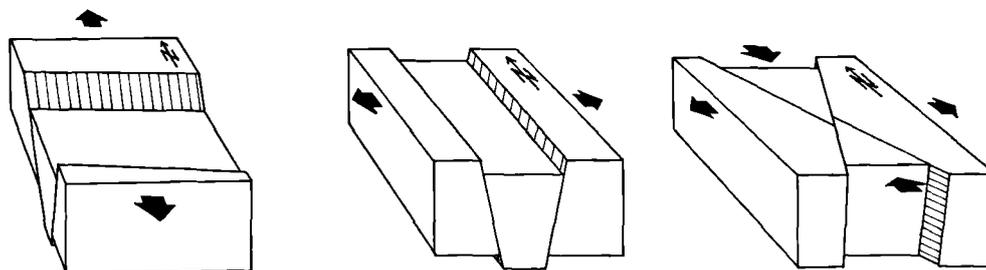


Fig. 12. — Blocs-diagrammes schématisant les caractères des trois phases cassantes successives bien marquées dans la région d'Agia Varvara et Agios Thomas. De gauche à droite : 1 : failles normales Est-Ouest (extension méridienne). — 2 : failles normales méridiennes (extension Est-Ouest). — 3 : système de décrochements conjugués (compression méridienne et extension Est-Ouest).

bassin de Zaros fournissent des diagrammes complexes, comme celui de la fig. 4 où sont soupçonnées différentes directions d'extension. Or, dans ces sites, de nombreuses failles portent deux familles de stries superposées, rarement davantage. Connaissant la chronologie relative de ces stries, il est aisé de séparer les mesures en deux groupes, qui sont analysés séparément. Ainsi apparaît, dans le bassin de Zaros, la succession d'une extension Nord-Ouest-Sud-Est par failles normales et d'un léger serrage méridien par leur rejeu limité en décrochements. Parfois, lorsque plus de deux épisodes sont superposés, la séparation est difficile.

3) *Les rejeux des grandes failles* sont également instructifs. La faille méridionale de l'Angavias a joué d'abord comme faille normale en extension Nord-Ouest-Sud-Est, puis en décrochement sans doute lié à l'extension Est-Ouest.

Dans de nombreux sites, les observations relatives aux recouvrements des failles et à leurs rejeux se complètent harmonieusement. Il reste alors à en trouver l'expression cartographique.

B) Observations d'ordre plus général.

La superposition des phases cassantes peut être également déterminée à partir des recouvrements des grandes structures, et des discordances.

1) *Recouvrements des grandes lignes de failles.* Le meilleur exemple est celui des rapports entre les failles normales Est-Ouest du rebord méridional de l'Ida et les failles normales méridiennes de son escarpement oriental qui les recoupent et les décalent nettement, notamment entre Gergeri et Agia Varvara (fig. 7). Comme ces dernières failles n'ont pas rejeu en décrochement, cette observation confirme l'ancienneté de l'extension Est-Ouest. De manière comparable, les failles Nord-Ouest-Sud-Est à Ouest-Nord-Ouest-Est-Sud-Est (Prinias) sont recoupées par les accidents subméridiens.

2) *Discordances.* Elles peuvent être flagrantes : le glacis quaternaire de Gergeri recouvre de nombreuses failles. Souvent, les observations sont moins directes : ainsi, près d'Agia Varvara, la barre fini-miocène, sur le trajet d'importantes failles, n'est pas affectée ; ailleurs, elle ne montre aucune fracturation à l'aplomb

de marnes tortonniennes intensément faillées en extension Nord-Ouest-Sud-Est. Il est donc bien probable que des mouvements cassants ont précédé de peu le dépôt des calcaires fini-miocènes d'Agia Varvara.

Les épisodes cassants ayant été distingués, l'analyse tectonique de chacun d'eux peut être reprise en détail. Nous évoquerons en priorité les quatre phases qui ont laissé des traces flagrantes dans la région étudiée.

IV. — LES PRINCIPALES PHASES DE LA TECTONIQUE CASSANTE POST-NAPPE DU MASSIF DE L'IDA

Outre les éléments de séparation des phases cassantes que nous avons exposés, une analyse tectonique des confins sud-est de l'Ida a été menée à différentes échelles :

— *étude de nombreux sites faillés*, à partir de mesures abondantes, principalement dans le Néogène ;

— *étude de failles isolées ou peu nombreuses* visibles çà et là, complétant des analyses de sites ;

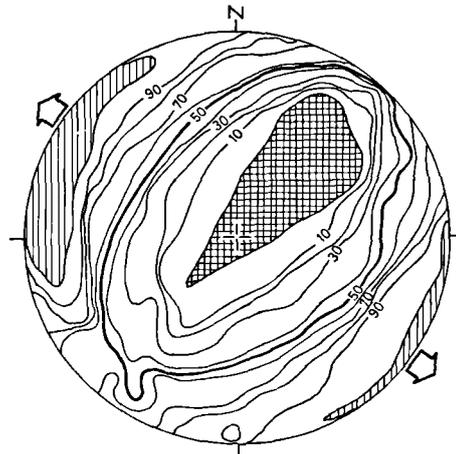


Fig. 13. — Exemple de diagramme de fréquence des allongements et des raccourcissements caractéristique de la phase d'extension Nord-Ouest-Sud-Est. Schmidt, h. inf. Les courbes correspondent aux iso-valeurs du pourcentage des failles en allongement (ainsi, dans la direction matérialisée par tout point de la courbe 70, 70 % des failles fonctionnent en allongement et 30 % en raccourcissement). La zone hachurée correspond aux directions pour lesquelles toutes les failles fonctionnent en allongement, la zone en croisillons aux directions suivant lesquelles toutes les failles jouent en raccourcissement. Les grosse flèches matérialisent la direction d'extension.

— étude des miroirs des failles aux rejets hectométriques et kilométriques qui limitent les principaux compartiments.

Quatre épisodes distincts sont abondamment représentés autour du massif de l'Ida. Les autres, à l'empreinte plus ténue ou bien à peu près effacée, seront brièvement évoqués dans les conclusions de ce travail.

A) Phase d'extension Nord-Ouest - Sud-Est par failles normales.

Elle se manifeste surtout dans le bassin d'Zaros, où plusieurs sites fournissent des diagrammes comme ceux des fig. 3 et 13. La fig. 1 en indique la répartition géographique. Souvent des jeux postérieurs sont mêlés aux failles de cet épisode (fig. 4).

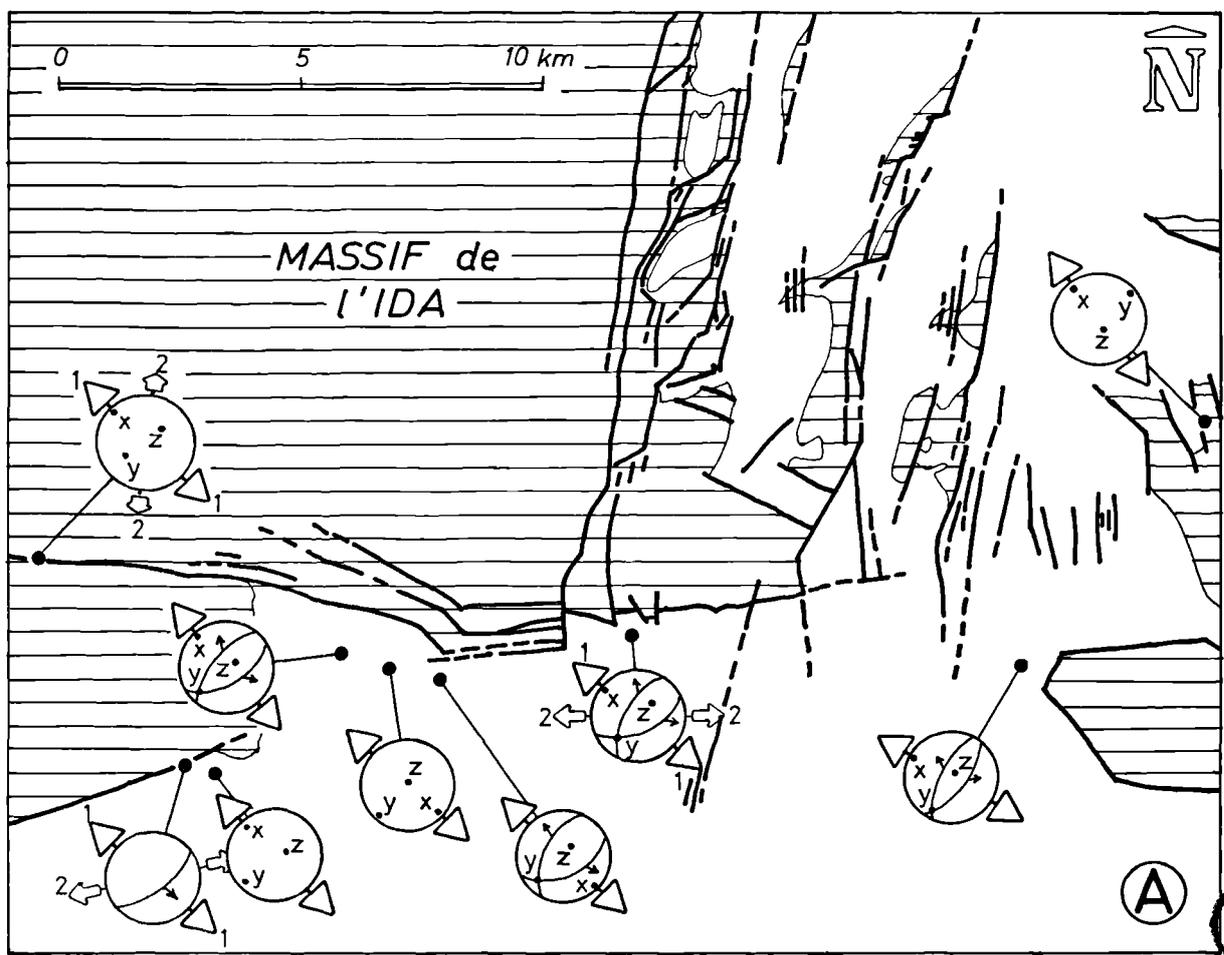
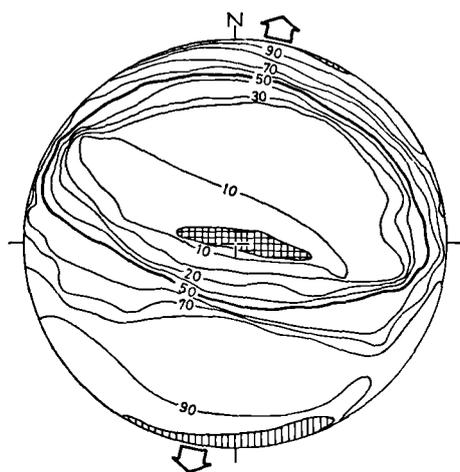


Fig. 14. — Schéma structural sommaire où sont portées les caractéristiques des principaux sites fracturés correspondant à la phase d'extension Nord-Ouest - Sud-Est. Le substratum anté-néogène est hachuré, le Néogène et le Quaternaire sont laissés en blanc, les grandes failles sont portées en traits épais. Les axes x (extension et/ou allongement), y (intermédiaire) et z (compression et/ou raccourcissement) sont localisés sur des diagrammes réduits (projection de l'h. inf.). Lorsque les caractéristiques sont déduites de l'analyse de dispositifs de cisaillements conjugués ou de grandes failles subparallèles, les projections cyclographiques et les stries (petites flèches) des failles moyennes sont esquissées. Les grosses flèches indiquent l'extension correspondante. Quand le site permet de reconnaître une chronologie des phases, les flèches qui caractérisent l'autre épisode sont également portées, mais moins grosses et en trait plus fin. Dans ce cas, les chiffres mentionnés indiquent l'ordre chronologique des phases.



Il est à noter que cette phase tectonique ne correspond pas à des structures actuellement bien marquées : son empreinte sur le paysage est à peu près nulle. Par ailleurs, tous les sites caractéristiques se trouvent dans la série miocène (Tortonien), jamais dans la barre sus-jacente, ni dans le Pliocène. Il nous paraît donc probable, bien que les éboulis de la barre fini-miocène s'opposent aux observations décisives, que cette phase prend place au Miocène supérieur.

← Fig. 15. — Phase d'extension subméridienne : exemple de diagramme caractéristique (région d'Agia Varvara). (Légende comme pour la fig. 13).

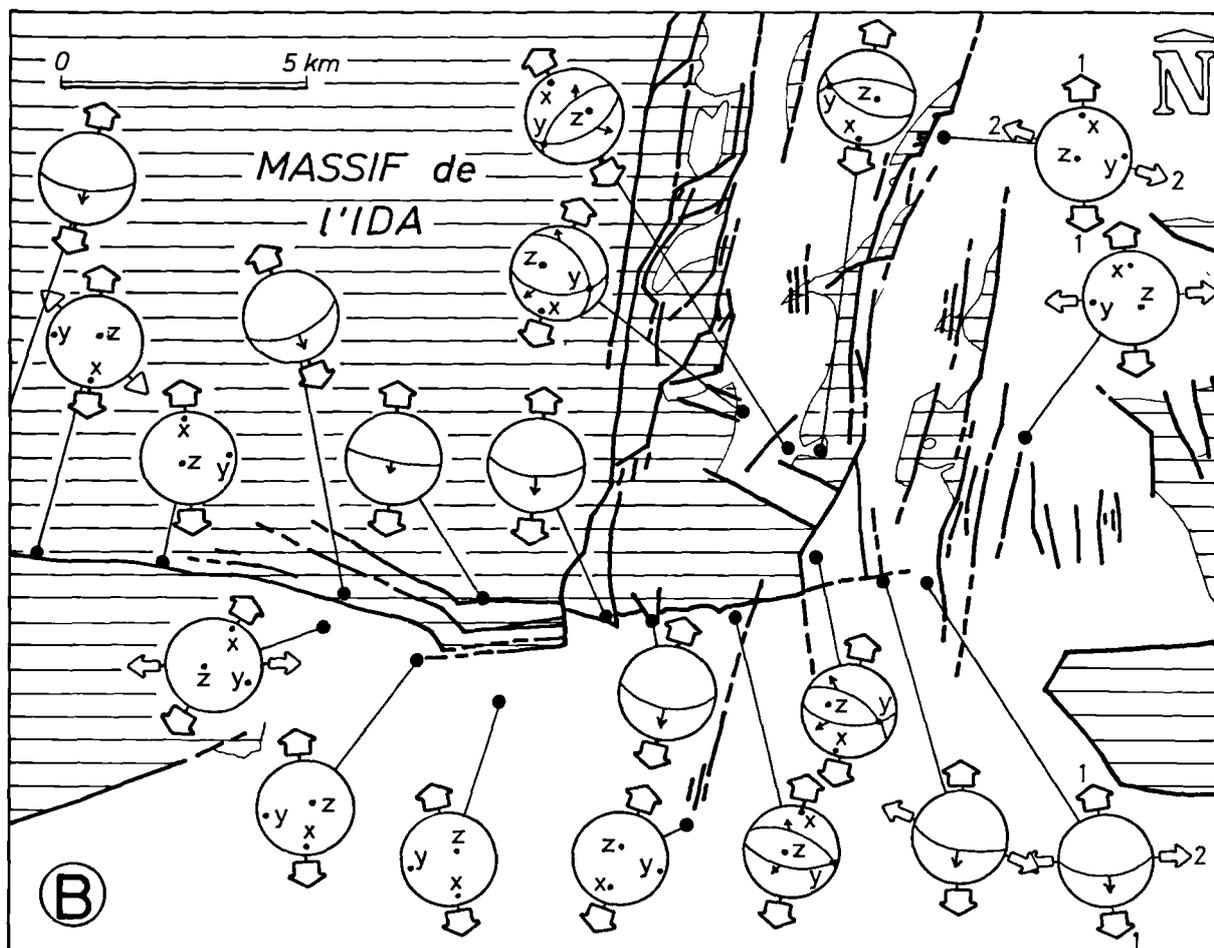


Fig. 16. — Principaux sites fracturés de la phase d'extension subméridienne. (Légende comme pour la fig. 14).

B) Phase d'extension méridienne par failles normales.

Cet épisode, à l'inverse du précédent, est à l'origine de *structures majeures*, dont les plus remarquables sont les *failles Est-Ouest de rejets pluri-kilométriques* qui limitent les grands massifs au Sud. Il explique la disposition première des môles qui prolongent l'Ida à l'Est (Megali Korifi, Monodendri, Oxi-Kefala); mais ce seuil tectonique Est-Ouest fut ultérieurement fragmenté. Les sites de mesures sont nombreux, notamment dans le Néogène du bassin de Zaros: la fig. 15 en donne un exemple, et la fig. 16 une vue d'ensemble.

Cette phase cassante et la suivante, toutes deux extensives, paraissent, pour ce qui est de l'ampleur des mouvements, les plus importantes de la tectonique post-nappe.

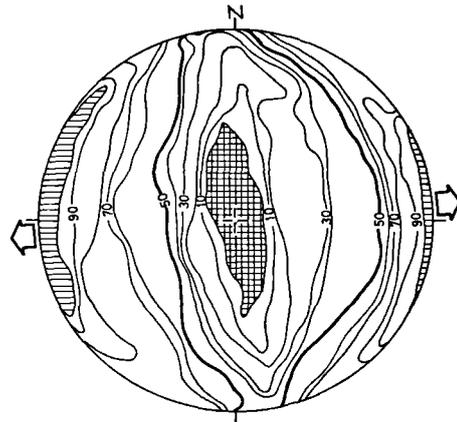


Fig. 17. — Phase d'extension Est-Ouest. Exemple de diagramme caractéristique (région d'Agios Thomas). (Légende comme pour la fig. 13).

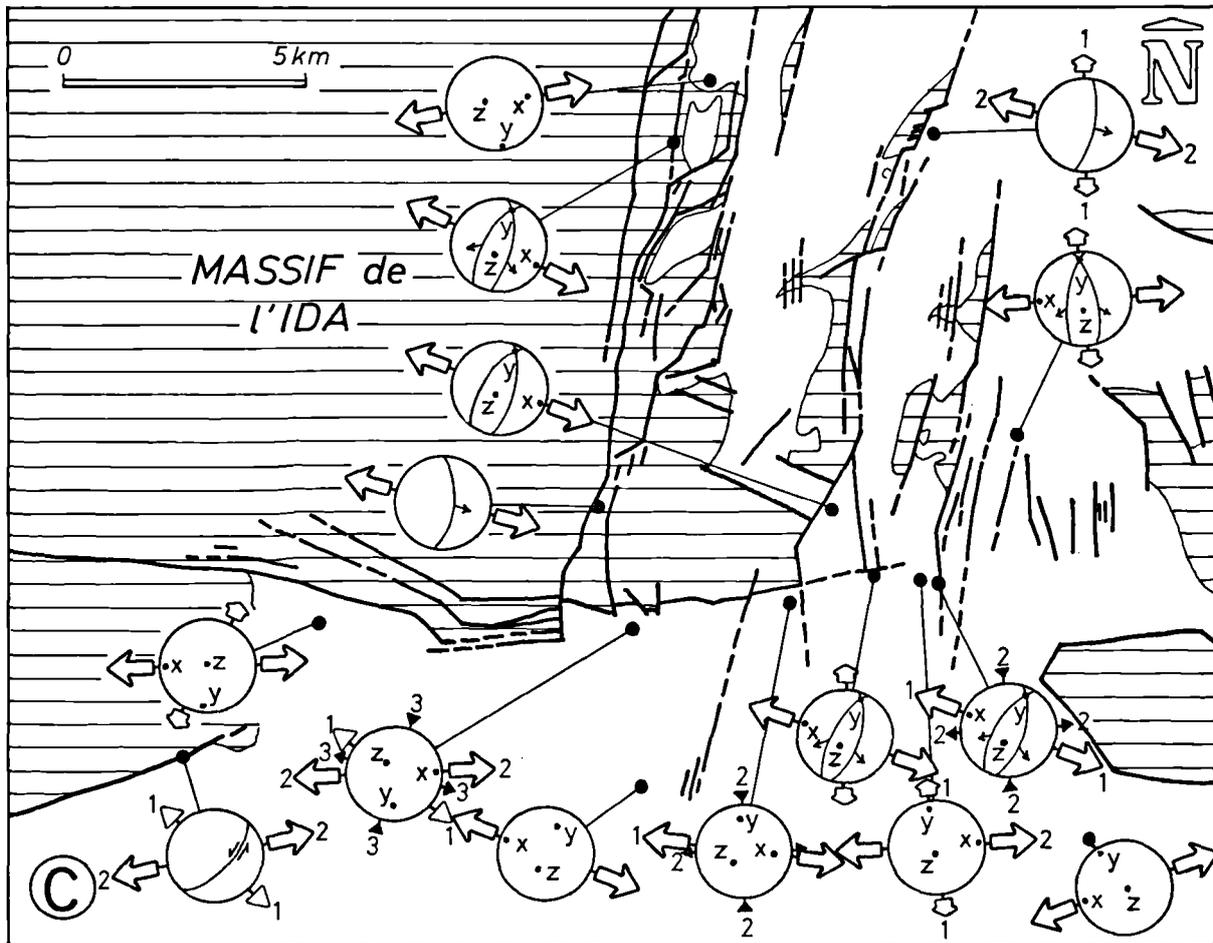


Fig. 18. — Principaux sites fracturés correspondant à la phase d'extension Est-Ouest. (Légende comme pour la fig. 14).

C) Phase d'extension Est-Ouest par failles normales.

L'importance de cet épisode est grande dans le bassin d'Héraklion, dont il explique en grande partie la disposition. Le jeu des *grandes failles subméridiennes*, à rejet horizontal latéral généralement négligeable, s'est accompagné du basculement de vastes panneaux faillés, voire de leur ploiement : d'où le dispositif en *gradins synclinaux* des paliers bordiers de l'Ida. Plus au Sud, cette phase a achevé le découpage des môles qui limitent au Sud le bassin néogène d'Héraklion. Il est à noter que l'inclinaison de ces failles subméridiennes est bien souvent plus forte que celle des fractures de l'épisode précédent : à rejet net égal, la composante verticale est plus forte et le rejet horizontal transversal, donc l'extension, plus faible.

Cette phase cassante, qu'illustreront les figures 17 et 18, affecte l'ensemble de la série néogène. Le laps de temps qui la sépare de la précédente ne nous est pas connu, faute de témoins sédimentaires.

D) Phase des décrochements.

Quoique d'ampleur limitée, car les principales failles ne rejouent pas et les décrochements sont généralement de faibles rejets, cet épisode est bien caractérisé. Il s'agit de *décrochements subverticaux*, dextres Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est et sénestres Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest (fig. 2) ; ce qui, suivant le schéma des cisaillements conjugués, incite à orienter la contrainte maximum Nord-Sud et la contrainte minimum Est-Ouest.

Cette phase, dans la mesure où les décrochements dextres et sénestres sont d'ampleurs comparables, paraît bien liée à une *compression subméridienne* (fig. 19 et 20). Il s'agit donc, au Pliocène supérieur ou Quaternaire ancien, d'une rupture dans la logique d'ensemble, extensive, de l'histoire tectonique post-nappes.

CONCLUSIONS

Les entours du massif de l'Ida, par l'intensité des mouvements cassants qu'ils ont subi au Néogène et au Quaternaire, offrent matière privilégiée à une étude de la tectonique de failles.

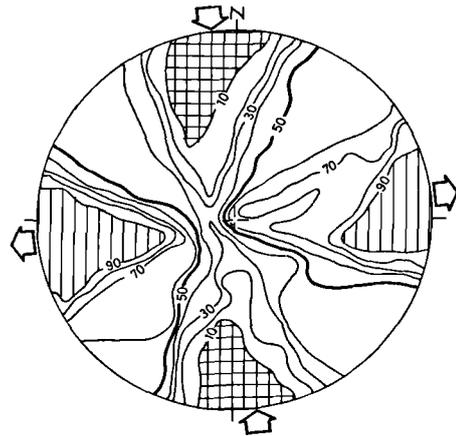


Fig. 19. — Phase des décrochements. Exemple de diagramme caractéristique (région d'Agios Thomas). (Légende comme pour la fig. 13, à ceci près que les zones en hachures et en croisillons correspondent à des fréquences respectivement supérieures à 90% et inférieures à 10%).

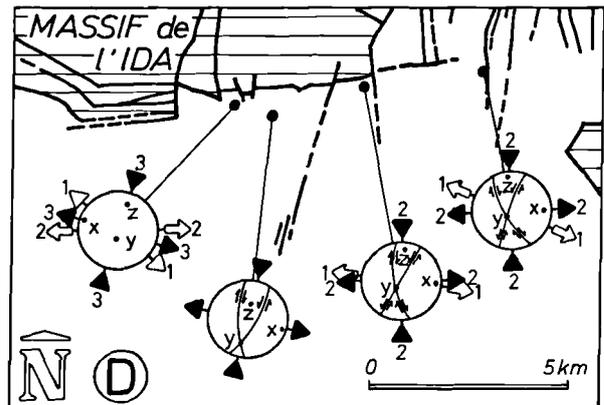


Fig. 20. — Principaux sites fracturés correspondant à la phase des décrochements. (Légende comme pour la fig. 14, à ceci près que les flèches noires indiquent les directions d'extension et de compression).

Du point de vue physique et notamment mécanique, les méthodes d'étude numériques sont appelées à connaître bien des progrès. Pour l'instant, de nombreux facteurs doivent être négligés, et il ne faut pas confondre la *précision physique* des procédés d'analyse à partir de mesures de failles, qui est encore médiocre, avec la *précision mathématique* que l'emploi des calculateurs rend excellente.

Du point de vue géologique, la précision des méthodes est actuellement largement suffisante pour permettre, d'une part la détermination satisfaisante des principales caractéristiques d'une phase cassante (axes des déformations ou des contraintes), d'autre part la séparation des épisodes tectoniques successifs, pourvu que leurs caractéristiques mécaniques ou géométriques ne soient pas trop voisines. A quoi s'ajoutent évidemment les indispensables données de la cartographie régionale.

Pour l'exemple que nous avons choisi, l'analyse qualitative et quantitative des déformations permet la mise en évidence, au centre de la Crète, d'une histoire tectonique post-nappes assez mouvementée. Encore divers mouvements, notamment les plus anciens, échappent-ils probablement aux investigations.

Des quatre phases évoquées, les trois premières sont toutes en extension, c'est-à-dire que la direction de contrainte maximum paraît toujours proche de la verticale. *L'extension méridienne* correspond au développement des lignes de relief Est-Ouest, qui sont bien nettes en Crète malgré leur morcellement ultérieur par les structures transversales liées à l'extension Est-Ouest. Le dispositif transversal est magnifiquement représenté par le bassin d'Héraklion qu'encadrent à l'Ouest et à l'Est les massifs de l'Ida et du Dictea, limités par de grandes failles normales subméridiennes. La dernière

phase semble être liée à une extension Est-Ouest et une *compression Nord-Sud*, s'exprimant par des réseaux de décrochements dont le bassin d'Héraklion nous a fourni d'autres exemples (Angelier, 1973).

Enfin, d'autres mouvements, que nous n'avons pas évoqués, sont d'étude plus difficile. Il s'agit, en premier lieu, des *jeux les plus anciens des failles Est-Ouest*, en extension semble-t-il grossièrement Nord-Sud; mais les rejeux postérieurs en ont bien souvent anéanti les traces. En second lieu, il convient de mentionner les *rejeux très récents des grandes failles bordières Nord-Sud et Est-Ouest de l'Ida*, que trahissent les déformations des éboulis indurés: c'est le signe, après l'épisode des décrochements, de la reprise quaternaire de l'extension.

Somme toute, le schéma provisoire qui découle d'une analyse tectonique détaillée, dans cette région méridionale de l'arc égéen, comprend des phases tectoniques en extension bien marquées vers la fin du Miocène et au Plio-Quaternaire, puis un épisode de compression subméridienne, et enfin une reprise de l'extension au cours du Quaternaire. Les extensions plio-quaternaires Nord-Sud et Est-Ouest par failles normales jouent un rôle fondamental dans le développement des reliefs du massif de l'Ida et des régions avoisinantes de l'île de Crète.

* * *

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) ANDERSON E.M. (1951). — The Dynamics of Faulting. Oliver of Boyd, Edinburgh.
- 2) ANGELIER J. (1973). — Etude structurale de secteurs fracturés au Néogène-Quaternaire en Crète. *Comm. 1^{re} réunion ann. Sc. de la Terre*, Paris, p. 45.
- 3) ANGELIER J. (1975a). — Sur un rapport de l'informatique à l'analyse structurale : exemple de la tectonique cassante. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. XVII, fasc. 2, p. 137-146.
- 4) ANGELIER J. (1975b). — Sur l'analyse des déplacements dus au jeu d'une population de failles. Exemples en Crète (Grèce). *C.R. Ac. Sc., Paris*, série D, t. 280, p. 1657-1660.
- 5) ARTHAUD F. (1969). — Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 729-737.
- 6) AUBOUIN J. (1971). — Réflexions sur la tectonique de failles plio-quaternaire. *Géol. Rundschau*, 60, 3, p. 833-848.
- 7) AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1965). — Sur la géologie de l'Egée : regard sur la Crète (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 787-821.
- 8) BONNEAU M. (1973). — Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l'arc égéen. *C.R. Ac. Sc., Paris*, série D, t. 277, p. 2453-2456.
- 9) CAREY E., MERCIER J. et VERGELY P. (1974). — Méthode de détermination par ordinateur des directions principales de la déformation d'une population de failles. *Comm. 2^e réunion ann. Sc. de la Terre*, Pont-à-Mousson, p. 95.
- 10) CAREY E. et BRUNIER B. (1974). — Analyse théorique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C.R. Ac. Sc., Paris*, série D, t. 279, p. 891-894.
- 11) CAYEUX L. (1911). — Le Miocène de l'île de Crète. *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 152, p. 637-639.
- 12) DROOGER C.W. et MEULENKAMP J.E. (1973). — Stratigraphic contribution to geodynamics in the mediterranean area : Crete as a case history. *Bull. Soc. géol. Grèce*, (X), 1, p. 193-200.
- 13) PRICE N.J. (1966). — Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Ed. R. Maxwell, Pergamon Press, 176 p.
- 14) RAMSAY J.G. (1967). — Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, éd., 568 p.
- 15) SYMEONIDIS N.K. et KONSTANTINIDIS D. (1967). — Beobachtungen zu den Neogen - Ablagerungen der Zentralgebietes der Insel Kreta. *Annales géol. Pays Helléniques*, p. 657-688.

————— « —————

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Liste des fascicules disponibles en vente séparée jusqu'à épuisement du stock(*)

			Le fascicule
Tome IX	(1881-82)	fascicules 1, 2, 4 et 5	30,00 F.
Tome XI	(1883-84)	fascicules 1, 4	40,00 F.
Tome XIII	(1885-86)	fascicules (1-2), 3, 4, 6	30,00 F.
Tome XIV	(1886-87)	fascicules 1, (2-3), 4	40,00 F.
Tome XV	(1887-88)	fascicules 1, 2, (5-6)	40,00 F.
Tome XVI	(1888-89)	fascicules 1, 5, 6	30,00 F.
Tome XVII	(1889-90)	fascicules 4, 5, 6	30,00 F.
Tome XVIII	(1890)	fascicule 3	40,00 F.
Tome XIX	(1891)	fascicules 2, (3-4), (5-6)	40,00 F.
Tome XXII	(1894)	fascicule 3	40,00 F.
Tome XXIII	(1895)	fascicules 1, 4	40,00 F.
Tome XXVI	(1897)	fascicules 1, 2, 4	40,00 F.
Tome XXVII	(1898)	fascicules 3, 4	40,00 F.
Tome XXVIII	(1899)	fascicules 1, 3, 4	40,00 F.
Tome XXIX	(1900)	fascicules 2, 4	40,00 F.
Tome XXX	(1901)	fascicules 1, 2, 3, 5	30,00 F.
Tome XXXI	(1902)	fascicules 1, 3, 4	40,00 F.
Tome XXXII	(1903)	fascicules 1, 2, 4	40,00 F.
Tome XXXIII	(1904)	fascicules 2, 3	40,00 F.
Tome XXXIV	(1905)	fascicules 1, 2, 4	40,00 F.
Tome XXXV	(1906)	fascicule 4	40,00 F.
Tome XXXVI	(1907)	fascicule 4	40,00 F.
Tome XXXVII	(1908)	fascicules 2, 3, 4	40,00 F.
Tome XXXVIII	(1909)	fascicules 2, 3, 4	40,00 F.
Tome XL	(1911)	fascicules 3, 4	40,00 F.
Tome XLI	(1912)	fascicules 1, 2, 4	40,00 F.
Tome XLII	(1913)	fascicules 3, 4	40,00 F.
Tome XLIII	(1914)	fascicules 2, (3-4)	48,00 F.
Tome XLV	(1920)	fascicule 2	40,00 F.
Tome XLIX	(1924)	fascicules 1, 3	48,00 F.
Tome L	(1925)	fascicule 2	72,00 F.
Tome LI	(1926)	fascicules 2, 3, 4	40,00 F.

(*) Les Annales de la Société géologique du Nord sont normalement en vente par tomes entiers (voir tarif couverture). Cependant, un certain nombre de fascicules sont actuellement disponibles et seuls vendus séparément. Selon la décision du Conseil du 11 avril 1974, leur prix varie en fonction de celui du volume complet.

			Le fascicule
			—
Tome LII	(1927) fascicule 1	60,00 F.
Tome LIII	(1928) fascicule 2	40,00 F.
Tome LIX	(1934) fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome LX	(1935) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXI	(1936) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXII	(1937) fascicule 1	72,00 F.
Tome LXIII	(1938) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXIV	(1939) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXVI	(1946) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXVII	(1947) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXVIII	(1948) fascicules 1, 3	48,00 F.
Tome LXIX	(1949) fascicule 2	72,00 F.
Tome LXXI	(1951) fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome LXXIV	(1954) fascicules 1, 3	48,00 F.
Tome LXXV	(1955) fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome LXXVI	(1956) fascicules 1, 2	48,00 F.
Tome LXXVIII	(1958) fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome LXXIX	(1959) fascicules 1, 2	48,00 F.
Tome LXXX	(1960) fascicules 2, 4	40,00 F.
Tome LXXXI	(1961) fascicules 1, 2	48,00 F.
Tome LXXXII	(1962) fascicules 2, 3, 4	40,00 F.
Tome LXXXIII	(1963) fascicules 2, 3, 4	40,00 F.
Tome LXXXIV	(1964) fascicules 2, 3, 4	40,00 F.
Tome LXXXV	(1965) fascicules 3, 4	40,00 F.
Tome LXXXVI	(1966) fascicules 1, 2, 3	45,00 F.
Tome LXXXVII	(1967) fascicules 1, 2, 3	45,00 F.
Tome LXXXVIII	(1968) fascicules 1, 2, 4	45,00 F.
Tome LXXXIX	(1969) fascicules 1 (*), 2, 4	45,00 F.
Tome XC	(1970) fascicules 2, 3, 4 (**)	45,00 F.
Tome XCI	(1971) fascicule 4	45,00 F.
Tome XCII	(1972) fascicules 1, 2, 3	45,00 F.

(*) Fascicule réservé à la Géologie du Nord de la France : 45,00 F.

(**) Fascicule spécial du Centenaire de la S.G.N. : 75,00 F.

COLLOQUE DU JURASSIQUE

à Luxembourg, 1967

MEMOIRE DU B. R. G. M.

N° 75, 760 pages, nombreuses illustrations

Prix de vente : 200,00 F.F.

Cet important colloque se propose de faire le point sur un grand nombre d'études relatives au Jurassique.

Après une introduction sur les définitions, la nomenclature et les méthodes d'études spécifiques à cet étage, une partie importante de l'ouvrage est consacrée aux problèmes paléogéographiques, biogéographiques et biostratigraphiques du Jurassique.

Un chapitre traite plus spécialement des limites Jurassique-Crétacé et de celles Jurassique moyen et supérieur.

Enfin, les derniers chapitres concernent la stratigraphie régionale en Europe, les problèmes de zonations et l'ouvrage se termine par un ensemble d'articles sur la stratigraphie générale du Jurassique hors d'Europe (Canada, Etats-Unis, Nouvelle-Zélande, etc...).

MEMOIRES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Tome I :

- Mémoire N° 1. - Ch. BARROIS, *Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande*, 1876, 232 p. 240,00 F.
 Mémoire N° 2. - P. FRAZER, *Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie*, 1882, 178 p. 180,00 F.
 Mémoire N° 3. - R. ZEILLER, *Mémoire sur la flore houillère des Asturies*, 1882, 24 p. 24,00 F.

Tome II. — Ch. BARROIS, *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*, 1882 épuisé

Tome III. — Ch. BARROIS, *Faune du Calcaire d'Erbray*, 1889 épuisé

Tome IV :

- Mémoire N° 1. - J. GOSSELET, *Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli*, 1894, 63 p., 7 pl. 60,00 F.
 Mémoire N° 2. - L. CAYEUX, *Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires*, 590 p., 10 pl. épuisé

Tome V. — M. LERICHE, *Contribution à l'étude des Poissons fossiles du Nord de la France et des régions voisines*, 1906 épuisé

Tome VI :

- Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, *Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri* B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. 60,00 F.
 Mémoire N° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, *Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin*, 1912-1920. Fascicule 1 épuisé
 Fascicule 2, 230 p., 17 pl. 240,00 F.
 Mémoire N° 3. - V. COMMONT, *Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire*, 1909, 68 p., 3 pl. 120,00 F.

Tome VII :

- Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, *Etude des Stipes d'Asterochloena laxa* Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl. 72,00 F.
 Mémoire N° 2. - A. CARPENTIER, *Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France*, 1913 épuisé

Tome VIII :

- Mémoire N° 1. - G. DUBOIS, *Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France*, 1923 épuisé
 Mémoire N° 2. - Ed. LEROUX, *Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer*, 1929, 50 p., 5 pl. 84,00 F.

Tome IX :

- Mémoire N° 1. - G. DUBAR, *Etude sur le Lias des Pyrénées françaises*, 1925, 332 p., 7 pl. 300,00 F.
 Mémoire N° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, *Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Denée*, 1926, 23 p., 6 pl. 72,00 F.

Tome X :

- Mémoire N° 1. - A. CARPENTIER, *La flore wealdienne de Féron-Glaçon (Nord)*, 1927 épuisé
 Mémoire N° 2. - J.W. LAVERDIERE, *Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales*, 1931, 132 p., 8 pl. 120,00 F.

Tome XI. — A. DUPARQUE, *Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais*, 1934 épuisé

Tome XII. — D. LE MAITRE, *Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis*, 1934, 268 p., 18 pl. 240,00 F.

Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, *Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)*, 1963, 145 p., 11 pl. 180,00 F.

Tome XIV. — G. WATERLOT, *Les Gigantotrachés du Siluro-Dévonien de Liévin*, 1966, 23 p., 5 pl. 62,00 F.

ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I (Terrains primaires), **Fascicule II** (Terrains secondaires), **Fascicule III** (Terrains tertiaires) épuisés
Fascicule IV (Terrains quaternaires) 20,00 F.

Carte géologique du Département du Nord au 1/320 000° (par J. GOSSELET, M. LERICHE, H. DOUXAMI) 31,00 F.

Ecorché géologique infra-mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M.), COPESEP et S.N.P.A.) 30,00 F.

SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques 20,00 F.

Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie 20,00 F.

Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie 15,00 F.

Les membres bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.
 Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

SOMMAIRE

Tome XCV

3^{me} trimestre

	Pages
J. PAQUET. — Avant-Propos	111
D. FRANÇOIS. — Notions de mécanique de la rupture	113
J.P. HENRY et J. PAQUET. — Le problème de la rupture des roches : rupture brutale et cinétique de fissuration	119
P. SIRIEYS. — Dilatance, fatigue et anisotropie de rupture des roches	139
R. HOUPERT. — La rupture fragile des roches	145
P. HABIB. — La rupture des roches et des massifs rocheux dans les travaux de Génie Civil ou Minier	155
D. FOURMAINTRAUX. — Influences de la fracturation des massifs rocheux sur les travaux souterrains	159
CERCHAR. — Etude de la stabilité des carrières souterraines. Moyens d'étude <i>in situ</i> mis en œuvre dans des carrières souterraines du département du Nord	171
D. FABRE et J.-P. ROBERT. — Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications	175
J. ANGELIER. — Sur l'analyse des phases superposées de la tecto- nique cassante : la néotectonique et les failles du massif de l'Ida (Crète, Grèce)	183