



**HAL**  
open science

## Analyse géotechnique des glissements de versants sédimentaires sur des plans de stratification.

Armando Ramirez Rascon

► **To cite this version:**

Armando Ramirez Rascon. Analyse géotechnique des glissements de versants sédimentaires sur des plans de stratification.. Géomorphologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT: . tel-00537042

**HAL Id: tel-00537042**

**<https://theses.hal.science/tel-00537042>**

Submitted on 17 Nov 2010

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

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

# THÈSE

présentée par

**Armando RAMIREZ RASCON**

Ingeniero Civil  
Universidad Nacional Autónoma de México

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

**MÉCANIQUE**

(Option : Géologie du Génie Civil)

DE

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE  
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

ET

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE  
DE GRENOBLE

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

S U J E T

**ANALYSE GÉOTECHNIQUE DES GLISSEMENTS DE VERSANTS  
SÉDIMENTAIRES SUR DES PLANS DE STRATIFICATION**

Soutenue le 24 Septembre 1987 devant la Commission d'Examen

	M. P. ANTOINE	Président
Examineurs	M. P. VIALON	
	M. P. SIRIEYS	Rapporteur
	M. D. FABRE	Rapporteur
	M. J.-F. GAMOND	
	M. A. GIRAUD	

**INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE**

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ  
SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE  
Mécanique (Géologie du Génie Civil)

*Titre de l'ouvrage :*

**ANALYSE GÉOTECHNIQUE  
DES GLISSEMENTS DE VERSANTS SÉDIMENTAIRES  
SUR DES PLANS DE STRATIFICATION**

*Nom de l'auteur :* Armando RAMIREZ RASCON

*Établissement :* Institut de Recherches Interdisciplinaires de  
Géologie et de Mécanique

**RÉSUMÉ**

Ce travail représente une contribution pour progresser dans la compréhension du phénomène complexe des glissements de versants sédimentaires sur des plans de stratification. On a combiné les approches géologique et mécanique, de façon à analyser les expériences et concepts qui les influencent, directement ou indirectement.

Un versant sédimentaire, est le résultat d'une série de phénomènes naturels (dépôt, diagénèse, épigénie, contraintes tectoniques, érosion, etc.), qui ont déterminé et/ou modifié ses caractéristiques et propriétés mécaniques (hétérogénéité, anisotropie, discontinuités, déformations, inclinaison, etc.). Ici la considération de l'effet d'échelle est fondamentale.

D'autre part, le glissement d'un versant n'a lieu que lorsque les conditions géologiques et mécaniques sont favorables ; leur recherche est l'objectif des études de stabilité.

Les méthodes et formules courantes pour le calcul de la stabilité des masses rocheuses, représentent mal les conditions des versants. La taille de ces structures ( $10^1$  à  $10^8$  m<sup>3</sup>), est à l'origine d'une forte hétérogénéité de la résistance au glissement et des conditions d'équilibre ; les déformations tectoniques le long des joints peuvent invalider les formules de résistance au cisaillement, surtout entre des couches à module de déformation contrasté.

L'évaluation de la résistance au glissement sur un plan de stratification doit considérer, en plus des conditions géologiques, les matériaux qui s'y trouvent, la morphologie de la surface et l'influence de l'eau.

L'analyse de stabilité d'un versant, doit être axée vers la détermination de l'influence de la variation des divers facteurs qui contrôlent l'équilibre, le « coefficient de sécurité » n'ayant pas une signification intrinsèque utile.

On présente l'analyse rétrograde du Claps-de-Luc (Drôme), écoulement historique dont une grande partie de la surface de glissement est encore visible. La reconstitution topographique est décrite, et on déduit, à partir de l'analyse de l'influence sur la stabilité de plusieurs conditions, la cause probable du glissement.

**MOTS-CLÉS**

Versant sédimentaire ; Stabilité ; Joint de stratification ; Géologie ; Mécanique ; Laboratoire ; Claps-de-Luc ; Analyse rétrograde.

# THÈSE

présentée par

**Armando RAMIREZ RASCON**

Ingeniero Civil  
Universidad Nacional Autónoma de México

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

MÉCANIQUE

(Option : Géologie du Génie Civil)

DE

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE  
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

ET

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE  
DE GRENOBLE

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

S U J E T

**ANALYSE GÉOTECHNIQUE DES GLISSEMENTS DE VERSANTS  
SÉDIMENTAIRES SUR DES PLANS DE STRATIFICATION**

Soutenu le 24 Septembre 1987 devant la Commission d'Examen

	M. P. ANTOINE	Président
Examineurs	M. P. VIALON	
	M. P. SIRIEYS	Rapporteur
	M. D. FABRE	Rapporteur
	M. J.-F. GAMOND	
	M. A. GIRAUD	

**INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE**

«Méditer en philosophie,  
c'est revenir du familier à l'étrange,  
et dans l'étrange affronter le réel»

Paul Valéry

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

Il y a déjà plus de quatre ans qu'un soir, rentrant d'un voyage de travail où je me battais pour comprendre les conditions géotechniques le long des 300 km d'une ligne électrique, je trouvais dans le journal une information sur la possibilité de réaliser des études en France.

Ce sont les mots «..... Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique» qui ont attiré mon attention. C'est là que j'ai entrevu la possibilité de mieux comprendre les problèmes que ma formation «linéaire» de mécanicien ne me permettait de concevoir, qu'à travers des modèles très peu représentatifs.

Comment vous remercier, très cher Pierre Antoine, de m'avoir appris à observer le terrain que je ne savais que regarder, et de m'avoir offert votre amitié et votre conseil. Nous nous souviendrons toujours de vous.

A toi, Denis, qui avec une patience énorme m'as montré les techniques du terrain et du laboratoire durant de nombreuses journées, et qui avec une spontanéité généreuse as fait de ton mieux pour que notre séjour en France soit agréable: merci mon cher ami.

De vous, Pierre Vialon, on m'avait très bien parlé au Mexique, mais ces mots n'étaient pas assez élogieux; vous m'avez appris à connaître les roches «réelles» et la croûte terrestre, bien différentes de celles que mon esprit concevait; et malgré vos nombreuses occupations, vous m'avez toujours offert, avec une gentillesse remarquable, votre connaissance et votre temps.

A vous, Monsieur Sirieys, mes remerciements sincères pour vos précieux commentaires et conseils, ainsi que d'avoir accepté la pénible tâche de faire le rapport de ce mémoire, dans le très court délai dû à mes engagements.

Jean-François Gamond, ton sujet de recherche a attiré mon intérêt dès mon arrivée à l'IRIGM. Je te remercie de ta bienveillance pendant les nombreuses occasions où je suis allé te consulter.

Vous, André Giraud, avez toujours montré intérêt pour mon travail, et dans les derniers mois avez trouvé fréquemment un moment pour aller m'encourager. Merci.

Monsieur Letourneur, avec une ténacité herculéenne vous avez essayé de contrer toutes mes tentatives pour «innover» la langue française, mais malgré tout je suis sûr de vous avoir vaincu (même si c'est avec ruse). Je vous remercie vivement de l'intérêt que vous avez mis pour m'aider.

Vous, les copains, mes très chers François, Michel, Jean Louis et Sami, et mon «cuate» Paco, vous m'avez offert une amitié bien sympa, vos signes de fraternité seront un souvenir magnifique pour toujours.

Toi, Robert, depuis mes premiers moments à l'IRIGM, tu as toujours été prêt à m'aider, et à me montrer ton amitié; merci cher ami.

Henri, lors des essais de laboratoire je me demandais qui de nous deux était le plus intéressé. Merci.

A Vous tous, mes autres amis, qui avez rendu plus agréable mon séjour dans ce grand et beau pays qu'est la France, merci; il y aura toujours dans ma mémoire une place occupée par vous.

Il ne serait pas juste d'oublier dans ces paragraphes, qui a fait le plus grand effort pour que ce travail ait été possible; je serai toujours reconnaissant de l'immense sacrifice que le peuple du Mexique a fait pour payer mes études. Je ferai de mon mieux pour arriver à la solution de nos problèmes.

Enfin, vous trois, mes infiniment chères Pita, Erika et Jimena, vous êtes la raison de ma vie, c'est à vous, mes chéries, que je dédie cette thèse.

.....ah, j'ai presque oublié! ..... j'ai fini par comprendre les conditions géologiques le long de la ligne électrique.

## R E S U M E N

Este trabajo es una contribución a la comprensión del complejo fenómeno de los deslizamientos de laderas sedimentarias sobre planos de estratificación. Se han combinado las ópticas de la geología y de la mecánica, para analizar las experiencias y los conceptos relacionados, directa o indirectamente, con su estabilidad.

Una vertiente sedimentaria, es el resultado de una serie de fenómenos naturales (depósito, diagénesis, epigénesis, esfuerzos tectónicos, erosión, etc.), que han determinado o modificado sus características mecánicas (heterogeneidad, anisotropía, discontinuidades, deformaciones, inclinación, etc.). A este respecto la consideración del efecto de escala es fundamental.

Por otro lado, el deslizamiento de una ladera solo ocurre cuando las condiciones geológicas y mecánicas son favorables. La investigación de estas condiciones es el objetivo de los estudios de estabilidad.

Los métodos y las fórmulas usuales para el cálculo de la estabilidad de masas rocosas, representan mal las condiciones de las laderas. El tamaño de estas estructuras ( $10^4$  a  $10^8$  m<sup>3</sup>), implica una fuerte heterogeneidad de la resistencia al deslizamiento, y de las condiciones de equilibrio; las deformaciones tectónicas pueden invalidar la aplicabilidad de las fórmulas de resistencia al corte, sobretodo entre capas cuyo módulo de deformación es muy diferente.

La evaluación de la resistencia al deslizamiento sobre un plano de estratificación debe considerar, además de las condiciones geológicas, los materiales implícitos, la morfología de la superficie y la influencia del agua.

El análisis de estabilidad de una ladera, debe encaminarse a determinar la influencia de la variación, de los diversos factores de los que el equilibrio depende; el «factor de seguridad» no tiene en estos casos un significado implícito útil.

Finalmente, se presenta un análisis retrógrado del Claps-de-Luc (Drôme), deslizamiento histórico del que una gran parte de la superficie de base es aún visible. Se describe la reconstitución topográfica, y se deduce, a partir del análisis de la influencia sobre la estabilidad de diversos factores, la causa probable del deslizamiento.

P A L A B R A S C L A V E: Ladera sedimentaria, Estabilidad, Plano de Estratificación, Geología, Mecánica, Laboratorio, Claps-de-Luc, Análisis Retrógrado.

## A B S T R A C T

This work is a contribution towards understanding the complex phenomenon of sliding of sedimentary versants on bedding planes. We have combined the geological and mechanical approaches. Our purpose is to analyse the experiences and concepts that influence directly or indirectly this occurrence.

A sedimentary versant is the result of a series of natural phenomena (deposition, diagenesis, epigenesis, tectonic stresses, erosion, etc.). These facts have determined or modified the slope's mechanical properties and characteristics (heterogeneity, anisotropy, discontinuity, deformation, inclination, etc.). Here, it is most important to consider the scale effect.

On the other hand, sliding of a versant occurs only if geological and mechanical conditions are favorable. It is the objective of a stability study to determine these conditions.

Usual formulae and methods to compute the stability of rock masses are not a good model of versants. The size of these structures ( $10^4$  to  $10^8$  m<sup>3</sup>) is at the origin of strong heterogeneity in the resistance to sliding and the equilibrium conditions. Tectonic deformation along joints may invalidate formulae usually employed to calculate shear resistance, particularly between two layers whose deformation moduli are very different.

The evaluation of resistance to sliding on a bedding plane must consider, in addition to geological conditions, the materials involved, the morphological characteristics, and water influence.

It is concluded, that the stability analysis of a rock slope, should focus to determinate the influence of the variation of the different factors in control of equilibrium. The «security coefficient» reveals itself as lacking a useful intrinsic meaning.

We present a back-analysis of "Claps-de-Luc", historic collapse, from which a significant part of the sliding surface is still visible. A topographic reconstruction is described. Finally, the probable cause of sliding is deduced from the analysis of the influence of several factors on the stability.

**K E Y W O R D S:** Sedimentary Versant, Stability, Bedding Plan, Geology, Mechanics, Laboratory, Claps-de-Luc, Back-Analysis.

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

Le cycle continu orogénèse-glyptogénèse-lithogénèse est le processus naturel d'évolution de la croûte terrestre. L'éroulement des versants constitue l'épisode de l'érosion qui entraîne la chute des masses les plus volumineuses, atteignant éventuellement la taille d'une montagne ( $10^4$  à  $10^8$  m<sup>3</sup>).

Les conséquences de ces phénomènes peuvent être parfois catastrophiques pour l'homme, et leur confortation par des moyens artificiels (ancrages, soutènements, drainage, excavation, etc.) se révèle difficile et chère, voire impossible.

La considération de l'éventualité des risques d'éroulement est d'importance capitale lors de l'étude des sites des grands ouvrages de génie civil, des excavations de mines, et d'aménagement de terrains en montagne.

Dans ce travail, nous voulons présenter une analyse géotechnique des conditions contrôlant la stabilité des versants rocheux sédimentaires, vis-à-vis des glissements sur des plans de stratification.

En combinant les approches géologique et mécanique, nous avons essayé de progresser dans la compréhension de leur mécanisme, et nous avons proposé des conseils pour leur étude.

La PREMIERE PARTIE de ce mémoire est une synthèse des concepts, des observations, des analyses et des expériences, géologiques et mécaniques, qui nous semblent fondamentaux pour saisir ce type de glissements. Si cette partie est surtout basée sur la recherche bibliographique, il nous a fallu ~~de~~ "constituer" quelques liens pour rassembler des idées dispersées.

Pour structurer cette première partie nous partons de l'idée que les "objets" de notre travail sont un milieu et un phénomène, et que la compréhension de ce dernier n'est possible qu'avec la connaissance du premier.

Le chapitre 1 traite des origines des versants sédimentaires et des caractéristiques qui déterminent leur comportement; on s'aperçoit, dans ces pages, que la connaissance de l'histoire géologique (y compris la tectonique) d'un versant, est indispensable pour son étude mécanique.

L'occurrence des glissements plans dans la nature est analysée dans le chapitre 2, on y constate qu'ils ont toujours lieu selon des surfaces <sup>dues</sup> affectées à l'hétérogénéité, à l'anisotropie et aux discontinuités du milieu. On expose aussi dans ce chapitre l'origine de la résistance au glissement relatif de deux surfaces, et on propose un modèle qui permet d'expliquer les phénomènes fondamentaux de la résistance au frottement.

Dans le chapitre 3 on étudie les conditions géologiques et mécaniques nécessaires pour l'occurrence des glissements de versant sur des plans de stratification, on en présente un tableau de cas répertoriés dans la littérature, et on analyse les buts des études de stabilité de versants.

L'approche géologique à l'étude du problème est considérée dans le chapitre 4, où les moyens et les objectifs sont discutés; on y fait des observations concernant l'obtention des données nécessaires lors de l'exploration du terrain.

Les concepts de cohésion et frottement, ainsi que leur signification sont analysés dans le chapitre 5, où on traite aussi de l'influence sur la résistance au glissement de la morphologie de la surface, et des effets physico-chimiques et mécaniques de l'eau interstitielle.

Le chapitre 6 rappelle l'influence des caractéristiques du milieu sur la distribution de contraintes, ainsi que les conséquences de la déformation inégale des différentes couches d'un versant, engendrée par leurs poids. On y souligne la complexité du choix des paramètres pour le calcul de la résistance, et on propose quelques formules pour l'analyse de stabilité de cas spécifiques; enfin, on discute la difficulté pour l'application des méthodes conventionnelles dans les cas des versants, et on analyse les causes de leur instabilité.

La DEUXIEME PARTIE de ce travail contient les résultats de nos expériences de laboratoire:

Le chapitre 7 présente la caractérisation géotechnique de quelques matériaux impliqués dans les glissements des versants. Nous y analysons des calcaires urgoniens de Rocheplaine (Saint Egrève, Isère), ainsi qu'un calcaire conglomératique et une argile du Claps-de-Luc (Drôme). Les résultats sont discutés.

La connaissance de l'influence de la variation des conditions, sur la résistance au frottement entre surfaces rocheuses naturelles, ainsi que la vérification de la validité des formules usuelles, pour des cas comme celui que nous avons étudié, sont les raisons qui nous ont conduit à effectuer les essais de frottement rapportés dans le chapitre 8, où nous analysons ces aspects.

Enfin, la TROISIEME PARTIE de cette thèse étudie le Claps-de-Luc, écoulement historique, dont une partie importante de la surface de glissement est accessible, ce qui permet l'analyse rétrograde du phénomène. Nous avons divisé cette partie en trois chapitres:

Le chapitre 9 décrit le Claps-de-Luc et présente la géologie du site.

La reconstitution hypothétique de la topographie existant avant le glissement, ainsi que l'analyse de la situation du lit de La Drôme, au pied de l'assise glissée, sont discutées dans le chapitre 10.

L'analyse mécanique du Claps-de-Luc est présentée dans le chapitre 11; nous y étudions, pour deux surfaces de glissement proposées, l'influence sur la stabilité des variations du coefficient de frottement, de la pression hydrostatique, et d'un éventuel seisme.

Les CONCLUSIONS GENERALES de notre travail sont présentées à la fin de ce mémoire.

Finalement, dans l'ANNEXE, nous proposons quelques formules et méthodes simples, basées sur l'utilisation de la trigonométrie et de la géométrie analytique, qui simplifient l'analyse et l'exploration du terrain.

P R E M I E R E P A R T I E

G E O L O G I E

E T

M E C A N I Q U E

«La vraie histoire étant mêlée à tout,  
le véritable historien se mêle de tout»

Victor Hugo

# 1. LES VERSANTS ROCHEUX D'ORIGINE SEDIMENTAIRE: DES MILIEUX HETEROGENES, ANISOTROPES ET DISCONTINUS.

## 1.1 Origine des Versants Rocheux Sédimentaires.

Les couches sédimentaires se forment par dépôt de sédiments divers, dû à l'attraction «verticale» de la gravité, en milieu marin, lagunaire ou continental.

Des modifications du milieu, du type, ou de la quantité des apports pendant la formation d'une couche sédimentaire, peuvent se traduire par des interruptions temporaires ou définitives du dépôt, et par des changements de la composition des niveaux.

Par ailleurs les sédiments peuvent être constitués par des débris de roches préexistantes, par la précipitation des minéraux en solution (carbonates, silice, chlorures, phosphates, fer, glauconie, aluminium, etc.), ou par des accumulations de vestiges animaux ou végétaux.

Dès leur dépôt les sédiments sont le siège de processus biochimiques et physicochimiques que sont la diagenèse et l'épigénie. Le premier, par consolidation (compression drainée des sédiments), les transforme progressivement en roche sédimentaire; le deuxième consiste en un remplacement lent, au sein de la roche, d'un minéral par un autre, molécule à molécule, avec une conservation très précise en général des formes des éléments originaux (Foucault et Raoult, 1984).

Selon les matériaux déposés, ainsi que les processus déjà décrits, les couches constituant un massif stratifié auront des propriétés mécaniques différentes. Ces propriétés particulières de chaque niveau, influent pourtant sur le comportement général du massif; ainsi, par exemple, dans le cas des glissements, la rupture le long d'une couche de faible résistance tel qu'une strate argileuse, peut entraîner des séries rigides du dessus.

D'autre part, les contraintes tectoniques, en agissant sur les formations sédimentaires, y produisent des déformations continues et discontinues, des rotations et des translations, qui outre qu'elles leur ajoutent de nouvelles transformations intérieures, engendrent des plissements et des basculements des strates. Des discussions détaillées sur ces phénomènes sont traitées par Vialon et al (1976), Mattauer (1980), Ramsay et Huber (1983) et Nicolas (1985).

Parmi les effets des processus mentionnés dans le paragraphe antérieur, il y a la mise en inclinaison des couches. Ce phénomène, étant par conséquence de la gravité, ainsi que des différences de comportement mécanique des strates, à l'origine de contraintes de cisaillement le long des joints de stratification. *mal dit*

Finalement, le dernier processus naturel à l'origine des versants rocheux stratifiés c'est l'érosion, qui en modelant la surface engendre des formes topographiques pentées, et fréquemment enlève l'appui des couches inclinées, ce qui augmente les contraintes de cisaillement sur les plans de stratification.

## 1.2. Hétérogénéité et Anisotropie des Massifs Sédimentaires

Trois phénomènes liés à la naissance des sédiments ont d'importantes conséquences sur leur comportement mécanique:

- le dépôt initial et la diagénèse sont fondamentalement produits par une force verticale (la gravité),
- la diversité dans l'origine et la cadence des apports, ainsi que la durée variable des périodes de sédimentation active, diversifient la nature lithologique et l'épaisseur des assemblages de couches qui en résultent,
- la diversité des sources et des intensités des apports, ainsi que la grande variété des durées des périodes de dépôt, permettent des assemblages de couches de compositions et d'épaisseurs très diverses, les propriétés mécaniques des couches contiguës étant fréquemment très différentes.

Ces trois phénomènes sont la cause de deux des principales caractéristiques des massifs sédimentaires: l'hétérogénéité (caractéristique physique) et l'anisotropie (caractéristique mécanique).

Pour ce qui concerne l'hétérogénéité, on peut distinguer l'hétérogénéité horizontale (à l'intérieur d'une même couche) et l'hétérogénéité verticale d'une série de lits (constitués de roches diverses).

L'hétérogénéité à l'intérieur d'une couche se traduit par des changements, généralement graduels et progressifs, de la composition et/ou de l'épaisseur, qui en général n'ont pas beaucoup d'importance pour l'analyse de stabilité d'un versant, mais qui peuvent produire des confusions durant l'exploration du terrain, et qui peuvent rendre insignifiants, ou non représentatifs, les résultats des essais que sur des éprouvettes décimétriques on y effectue.

Il faut pourtant remarquer que cette hétérogénéité peut avoir une importance fondamentale dans certaines cas, comme celui des conglomérats calcaires qui constituent les grandes dalles du Tithonique au Claps-de-Luc (cf. 3ème partie de ce mémoire). En effet, les limites entre chacun des glissements intraformationnels qui ont engendré les conglomérats, sont des discontinuités en biseau séparant des corps de composition et propriétés relativement distinctes, comme le montre l'érosion superficielle.

Par ailleurs, l'hétérogénéité au niveau de la formation se traduit par des différences de composition et de comportement mécanique entre les couches; son importance est fondamentale pour le problème qui nous occupe, puisque c'est elle qui détermine les surfaces de glissement possibles.

En ce qui concerne l'anisotropie des roches sédimentaires, cette caractéristique peut découler de l'hétérogénéité, mais aussi du processus de formation des couches, qui suscité par l'action verticale de la gravité rend, du moins à l'origine, plus compacts les sédiments dans cette direction.

On peut, comme pour l'hétérogénéité, considérer l'anisotropie au niveau de la couche ou au niveau du massif, cette dernière ayant un rôle beaucoup plus important. Dans les deux cas, les directions principales d'anisotropie seront en général parallèle et perpendiculaire aux plans de stratification.

### 1.3. Discontinuités des Versants Rocheux Stratifiés.

Dans notre étude le mot «discontinuité» a un sens mécanique, et les concepts de «plan» ou «zone de discontinuité» désignent des volumes minces, à l'intérieur d'un milieu continu ou entre deux milieux continus, caractérisés (par une perméabilité différente), et par une résistance au cisaillement ou à la traction inférieure de celles des dits milieux continus.

A partir de cette définition, les discontinuités des massifs sédimentaires peuvent être d'origine génétique ou d'origine tectonique.

#### 1.3.1. Discontinuités Génétiques.

On a vu que l'hétérogénéité d'ensemble d'un massif sédimentaire se matérialise par des assemblages de couches de compositions et d'épaisseurs diverses. Or les frontières entre ces couches correspondent à des surfaces de discontinuité sédimentaire dont la cohésion est fréquemment plus faible que celle des couches qu'elles séparent; dans ce cas les dits horizons constituent des surfaces de discontinuité.

Or ces horizons de discontinuité peuvent présenter plusieurs types de "formes" superficielles de taille et importance diverses.

Parmi ces différentes irrégularités on peut mentionner: les «ripple-marks» \*, les craquelures et fentes de dessiccation, les traces de gouttes de pluie, les traces d'animaux, les structures «cone-in-cone» \*\*, et les chenaux (Moret, 1962; Vialon et al, 1976). Il peut y avoir aussi des irrégularités très importantes dues à la stratification discordante, quand les couches supérieures se déposent sur la surface érodée des couches inférieures.

D'autre part, il est évident que toute couche ayant une résistance inférieure à celle des couches qui l'encadrent peut être éventuellement considérée comme une zone de discontinuité. Ce cas peut se trouver réalisé, entre autres, par des couches argileuses minces ou des «slumps» \*\*\* qui entraînent fréquemment la formation de biseaux.

---

\* Traces dues aux courants marins, aux vagues ou au vent.

\*\* Structures concretionnées se rencontrant dans des marnes, des grès argileux, des minéraux de fer, des charbons, etc. et se caractérisant par une succession de cônes imbriqués les uns dans les autres (Foucault et Raoult, 1984).

\*\*\* Les "slumps" sont des glissements sous-marins dans les vases non indurées, qui donnent souvent des masses rocheuses très discontinues, fréquemment biseautées.

Il faut rappeler ici que dans toutes les couches sédimentaires naturelles, il y a des transitions graduelles de la composition du dépôt (hétérogénéité à l'intérieur de la couche ou perpendiculairement aux plans de stratification) qui ne constituent pas forcément des discontinuités, même si elles sont très hétérogènes. Un exemple typique de ceci est la séquence type de Bouma rencontrée dans les turbidites.

### 1.3.2. Discontinuités d'Origine Tectonique.

On sait que les contraintes tectoniques génèrent, entre autres, des déformations continues et discontinues; les différences de déformation résultant de l'application de ces contraintes sur un massif sédimentaire, dépendent notamment de la nature lithologique, de l'état de contrainte et de la température.

Mattauer (1980) appelle «niveaux structuraux» les différentes régions de l'écorce terrestre où les mécanismes dominants de la déformation restent les mêmes, tout en laissant voir l'importante influence de la lithologie (fig. 1.1 et 1.2).

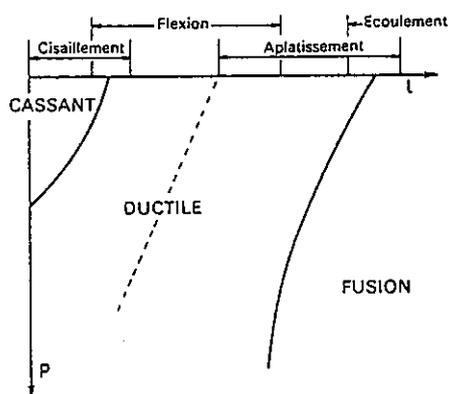


FIGURE 1.1.  
Répartition schématique des domaines des différents comportements des corps en fonction de la pression et de la température et mécanismes élémentaires de déformations correspondants.

(Mattauer, 1980)

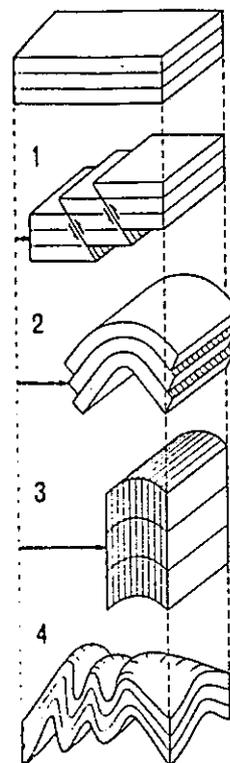


FIGURE 1.2

Schéma illustrant les différents mécanismes de la déformation. 1) cisaillement ; 2) flexion ; 3) aplatissement ; 4) écoulement.

(Mattauer, 1980)

En effet, les diverses roches qui se côtoient dans la nature n'ont pas les mêmes caractéristiques mécaniques ni, par suite, le même comportement rhéologique pour des conditions identiques de température et de pression.

Blès et Feuga (1981) donnent, comme exemple de cette influence de la lithologie, le cas d'une série constituée de calcaires, dolomies, pélites et grès, pour laquelle, dans un niveau structural superficiel les contraintes tectoniques donneraient:

- fracturation et flexion pour les calcaires et le grès
- fracturation pour la dolomie
- flexion pour les pélites

tandis que la même série, dans un niveau structural profond, montrerait:

- écoulement pour les calcaires et le grès
- aplatissement pour les dolomies et les pélites

Ces effets sont aussi influés par les épaisseurs des strates; ainsi par exemple, une couche épaisse et raide (p.ex. un calcaire) dans un milieu ductile (p.ex. argiles), résulte plus fracturable qu'une couche mince de la même composition. 6?

On voit donc que c'est dans les niveaux structuraux supérieurs que la fracturation des roches est le plus développée, et que les cassures ne sont pas forcément continues à travers des couches voisines. Ici on englobe sous le terme de fracture, les fractures d'extension et les ruptures par cisaillement de toutes dimensions (diaclasses, failles, etc).

Remarquons que toutes ces fractures impliquent un mouvement relatif (décalage ou écartement) entre les épontes par rapport à la position originelle, parce qu'elles sont créées soit par des contraintes de cisaillement, soit par des contraintes de traction.

Or le concept de discontinuité est subordonné à l'échelle d'observation. En effet, on peut considérer à la suite de Gamond (1985), qu'il existe toujours une échelle d'observation où le plan de discontinuité, de quelque dimension qu'il soit, est perçu comme continu et homogène. Ce n'est que pour une échelle d'observation plus rapprochée, que le dit plan apparaît composé de domaines continus, séparés par des discontinuités sans épaisseur, le long desquelles ils se réarrangent en glissant. A une telle échelle les discontinuités sont assimilées à des surfaces de rupture par cisaillement. Cette nouvelle représentation est aussi abusive que la première, puisque à une échelle d'observation encore plus fine les conditions antérieures se répètent. Donc à toute échelle la discontinuité peut être considérée comme un assemblage formant un couloir doté d'une épaisseur. On parle alors d'une zone de discontinuité.

D'ailleurs nous rappelons que durant les essais de compression classiques des éprouvettes rocheuses, pour des charges relativement faibles, on arrive à produire de petites déformations plastiques, comme conséquence de l'apparition de microfissures le long de plans de faiblesse ou d'autres zones planes, ces microfissures étant peu importantes au niveau de l'éprouvette, mais décisives pour les glissements entre grains. Or, pour des charges plus grandes, les microfissures s'agrandissent en se joignant les unes aux autres pour former des fissures majeures, la déformation plastique devenant plus importante. C'est à cause de ce phénomène progressif que se forment des fissures assez grandes pour traverser l'éprouvette et engendrer sa ruine.

On en tire trois conclusions valables dans les niveaux structuraux supérieurs:

a) Les augmentations de contraintes qui se manifestent par des déformations plastiques, engendrent des discontinuités dont la taille est proportionnelle à la grandeur des forces, donc à la déformation plastique (fig. 1.3).

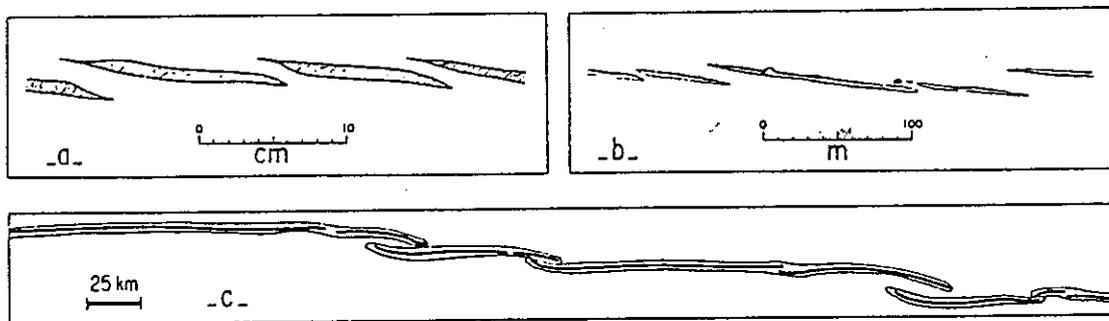


Fig. 1.3. Fractures d'extension en échelon, à diverses échelles. a- Veines de quartz, b- Filons de minette, et c-Carte sous-marine de la dorsale Est-pacifique (le trait plein est la zone d'émission volcanique). [Nicolas, 1984].

b) A une grandeur de la déformation plastique correspondent des fissures dont l'importance de la taille dépend des dimensions de la masse affectée. Donc que à une petite échelle, une fissure peut signifier une déformation discontinue qui sépare totalement les éléments considérés, tandis que la même fissure n'est qu'un détail à une échelle plus grande.

En utilisant un exemple de glissement plan sur un versant, on constate qu'une fissure métrique peut signifier le décollement total d'un bloc par rapport à la couche à laquelle il appartient, mais quand on considère une extension décamétrique de cette couche, la même fissure ne représente plus qu'un accident local (fig. 1.4).

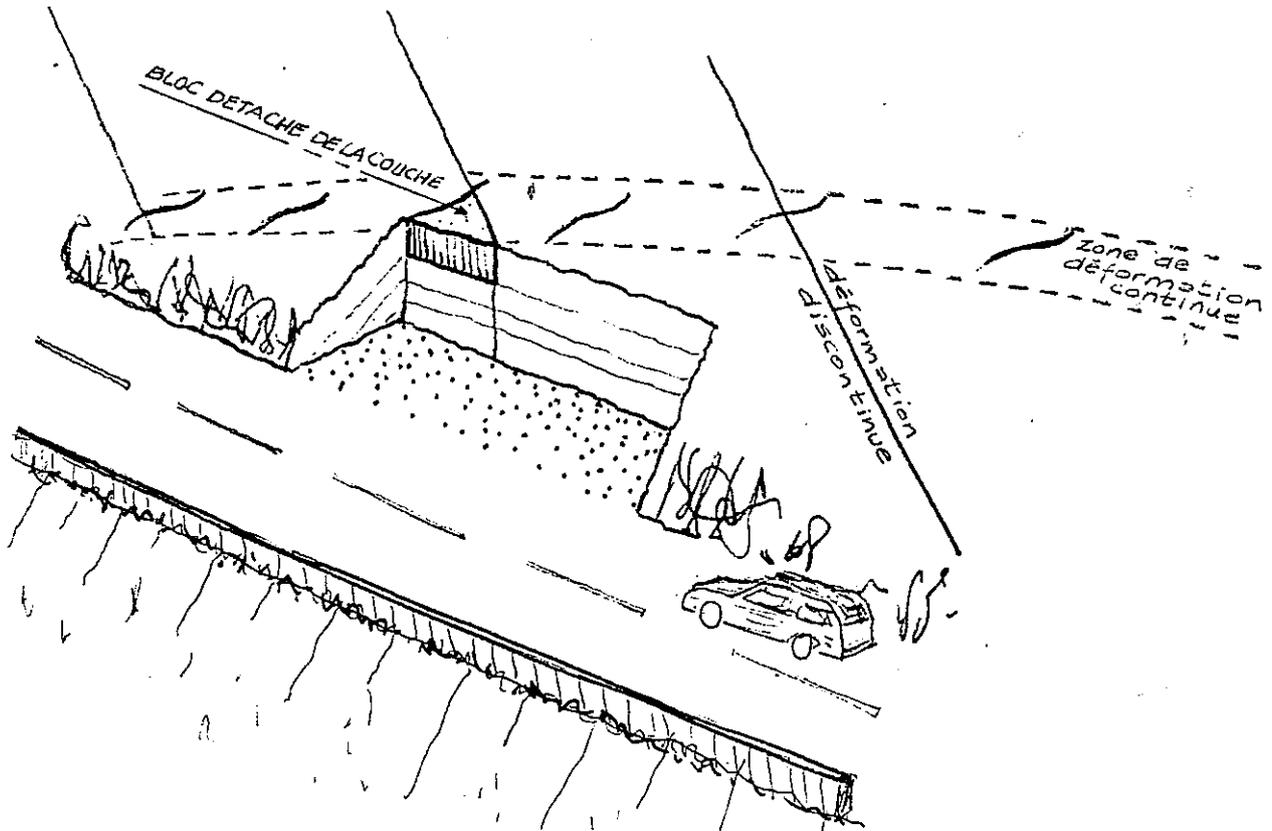


Fig. 1.4. Croquis illustrant que l'importance d'une fissure dépend de ses dimensions par rapport à celles de la masse qu'elle sépare.

c) Lorsque les masses considérées sont de la taille de la zone de discontinuité, ou d'une taille inférieure, cette zone correspond à un plan de déformation discontinu traversant entièrement le volume en question, le long duquel la cohésion a été détruite, et les irrégularités des lèvres lissées. Par contre, quand les discontinuités sont d'une taille inférieure à celle de la masse qui les contient, on peut qualifier de zone de déformation continue le couloir de discontinuités alignées, formé par une contrainte de cisaillement. Quoique dans ce dernier cas la cohésion ne soit pas complètement détruite, on peut considérer cette tranche comme une zone de faiblesse.

Or les zones de discontinuité d'origine tectonique se forment en fonction de l'orientation des contraintes de cisaillement maximales, mais elles empruntent fréquemment les anisotropies planaires préexistantes (moindre résistance au cisaillement). Dans ce dernier cas, elles affectent généralement une épaisseur plus grande.

Vialon (1979) précise qu'il y a déplacement le long des anisotropies planaires lorsque la direction de raccourcissement fait avec elles des angles qui varient entre  $20^\circ$  et  $60^\circ$ . Quand le dit angle est plus petit il y a une tendance à l'écartement des lèvres du plan d'anisotropie; et quand la direction de raccourcissement forme des angles supérieurs à  $60^\circ$  avec les plans de faiblesse, les discontinuités qui en résultent ne profitent pas de ces plans, mais il y a des ruptures nouvelles de cisaillement, conjuguées (fig. 1.5).

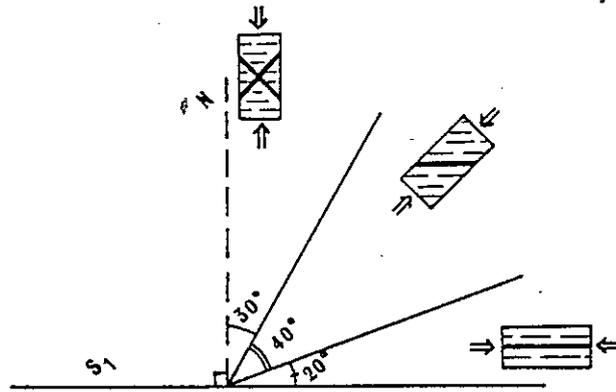


Fig.1.5. Directions d'apparition des déformations discontinues en fonction de l'angle entre la direction de raccourcissement et les plans de faiblesse (modifié d'après Vialon, 1979).

D'autre part, les zones de discontinuité se matérialisent par divers types classiques de fractures élémentaires en échelons faisant des angles caractéristiques avec la direction d'échelonnement: les fractures R de  $15^\circ$  à  $30^\circ$ , R' de  $55^\circ$  à  $88^\circ$ , P de  $10^\circ$  à  $30^\circ$  et T de  $37^\circ$  à  $49^\circ$ . Les directions des plages de ces angles sont indépendants des dimensions de la zone de discontinuité, des matériaux affectés et du niveau de contraintes au moment de leur formation (Gamond, 1985). Il faut préciser pourtant, que les angles dans chaque plage sont fonction des propriétés de la roche (Vialon, communication).

En ce qui concerne le plissement, il est important de remarquer que dans les niveaux structuraux supérieurs, où la déformation cassante prédomine sur la déformation ductile, les plis se forment par flexion des dalles accompagnée de glissements le long des discontinuités stratigraphiques. Il en résulte un polissage des épontes qui se traduit par l'élimination des sommets de leurs rugosités, voire par la disparition totale de celles-ci; et en conséquence par la destruction de la cohésion et une réduction importante de la résistance au frottement (cf. 2.2).

Or, dans le cas fréquent des versants constituant le flanc d'un de ces plis, les fractures peuvent s'être produites avant, pendant ou après le plissement. Les fractures anciennes, étrangères au pli, sont dispersées d'une façon aléatoire hors de la symétrie du pli. Les fractures postérieures, ou tardives, restent concentrées et bien réglées. Les réseaux de ruptures qui sont liés aux contraintes responsables de la formation du pli (fractures synchrones) se distribuent selon une symétrie analogue à celle du plissement, et on distingue deux réseaux importants, courants dans les plis formés dans les niveaux structuraux supérieurs (Vialon et al, 1976):

... le réseau parallèle-orthogonal à l'axe (L et T). Il est prédominant dans les terminaisons périclinales et les flexures brutales à faible rayon de courbure (fig.1.6a);



Les stylolithes apparaissent au niveau des hétérogénéités de la roche, ou sur des joints préexistants comme les plans de stratification. Dans le premier cas, les pics ont l'ordre de grandeur des grains de la roche, et la forme en zig-zag des pics reproduisant les hétérogénéités, rend difficile le glissement le long de ces discontinuités.

Lorsque les stylolithes se forment sur des plans de stratification, ils peuvent constituer des surfaces de glissement, puisque comme le remarque Delair, cité par Gratier (1984,p.8):

"on pourrait à la limite ne faire aucune différence entre un lit argileux plus épais et ondulé, qui correspond à une variation brutale du régime de sédimentation et une accumulation importante de résidus dans un joint stylolithique, aux pics relativement courts."

En fait, nous avons trouvé des traces de glissement le long des stylolithes dans le calcaire Urgonien de la Chartreuse (fig.1.7).

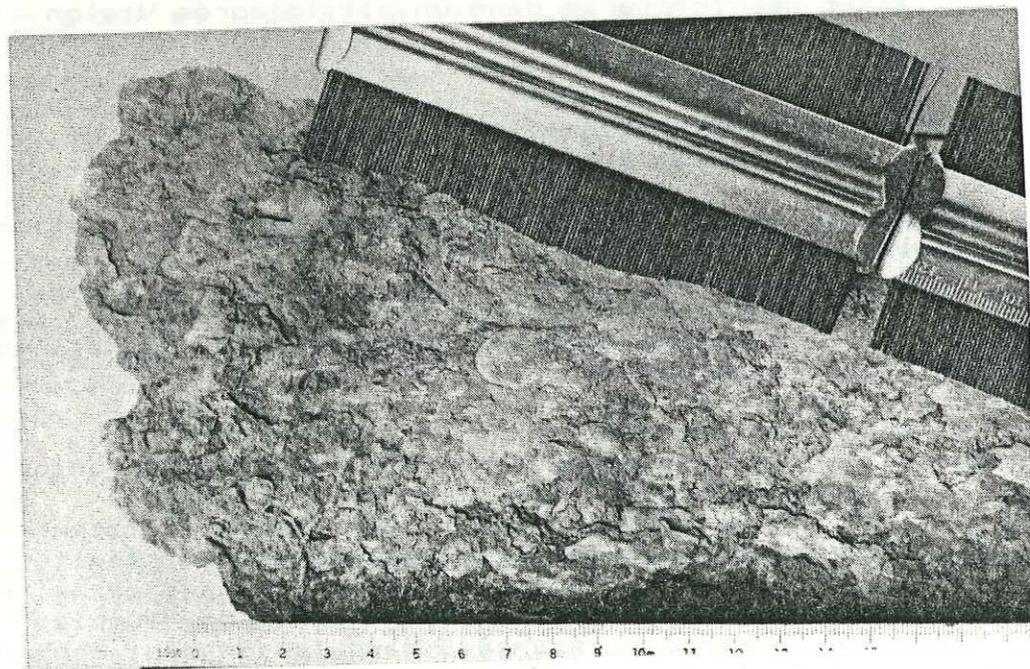
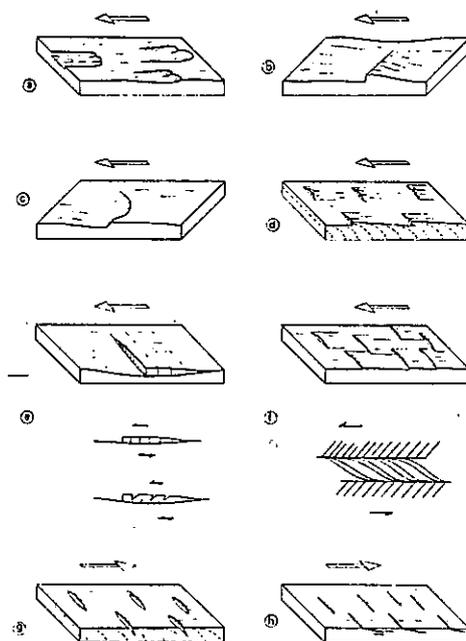


Fig. 1.7 Traces de glissement sur un plan stylolithique.

Vialon (1984-85) suggère qu'il y a des cas où l'alternance de couches calcaires et argileuses peut être due à la migration de carbonates, par dissolution, en dehors de certains plans de stratification. Ce «litage tectonique» consiste à la concentration d'insolubles dans les niveaux les plus déformés (argileux), et cristallisation-précipitation des éléments mobiles dans les niveaux calcaires.

Pour terminer, nous indiquons que parmi les irrégularités caractéristiques des lèvres des discontinuités d'origine tectonique se trouvent aussi les tectoglyphes (arrachements, écailles, enduits de calcite, cannelures, stries, etc), dont quelques caractéristiques importantes pour l'analyse mécanique des glissements sont présentées par la figure 1.8.

Tectoglyphes	Taille du marqueur	Aspect au toucher (en suivant le sens du compartiment absent)
<b>1) Présence d'un élément striateur :</b>		
- L'élément provoque un arrachement.	mm à cm	lisse
- L'élément s'enfoncé dans la roche et reste bloqué.	mm à cm	rugueux
- L'élément s'abrase, perd du volume et devient plus fin : les stries sont plus fines en bout de course.	mm à cm	rugueux
<b>2) Absence d'élément striateur individualisé</b>		
a) Rainures. Niches d'arrachement très fines.	mm à cm	lisse
b) Gradin d'arrachement. Bouton (roches moutonnées en miniature).	dm	lisse
c) Niche d'arrachement.	dm	lisse
d) Gradin de feuilletage. Torsion du plan de feuilletage de la roche et arrachement.	dm	lisse
e) Gradin de lentilles. Les lentilles de petits cisaillements secondaires de la roche ou de l'enduit (calcite, quartz...) du plan de friction, sont tronçonnées au cours du déplacement. En général, la partie amont reste adhérente au plan strié.	cm à dm	lisse ou rugueux
f) Ecailles. Elles se forment par laminage intense sur les lèvres de la fracture, à partir de la roche ou de l'enduit (quartz - calcite) du plan.	cm	lisse
g) Gradin de fente d'ouverture. Le déplacement a lieu dans un sens qui permet l'ouverture de fentes ou du plan de feuilletage de la roche.	cm	rugueux
h) Gradin de diaclases pennées. Intersection de la cassure avec des diaclases en échelon (de tension, de Riedel, etc.).	cm	rugueux



Les Tectoglyphes. Lecture du sens de déplacement. La grande flèche indique le sens du mouvement du bloc absent, les lettres renvoient au tableau page ci-contre.

N.B. - Dans les zones abritées, au pied aval des gradins (cas b), e)), se rencontrent souvent des cristallisations secondaires, non orientées et automorphes (calcite, quartz).

Fig.1.8. Caractéristiques des tectoglyphes (d'après Vialon et al, 1976).

#### 1.4. Quelques déformations macroscopiques, par glissement couche sur couche, comme origine possible des versants rocheux

A l'origine des déformations géologiques des structures géologiques originales, on trouve principalement des contraintes tectoniques et gravitaires.

Or dans le cas des formations sédimentaires ses déformations sont toujours influées, d'une façon déterminante par l'hétérogénéité, l'anisotropie et les discontinuités, les glissements couche sur couche ayant lieu sur des surfaces liées à ces caractéristiques.

Parmi les divers types des déformations discontinues des séries stratifiées, qui éventuellement peuvent former des versants rocheux instables, on peut citer trois exemples d'échelle normalement différente:

- les glissements par flexion, à l'échelle du pli, dont les dimensions sont de l'ordre du kilomètre;
- les rampes, à l'échelle du massif, qui mesurent quelques kilomètres;
- les diverticulations, à l'échelle du domaine paléogéographique, leurs dimensions étant de l'ordre des dizaines de kilomètres.

### Les glissements par flexion

Les glissements par flexion sont, nous l'avons rappelé, des phénomènes liés au plissement dans les niveaux structuraux supérieurs, où il y a incompatibilité des déformations entre couches contiguës. Or cette incompatibilité engendre des concentrations de contraintes sur les joints de stratification séparant ces strates, qui fréquemment se traduisent par des surfaces de glissement relatif, donnant un frottement entre les lèvres, qui génère un polissage irrégulier, accompagné de striation dans la direction du déplacement (fig.1.9).

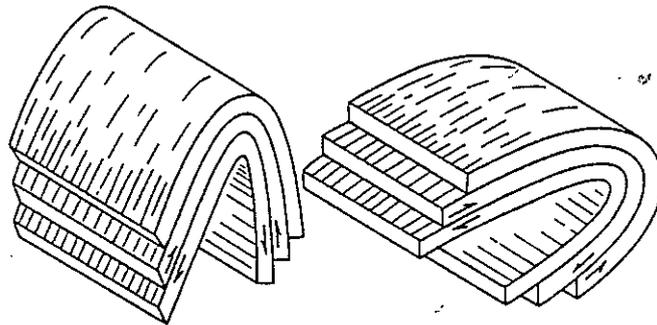


Fig.1.9. Stries dues au glissement banc sur banc, avec indication du sens du déplacement dans les deux flancs du pli. Remarquer que la couche la plus récente se déplace toujours vers la charnière anticlinale, ce qui permet de distinguer un flanc normal d'un flanc inverse (d'après Mattauer, 1980).

### Les rampes

Les rampes sont des failles inverses qui affectent une ou plusieurs couches, et assurent la continuité entre un contact anormal de décollement situé à la base de la série faillée, du côté du regard de la faille, et un autre décollement situé au sommet de celle-ci du côté opposé (Foucault et Raoult, 1984). Ces structures inclinent, le long de la rampe, des couches appuyées sur des plans pentés et polis par le frottement (fig.1.10).

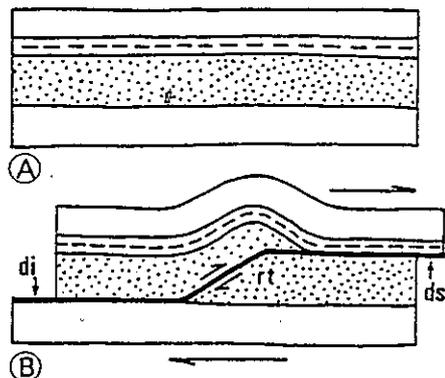


Fig.1.10. Schéma montrant la création d'une rampe. A:état initial; B:état après mouvement, di:décollement inférieur, ds:décollement supérieur, rt:rampe tectonique (Foucault et Rauolt, 1984).

### Les diverticulations

La présence dans les unités ultrahelvétiques des Préalpes internes, des nappes normales contenant généralement des terrains d'autant plus anciens qu'elles sont plus élevées, amena le géologue suisse Heli Badoux, à chercher une explication dont le principe reside dans l'hétérogénéité stratigraphique, qui permet à des tranches décollées (les diverticulations) d'une série initiale complète, d'être emportées successivement par leurs poids, selon ses horizons les plus ductiles, en glissant les unes après les autres, et en se retrouvant finalement superposées dans l'ordre inverse du départ; ce phénomène se présentant à plusieurs échelles, on en distingue les diverticules «majeurs» des nappes, et ceux des unités nommés «mineurs» (Masson,1976).

La figure 1.11, originale de Badoux, reprise de Landry (1976), montre l'exemple des unités ultrahelvétiques, avant de former la diverticulation qui couvre l'helvétique.

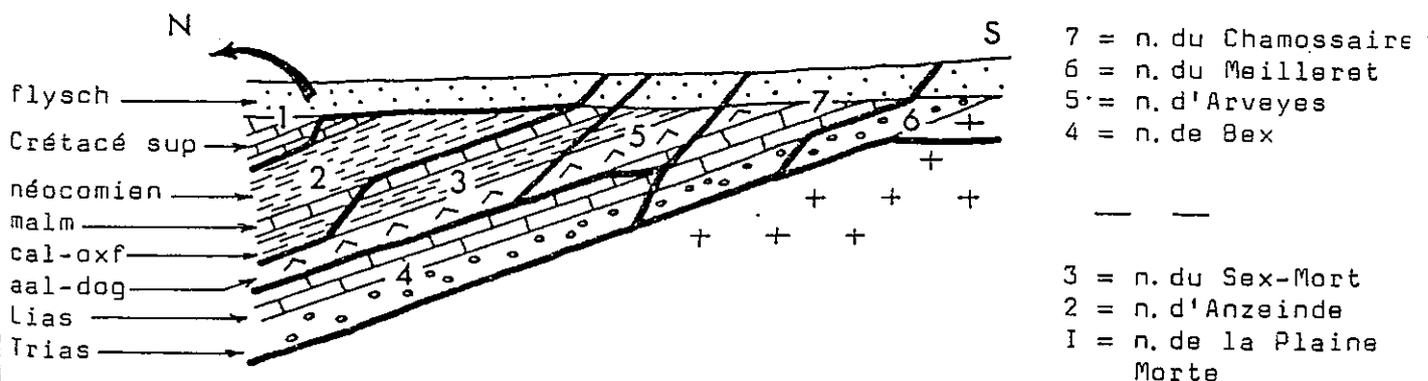


Fig.1.11. Diverticulation de l'Ultrahelvétique (d'après Badoux; prise de Landry, 1976).

Enfin, nous remarquons que à la différence des rampes, poussées par compression arrière, les diverticulations sont mises en place par glissement gravitaire, très probablement dans le même sens du pendage du versant qu'elles peuvent éventuellement constituer. Dans ce cas, la résistance au glissement gravitaire sur les couches utilisées pour le déplacement des diverticules, est inférieure à celle qu'aurait la même surface, si elle avait servi pour la montée d'une rampe, parce que les arrachements et les autres tectoglyphes qui constituent les irrégularités, dans le cas des diverticulations, présenteraient leurs pentes «douces» au dit glissement gravitaire (fig.1.12).

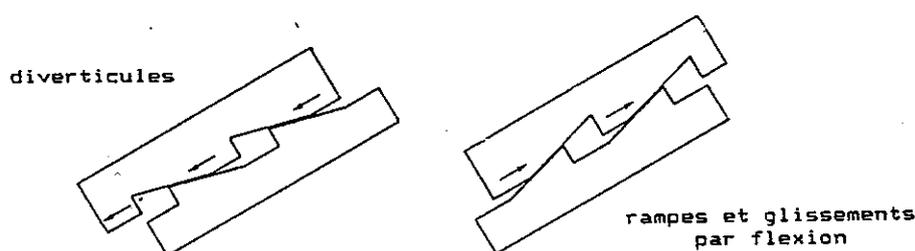


Fig.1.12. Schéma montrant la différence entre les arrachements engendrés par une diverticulation, vis à vis de ceux produits par une rampe ou par un glissement par flexion.

### 1.5. C o n c l u s i o n s

Les versants stratifiés sont des structures hétérogènes et anisotropes. Ils sont formés par des séries de couches fracturées, limitées par des plans de discontinuité sédimentaire dont l'extension sera généralement très supérieure à celle de tous les autres accidents. De tel sort que chaque lit, constitué d'un assemblage compact de blocs, sera nettement distinct de ses voisins, et relativement indépendant de ceux-ci.

On dit que les versants stratifiés sont hétérogènes parce que :

- Ils sont constitués de couches qui diffèrent par leur composition, leur épaisseur, leurs propriétés physiques, et leur structure interne, ces différences étant toujours décisives pour la stabilité de versants.
- Chaque couche peut présenter à son tour une épaisseur variable et des différences de composition notamment dans une direction parallèle aux plans de stratification. Cette hétérogénéité au niveau de la couche est éventuellement importante dans certains cas de glissement de versants.

Par suite de leur genèse et de leur hétérogénéité, les ensembles stratifiés sont mécaniquement anisotropes si l'on compare une direction parallèle à la stratification et une direction perpendiculaire. Dans une moindre mesure, il existe aussi une anisotropie au niveau de chaque couche.

Les surfaces de stratification constituent, dès l'origine, des discontinuités mécaniques dont la cohésion peut, d'autre part, se trouver diminuée, voire annulée, par les contraintes tectoniques ultérieures.

Ce dernier cas est particulièrement net lorsque les efforts orogéniques aboutissent à la formation de plis: dans les sédiments rigides, ceux-ci ne peuvent se développer qu'au prix de glissements entre bancs, donc l'annulation de la cohésion. Puis le mouvement relatif des strates tend à émousser les aspérités de leurs interfaces, ce qui réduit leur angle de frottement.

D'autre part, la déformation ayant cessé, toutes les discontinuités restées ouvertes sont susceptibles de devenir des voies empruntées par la circulation de l'eau, avec les phénomènes de dissolution et d'altération chimique qui en résultent, la conséquence étant, une fois encore, une augmentation de l'hétérogénéité, et surtout une dégradation des qualités mécaniques du massif.

Enfin, étant donné que l'objectif de ce chapitre est la description du milieu où ont lieu les glissements sur des plans de stratification, il faut avoir conscience que nous sommes devant un problème dont l'effet d'échelle a une importance fondamentale, étant donné qu'il n'est pas possible d'avoir recours aux théories classiques de la mécanique des milieux continus, le comportement du massif rocheux étant très différent de celui de la matrice des roches concernées. Ainsi, les modes de déformation et de rupture du massif sont contrôlés par la structure des discontinuités, les blocs se déplaçant pratiquement comme des corps rigides.

Paradoxalement, dans le cas des grands massifs rocheux stratifiés relativement homogènes et isotropes, constitués de couches de faible épaisseur très fracturées, on peut selon le cas et avec des réserves recourir aux méthodes des milieux continus.

C'est dans ce contexte que se situent les glissements que nous décrirons ultérieurement.

## 2. GLISSEMENTS PLANS ET NATURE DE LA RESISTANCE AU CISAILLEMENT

### 2.1 Influence des Caractéristiques du Milieu sur les Glissements Plans.

Dans le chapitre 1, on a vu que le concept de discontinuité dépend de l'échelle d'observation; la même remarque peut être faite quand on parle de l'hétérogénéité et de l'anisotropie.

En effet, outre leurs caractéristiques structurales, les matériaux de l'écorce terrestre étant formés de minéraux, sont au niveau microscopique des ensembles de grains, de particules ou de cristaux, avec une structure définie qui influe sur les modes de déformation de l'ensemble. Au niveau megascopique, l'écorce terrestre elle-même, est une structure typiquement hétérogène et anisotrope.

Or, une conséquence de l'anisotropie des matériaux terrestres lors de l'application de contraintes, est la déformation hétérogène. Nicolas (1984, p.33) précise:

"On peut admettre que la déformation plastique résulte du déplacement relatif des éléments structuraux dont la taille et la nature dépendent du mécanisme de déformation. Ces éléments sont les unités de fluage. Le concept de ductilité s'applique aux échelles où le matériau apparaît comme statistiquement homogène, tandis que le mécanisme de déformation doit être considéré à une échelle plus fine."

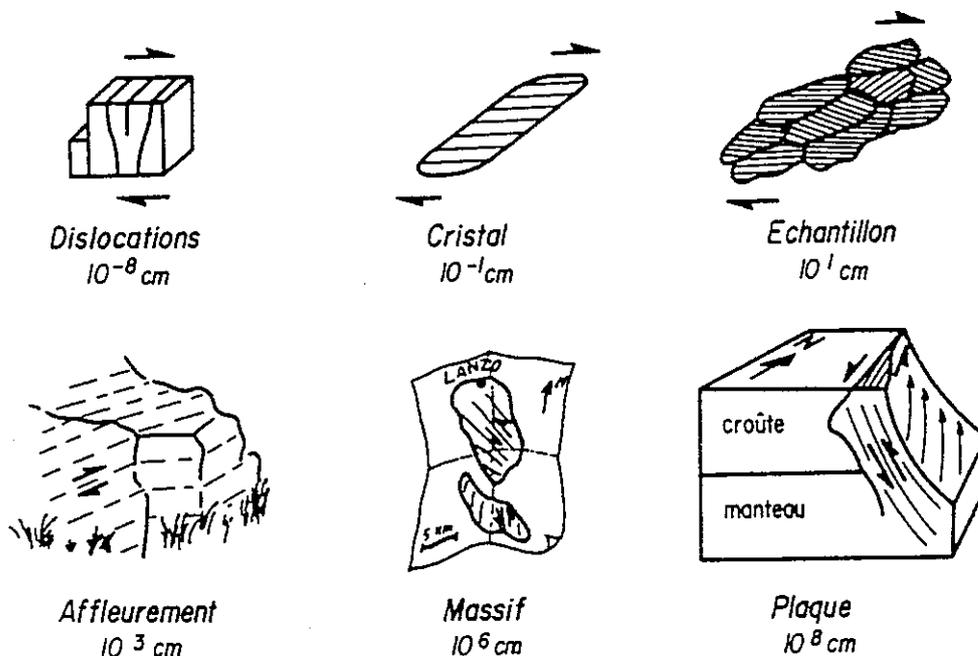


Fig.2.1 Le glissement plan à différentes échelles (Nicolas, 1984).

En effet, dans toute déformation plastique de l'écorce terrestre il y a des cisaillements (déformation continue) et des glissements (déformation discontinue), et ces phénomènes sont notamment importants le long des plans de faiblesse (anisotropies planaires). Les zones de cisaillement ont une structure caractéristique que Nicolas (op.cit.) qualifie de "cisaillement simple hétérogène à déformation variable mais progressive" (fig. 2.2).

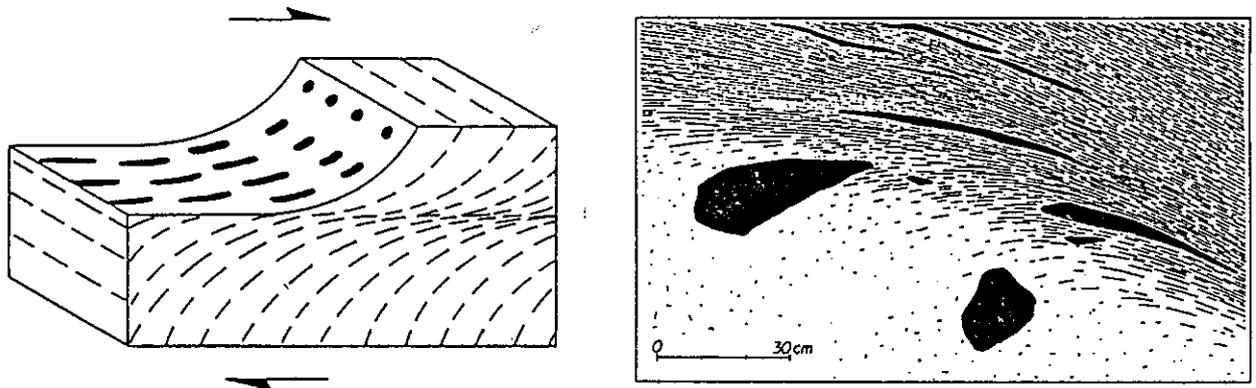


Fig.2.2 Déformation interne dans une zone de cisaillement (d'après Nicolas, 1984)

Or, dans une zone de déformation discontinue soumise à glissement, lorsque le frottement est peu important, il n'y a guère de déformation interne des abords de la surface, où la seule trace de mouvement est la striation des lèvres. Par contre, quand le frottement est important les forces de cisaillement sont transmises à une zone relativement épaisse aux alentours de la discontinuité. Ceci peut se produire aussi par blocage local du glissement à cause d'une hétérogénéité, d'une fracture, d'un pli, etc. (Vialon, 1979).

Pour illustrer les différents cas où la présence d'une discontinuité (ou même d'une hétérogénéité) favorise ou guide le glissement, nous pouvons citer les exemples suivants:

- à l'échelle de l'éprouvette:

lors des essais classiques de résistance que nous avons réalisés sur des calcaires de différentes natures la "rupture" a eu lieu principalement le long de discontinuités telles que joints stylolithiques, fissures remplies de calcite, surfaces de galets (calcaire conglomératique), mais aussi partiellement à l'intérieur de la matrice intacte de la roche (cf. deuxième partie de ce mémoire);

- à l'échelle de l'affleurement:

nous avons constaté l'existence de surfaces striées le long de stylolithes, couches argileuses, horizons calcaires de discontinuité sédimentaire et failles;

- à l'échelle des blocs rocheux:

nous avons vu des stries sur des diaclases et pellicules argileuses d'origine sédimentaire;

- à l'échelle du versant:

nous avons trouvé des surfaces de glissement le long de couches argileuses, d'horizons calcaires de discontinuités sédimentaires, et probablement aussi le long des horizons calcaires très purs fortement creusés par karstification;

- à l'échelle du plissement:

nous avons trouvé des surfaces striées le long de couches argileuses, et sur des stylolithes formés sur des plans de stratification;

- à l'échelle des nappes de charriage:

la possibilité de glissement gravitaire des nappes de charriage exige la présence de niveaux très plastiques à leur base (Mattauer, 1980). En fait, Mugnier (1984, p.113-115) en considérant des niveaux de décollement (et glissement gravitaire) constitués d'une alternance d'anhydrites, grès, argilites et dolomies, dans laquelle sont piégés des hydrocarbures, sous un niveau massif étanche, et en supposant une cohésion nulle et un angle de frottement de  $10^\circ$ , a calculé que sous pressions interstitielles de l'ordre de 90% de la pression lithostatique (condition possible dans les versants des lacs de barrage lors du vidange rapide; Biarez et al, 1976), le recouvrement du Jura sur la Bresse a pu se réaliser sur un plan incliné de  $2^\circ$ , l'épaisseur moyenne du chevauchement étant de 650m. Par ailleurs, pour le cas de glissements visqueux, Merle (1984) en considérant un comportement ductile de la couche basale (ceci se substitue au concept de glissement rigide qui nécessite une pression de fluides élevée à la base de la nappe) indique la possibilité de déplacements lents mais nets (inférieurs à 1mm/an) sur des pentes très faibles ( $1^\circ$  à  $5^\circ$ ) et un déplacement rapide (supérieur à 1cm/an) sur des pentes faibles ( $10^\circ$  à  $15^\circ$ ). Vialon (1984-1985) mentionne comme niveaux de glissement possibles des nappes, les couches de gypse, d'anhydrite, ou des calcaires et dolomies dissous par des eaux chargées en sulfates (gypse surtout), dont la manifestation postérieure est la typique "cagneule"\*, qu'on trouve presque toujours à proximité des couches gypseuses au front de plusieurs chevauchements dans les Alpes.

---

\* roche carbonatée d'aspect carié et vacuolaire, souvent brechique, de teinte jaune brun, rouille, formant des masses peu ou pas stratifiées donnant des reliefs ruiniformes. Sa composition approximative est 70% de calcaires, 20% de dolomies et légèrement gypseuse (Foucault et Raoult, 1984).

## 2.2 Nature de la Résistance au Cisaillement

On a vu que la déformation plastique résulte du déplacement relatif d'éléments structuraux. On peut donc affirmer que la résistance à la déformation (au glissement) est très influencée par la résistance au frottement le long des plans de déplacement relatif.

Or la résistance au frottement des matériaux de l'écorce terrestre résultant des forces d'attraction entre les atomes de la zone de cisaillement, est de la même nature que celle des autres solides tels que les métaux par exemple (Lambe et Whitman, 1969).

D'autre part, les forces d'attraction entre les atomes et molécules sont de différents types, en fonction des éléments présents (minéraux, eau, matière organique, etc.) et des distances entre les atomes. Ces phénomènes fournissent la cohésion et la résistance au frottement, et ils sont à l'origine des différentes valeurs que ces paramètres peuvent avoir.

Ainsi, lorsqu'à l'intérieur de la matrice non déformée d'une roche compétente, les molécules forment des structures solidement unies, on parle de cohésion. Mais quand la déformation plastique de la matrice rocheuse se matérialise par l'apparition de microfissures et par le déplacement relatif entre fragments de taille et nature variable (fluage cataclastique), les liens entre atomes sont amoindris, et la cohésion est diminuée.

Autrement dit, on a vu que quand la déformation plastique est très grande les zones de cisaillement deviennent zones de discontinuité, et la perte de la cohésion le long d'un plan de cisaillement peut être considérée comme le passage d'un milieu relativement continu à un milieu discontinu.

Dans le cas des roches la perte de la cohésion est donc précédée du développement de microfissures dont la population augmente avec l'approche de l'instabilité; cette constatation faite au microscope électronique est confirmée par l'étude expérimentale de l'émission acoustique d'échantillons menés à la rupture au laboratoire. Cette population, composée de microfissures de faible longueur, au début du phénomène irréversible, se transforme en une population de fissures plus grandes nées de la coalescence des premières, l'émission acoustique montrant alors des événements de plus forte amplitude à mesure qu'on approche du seuil critique. Partant de ces remarques, Caristan (1985) suggère que l'étude de la microsismicité, ou la mesure directe de la densité de fractures, devrait permettre d'estimer l'état des roches par rapport au seuil d'instabilité.

La nature des matériaux concernés amène à distinguer deux cas, selon que les contraintes de cisaillement agissent sur un milieu cohérent (même s'il s'agit d'une zone de faiblesse ou d'une ancienne discontinuité recimentée par la suite), ou un milieu où une discontinuité franche a annulé les liaisons intimes entre les lèvres, donc la cohésion.

Dans ce dernier cas, la force qui s'oppose au glissement n'est fournie que par la résistance au frottement, qui est le produit du nombre de contacts par la résistance moyenne de chacun au frottement. Cette résistance moyenne varie en sens inverse à la distance entre molécules, donc elle est fonction de la force normale qui tend à rapprocher les deux lèvres de la discontinuité.

Or, l'augmentation de la résistance au cisaillement occasionnée par «les formes» (rugosité et irrégularités) des lèvres, est due aux intensifications de la contrainte normale que la géométrie engendre.

D'autre part, remarquons que les concepts de cohésion ( $c$ ) et d'angle de frottement ( $\phi$ ), sont des abstractions des phénomènes décrits dans les paragraphes précédents; ces abstractions étant utilisées dans les analyses géomécaniques dès l'échelle de l'éprouvette de laboratoire jusqu'aux glissements gravitaires de nappes, la résistance au cisaillement ( $Z$ ) étant exprimée par la formule de Mohr-Coulomb:

$$Z = c + \sigma \cdot \operatorname{tg} \phi$$

où  $\sigma$  est la contrainte normale effective qui s'exerce entre les deux surfaces, c'est à dire la résultante de toutes les forces agissant sur le système, y compris celles engendrées par les fluides.

A ce propos il faut considérer que le rôle de l'eau dans la zone de discontinuité est aussi de nature physico-chimique, comme l'ont démontré Horn et Deere (1962), qui ont effectué des essais pour déterminer les caractéristiques de la résistance au frottement entre des minéraux rencontrés dans les sols et les roches. Leurs études montrent que:

- a) La présence des fluides sur les surfaces de glissement constituées par des minéraux à structure moléculaire non plate (quartz, feldspath, calcite, etc.), augmente notablement le coefficient de frottement.
- b) Par contre, le coefficient de frottement diminue notablement lorsque les surfaces de glissement sont constituées par des minéraux aux structures moléculaire en feuillets (mica, chlorite, argiles, etc.).
- c) L'effet anti-lubrifiant, pour le premier cas, augmente notablement lorsque les fluides sont fortement polarisés.
- d) L'effet anti-lubrifiant, pour le premier cas aussi, diminue rapidement quand la rugosité de la surface de glissement augmente.

Pour expliquer ceci, nous supposons que les déséquilibres électriques des molécules superficielles des ensembles minéraux qui forment les roches, favorisent l'adhésion de l'eau. Cette eau liée «appartient» à la composition minérale, et en conséquence modifie les forces d'attraction des surfaces rocheuses (théorie de Gouy et Chapman, cf. van Olphen, 1977,p.30).

D'autre part, lorsque l'eau incluse dans une discontinuité exerce une pression sur les surfaces qui la limitent (pression interstitielle), cette pression, s'opposant à la force normale qui tend à rapprocher les dites surfaces, affaiblie d'autant la résistance au glissement, et peut même la faire disparaître.

Dans le chapitre 5 nous développerons l'étude mécanique de tous ces facteurs déterminant la résistance au cisaillement.

### 3. GLISSEMENTS BANC SUR BANC DANS LES VERSANTS.

Dans les chapitres précédents, nous avons analysé les caractéristiques des massifs stratifiés, les processus de déformation plastique par des glissements couche sur couche, et la nature des forces qui s'y opposent.

Ici nous allons présenter les manifestations et particularités du glissement couche sur couche dans le contexte des versants.

#### 3.1 Conditions Géologiques et Mécaniques

##### 3.1.1 Conditions Géologiques

La condition fondamentale pour l'occurrence du phénomène étudié dans ce mémoire, est l'existence d'un plan de stratification le long duquel le versant puisse glisser.

Or les surfaces de glissement des versants stratifiés peuvent correspondre à :

- a) des lits constitués par des matériaux de faible résistance au cisaillement, comme les marnes et les argiles. Il faut remarquer que, même quand ceux-ci ont une épaisseur inférieure à un centimètre, ils peuvent servir comme surface de glissement;
- b) des surfaces correspondant à une discontinuité de la sédimentation, où la cohésion a été affaiblie ou détruite par les déformations tectoniques;
- c) des niveaux où se manifeste un contraste de perméabilité, une couche supérieure étanche pouvant être soumise à la pression de l'eau qui imprègne une couche inférieure plus conductrice;
- d) des niveaux affectés par une érosion interne, comme les niveaux de calcaire très pur, fortement karstifiés, que l'on rencontre dans les séries urgoniennes;
- e) tout horizon ou couche ayant une résistance au frottement, inférieure à celle des strates qu'elle sépare.

Par ailleurs, cette surface de glissement doit présenter certaines caractéristiques géométriques pour que le glissement soit cinématiquement possible, comme par exemple, le fait que la pente topographique soit plus forte que le pendage de la surface de glissement. Cependant on doit, sous certaines conditions de forte pression hydrostatique, analyser la possibilité de rupture en pied, dans les conditions où la pente topographique est inférieure ou égale au pendage des couches (fig.3.1).

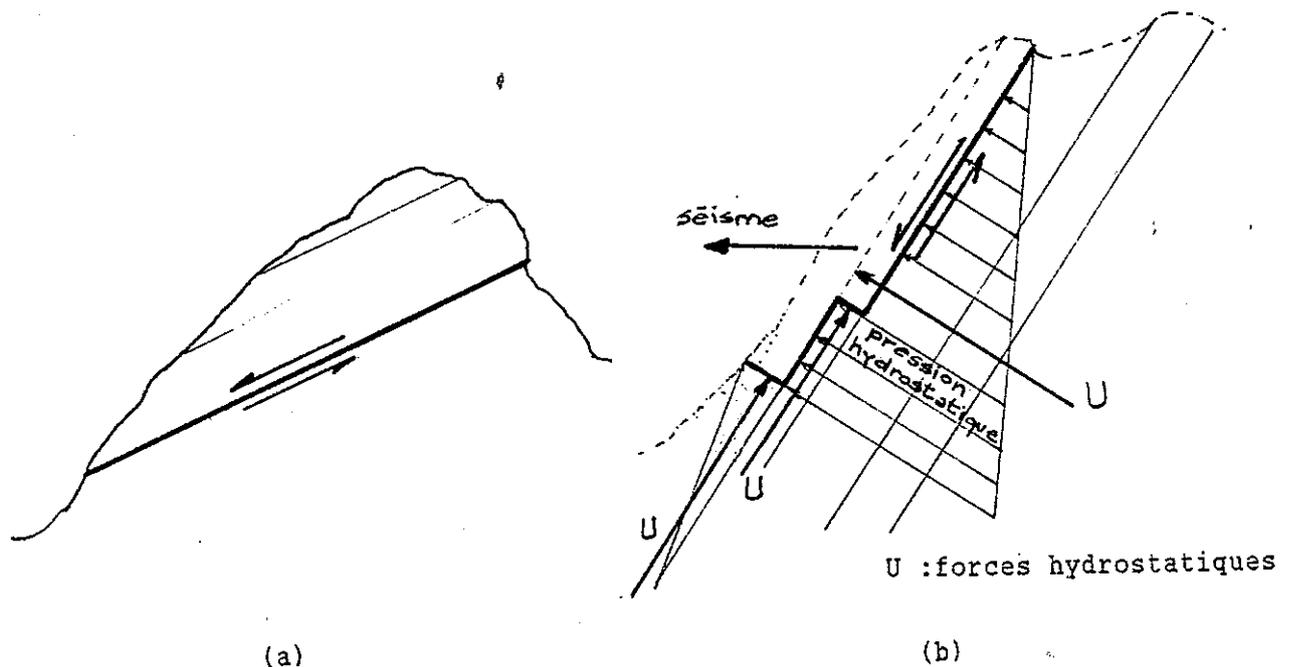


Fig.3.1. Conditions cinématiques nécessaires pour le glissement couche sur couche: a) la pente topographique est supérieure au pendage des couches. b) la pente topographique est inférieure ou égale au pendage des couches.

On peut ajouter aussi que la cinématique des glissements de versant, ainsi que l'orientation et la situation des limites latérales et de l'escarpement, dépendent également d'autres discontinuités distinctes du litage du massif.

On a donc, que parmi plusieurs conditions d'appui, le glissement implique le frottement seulement sur le joint de stratification, ou bien sur ce plan mais aussi le long d'une discontinuité.

Dans la section 6.2, nous analyserons mécaniquement quelques cas.

On voit donc que les conditions cinématiques et géométriques pour qu'un glissement couche sur couche ait lieu, sont étroitement liées aux conditions géologiques et aux caractéristiques du milieu, qui se traduisent par la présence d'un système de discontinuités déterminant les limites de la masse instable, ainsi que la possibilité et le sens du mouvement.

### 3.1.2 Conditions Mécaniques

Le chapitre 8 détaillera les causes des glissements de versants, mais on peut dire, dès à présent, que lors de la manifestation de ce phénomène les contraintes de cisaillement résultants de la pesanteur et des conditions aux limites sont supérieures à la résistance au cisaillement.

Le modèle théorique simple de la figure 3.2, proposé par Terzaghi (1962), permet de définir quelques uns des facteurs importants déterminant la stabilité pour le cas des glissements plans.

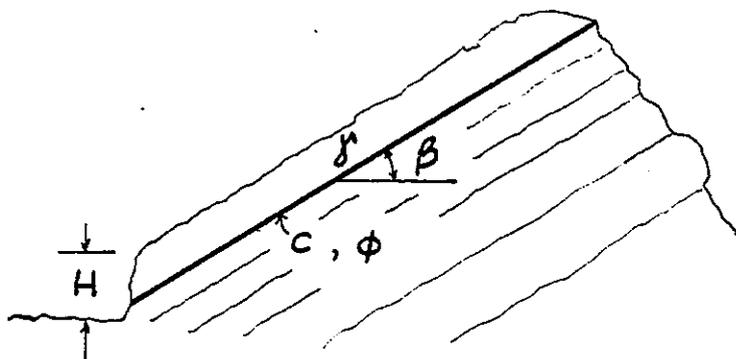


Fig.3.2 Versant stratifié où la butée de pied a disparu.

De cette figure on peut facilement déduire que la contrainte de cisaillement le long du plan de stratification qui passe par la base du versant est

$$\gamma H \cos\beta \sin\beta$$

$\gamma$  étant le poids volumique de la masse rocheuse.

On peut aussi, à partir de l'équation de Mohr-Coulomb, supposer que la résistance maximale de cisaillement le long de ce plan est

$$c + \gamma H \cos^2\beta \operatorname{tg}\phi$$

Dans ces conditions, on peut donner une expression générale pour le coefficient de sécurité

$$F = \frac{c + H \cos^2\beta \operatorname{tg}\phi}{H \cos\beta \sin\beta}$$

en rappelant que c et  $\phi$  ne sont pas des valeurs intrinsèques de la discontinuité, mais qu'ils dépendent aussi des conditions existant au moment du glissement et de l'état de surface de la discontinuité. On en traitera dans les chapitres suivants.

Or, à partir du modèle de Terzaghi, Cruden(1976) propose deux importantes conclusions:

- a) La valeur maximale de H (fig.3.2), dans les conditions d'équilibre est donnée par

$$H \leq c / \gamma \cos\beta (\sin\beta - \cos\beta \operatorname{tg}\phi)$$

la hauteur de l'escarpement  $H$  est fonction de la cohésion des couches érodées. Il en résulte que les grands glissements ont lieu lorsque les masses rocheuses situées au-dessus de la surface éventuelle de glissement ont une grande cohésion (c'est le cas du Claps-de-Luc que nous étudions dans la troisième partie de ce mémoire).

- b) Le volume du corps de glissement étant proportionnel à  $H \cos\beta$ , les grands glissements ont lieu sur des plans à pendage légèrement supérieur à la valeur de leur angle de frottement.

Du modèle de Terzaghi, on peut conclure aussi que les versants très inclinés, les falaises verticales et les parois surplombants, indiquent une forte cohésion du massif, et que compte-tenu des valeurs de  $\phi$  qu'on trouve normalement, on ne devrait pas avoir des pentes plus inclinées que  $40^\circ$  environ, si leur stabilité dépendait seulement du frottement.

D'autre part, à partir des idées antérieures et en considérant la nature de la résistance au cisaillement, on peut envisager deux situations initiales opposées en ce qui concerne cette résistance, l'une où les discontinuités génétiques (horizons de discontinuité sédimentaire) n'ont pas subi de déformations suffisamment importantes pour diminuer notablement leur cohésion; l'autre où les contraintes tectoniques, en imposant d'importantes déformations plastiques l'ont détruite.

Dans le premier cas la disparition de la cohésion s'effectue soit progressivement (par altération des matériaux ou par modification progressive des conditions d'équilibre), soit d'une façon rapide en raison d'un changement brutal des conditions d'équilibre (par la destruction du pied du versant ou par un séisme important). On peut concevoir que, pour les raisons précédemment exposées, ces glissements doivent impliquer, en général, des masses importantes déplacées à grande vitesse, la rupture se présentant d'une façon brutale.

Il nous paraît que le glissement du Lac Medicine (fig.3.3), rapporté par Cruden (1976), est de ce type. Il a concerné 86 Mm<sup>3</sup> de calcaire dolomitique, et son plan de séparation est incliné de  $40^\circ$  vers la vallée. Vu la raideur de ce pendage et la faible courbure des bancs, on peut supposer qu'à l'origine la cohésion de la surface de cisaillement était satisfaisante, et que c'est seulement à la longue que l'érosion souterraine du pied par un réseau karstique a entraîné la surface.

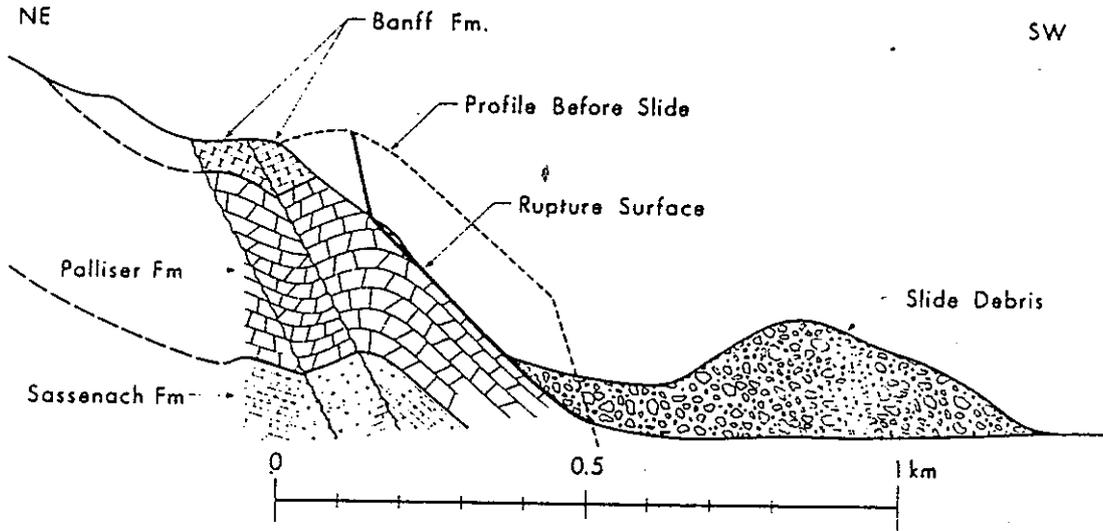


Fig.3.3. Le glissement du Lac Medicine (Cruden, 1976).

Pour le cas des massifs très déformés par la tectonique, la résistance au cisaillement le long des plans de stratification est donnée notamment par le frottement, la cohésion étant peu importante, voire nulle. La période de temps qui s'écoule dès la manifestation des premiers signes d'instabilité de ces versants, jusqu'au moment du glissement, dépend des causes d'instabilité. Lorsque le glissement n'est dû qu'à l'insuffisance de la résistance au frottement, ces glissements doivent impliquer une évolution progressive et lente de masses peu importantes.

Le cas typique de ces conditions est le fameux glissement du Vajont (fig. 3.4 et 3.5), dont des importantes analyses ont été faites par divers auteurs, dont Müller (1968) et Desvarreux (1970).

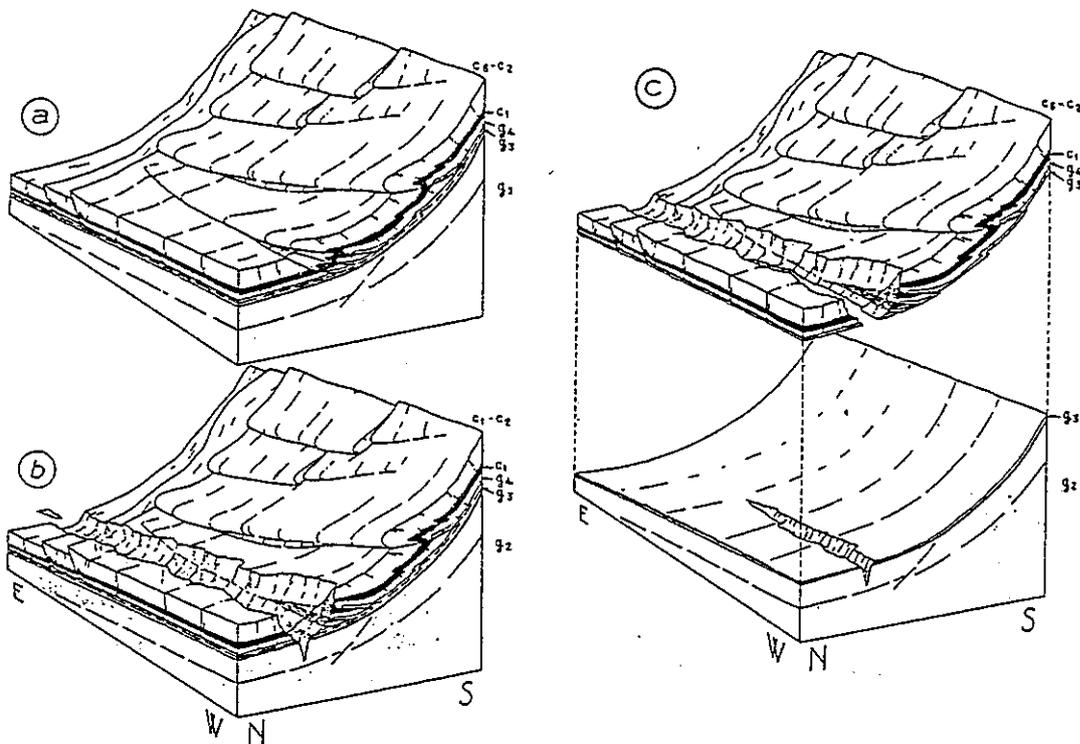


Fig.3.4 Tectonique et érosion du versant du Vajont (d'après Carloni et Mazzanti, 1964).

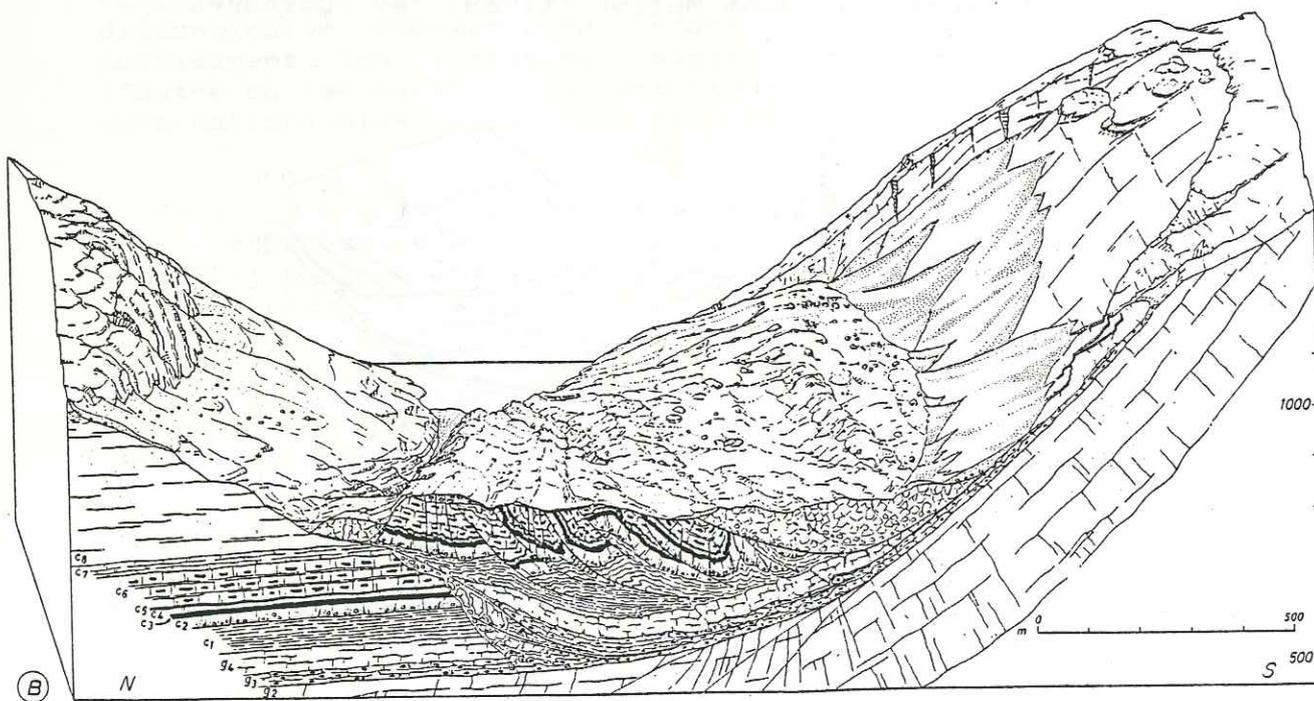
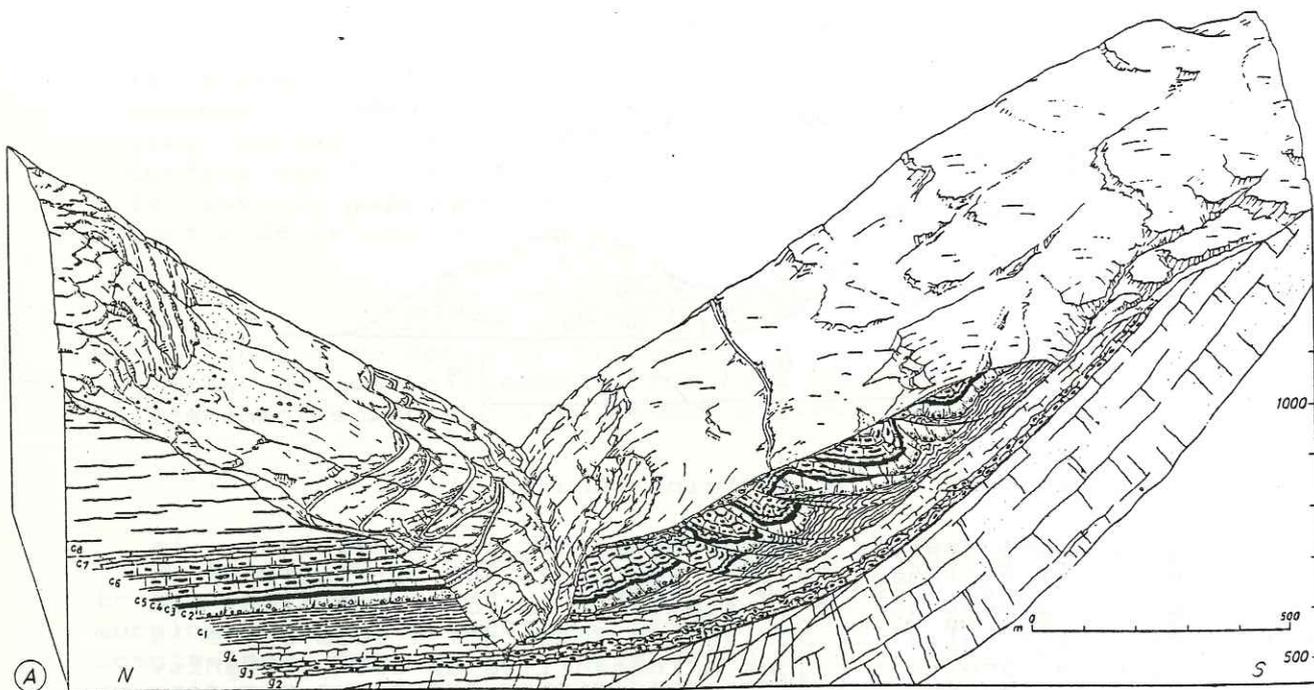


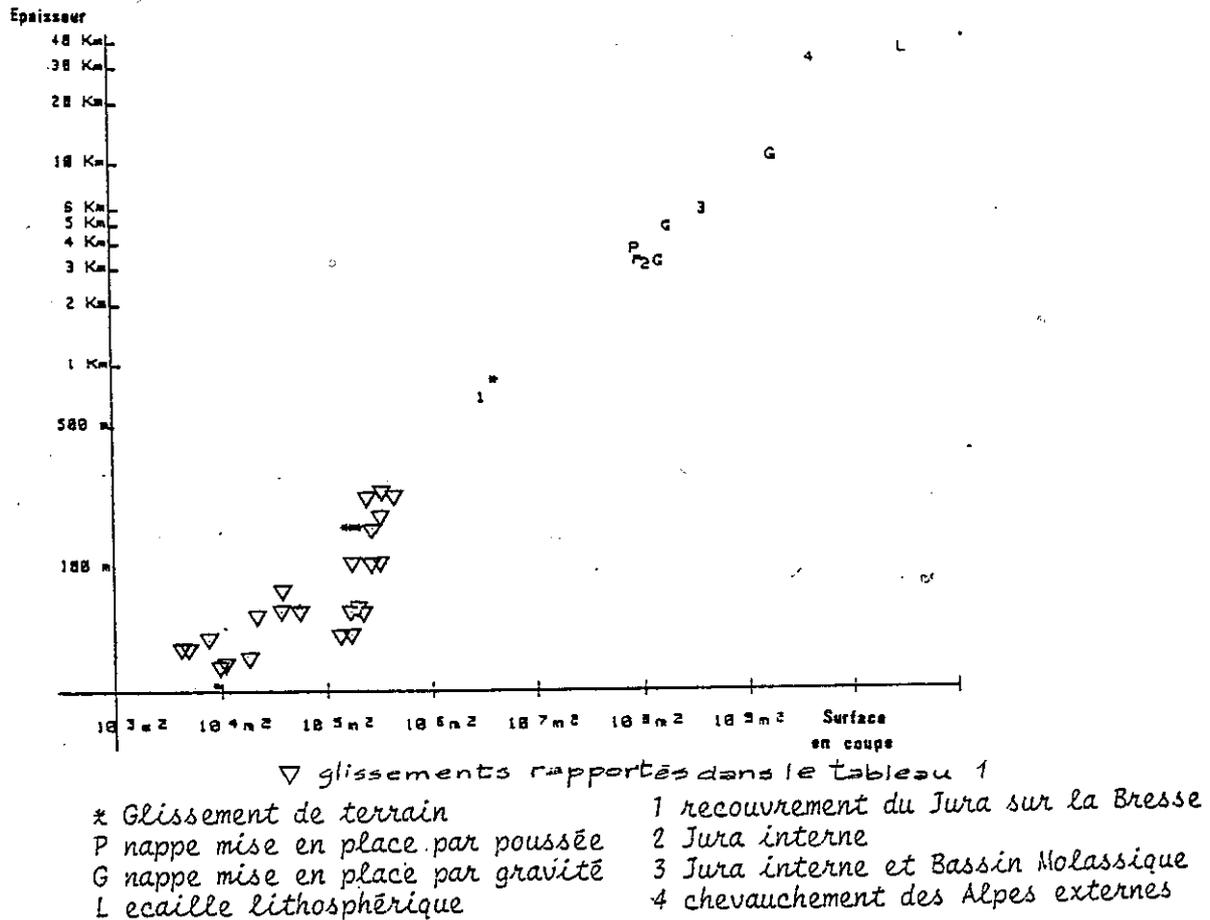
Fig.3.5 Coupe géologique du versant de Vajont avant et après le glissement (d'après Carloni et Mazzanti, 1964).



### 3.2 Quelques Cas Rapportés par la Littérature

Afin de préciser l'ordre de grandeur du phénomène auquel nous nous sommes intéressés dans ce mémoire, nous présentons dans le Tableau 3.1 quelques uns des plus importants glissements rapportés par la littérature.

Par ailleurs, pour nous situer par rapport aux glissements macroscopiques et mégascopiques étudiés en géologie, nous avons situé quelques uns des glissements du Tableau 3.1 sur une graphique original de Mugnier (1984) (fig.3.7).



- en abscisse : surface dans une coupe médiane à la structure
- en ordonnée : épaisseur structurale moyenne de la structure (cette épaisseur conditionne la température et la pression moyenne au niveau de la surface de base et donc le mécanisme physique du décollement)

Fig.3.7. Situation des glissements de versants (triangles) par rapport aux glissements macroscopiques étudiés en géologie (d'après Mugnier, 1984, modifiée).

TABLEAU 3.1. QUELQUES CAS DE GLISSEMENTS DE VERSANT.

Les cas sont présentés en fonction de l'inclinaison croissante du plan de glissement.

Nom du glissement	Pendage du plan de glissement principal	Fente Topo superf.	Épaisseur et volume des masses instables	Matériaux et couches de glissement	Commentaires	Référence
1) ST JULIAN-EN-CHAMPSAUR Alpes - FRANCE	8°	—	ép. moy : 30 m Vol. : 900 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Marnes jurassiques	—	Menjuvent et : Harnay (1984)
2) BEAS RIVER INDE DU NORD	9°	> 45°	—	Grès sur schistes argileux submergés	Plan de glissement submergé	Henkel et Yashbh, : datta Antoine et al. : (1971)
3) ENBRUNET Maurienne - FRANCE	10°	—	ép. moy : 50 m Vol. : 300 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Schistes et calcaires jurassiques	—	Menjuvent et : Harnay (1984)
4) LA DATTIE NEUVE Capeçonais - FRANCE	13°	—	ép. moy : 50 m Vol. : 250 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Marnes jurassiques	—	Menjuvent et : Harnay (1984)
5) SERRE DE L'HORIZON Génépi - FRANCE	14°	—	ép. appro. : 100 m Vol. : 400 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Trias, Mollier, Micaschistes	—	Menjuvent et : Harnay (1984)
6) FILMS Grisons - SUISSE	15°	—	Vol. : 11 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Couches jurassiques à stratification continue	La masse a barré le Rhin	Goguel : (1980)
7) CHINTEL Dévoluy - FRANCE	16°	—	ép. appro. : 50 m Vol. : 150 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Marnes et calcaires jurassiques	—	Menjuvent et : Harnay (1984)
8) ORCIERES Champsaur - FRANCE	17°	—	ép. appro. : 50 m Vol. : 750 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Flish marneux	—	"
9) Mt GRAHIER Isère et Savoie	17°	—	Vol. : 200 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Mudstone calcaire	Provoqué probablement par augmentation de la pression interstitielle (au)	Cruden et : Antoine (1984)
10) DEUX SOPURS Versant Est du Vercors	17°	—	épaisseur : 200 m Vol. : 70 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Calcaires urgoniens	Déplacement horizontal : 2 km	Menjuvent et : Harnay (1984)
11) USOY (18 février 1911) Pamir - URSS	8° et 22°	33°	ép. appro. : 500 m Vol. : 2 000 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Schiste argileux, argiles, marbre, dolomite et gypse	Cause : séisme Valeur moyenne de l'angle de frottement : 32° La masse glissée était limitée par des discontinuités à origine tectonique.	Gaziev (1984)
12) GOLDAU SUISSE	20°	—	—	Conglomérats sur joint marneux	—	Roubault (1970) : Goguel et : Pachoud (1974)
13) ST SORLIN D'ARVES Maurienne - FRANCE	21°	—	ép. appro. : 150 m Vol. : 500 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Schistes du lias	—	"

Nom du glissement	Pente du plan de glissement principal	Epaisseur et volume des masses instables	Matériaux et couche de glissement	Commentaires	Référence
(14) GRAND-COLON Belledune - FRANCE	24°	Ep. approx. : 100 m Vol. : 600 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Micaschistes		Monjeant et al. : February 1968
(15) LANGTANG Himalaya - NEPAL	18° à 30° concave vers le haut	Epaisseur : 500 m Vol. : 15 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Massif gneissique. Fusion des roches le long du plan de glissement.	déplacement horizontal 2,2 m déplacement vertical 650 m Age : plus que 20 000 ans	Mah et al. (1981)
(16) Mt TOC/WAJOVT ITALIE	14° à 40° concave vers le haut	10° - 80° 250 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Série sédimentaire (princ. Calc.) sur calcaires et marnes en couches de 0,2 à 1 m d'épaisseur. Argille 35 à 38 %, Chert 20 %.	Massif très déformé par le tectonique. Cause : A u	Müller (1968) : Desvarreux (1970) Blarrez et al. : (1976)
(17) BEAVER FLATS NORTH Mts Rocheuses - CANADA	26°	Epaisseur moyenne : 15 m 2,8 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Dalle calcaire massive sur plan de stratification.	Causes : érosion du pied et A u	Cruden (1976)
(18) COTES DE SASSENAGE Versant Nord du VERCORS	26°	Epaisseur : 150 m Vol. : 500 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Calcaires du Crétacé	Déplacement horizontal : 2 km	Monjeant et al. : February 1968
(19) BRAZEAU LAKE Mts Rocheuses - CANADA	27°	Ep. moy. approx. : 20 m 4,5 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Série ppmt. calcaire sur plusieurs plans de stratification. 20 mètres couches de 2 m d'épaisseur. Argès dolomitique calc. à minces lits mudstone calc. limoneux tendre, rudite calcaire à galets, plats d'un mètre d'épaisseur, striée en surface.	Causes : A u dans les fissures et plans de stratification associées. Aux effets de la congélation.	Cruden (1982)
(20) BEAVER FLATS SOUTH Mts Rocheuses - CANADA	26° à 30° concave vers le haut	Ep. moyenne : 15 m Vol. : 3,2 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Calcaire Massif sur plan de faille, le compartiment inférieur étant des grès et des schistes argileux.	Causes : érosion du pied	Cruden (1976)
(21) WHITE HORSE RIDGE Mts Rocheuses - CANADA	24° à 35° concave vers le haut			Signalé comme un glissement important dans les Mts Rocheuses.	Cruden (1985)
(22) JONAS CREEK NORTH Mts Rocheuses - CANADA	30°	Ep. moyenne : 13 m Vol. : 3,5 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Couches de quartzite de 1 m d'épaisseur sur plan de stratification, strié et poli, de la même formation.	Causes : érosion du pied	Cruden (1976)
(23) JONAS CREEK SOUTH Mts Rocheuses - CANADA	30°	Ep. moyenne : 22 m Vol. : 6,8 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>		Causes : A u sur la surface de glissement + érosion des côtés provoquée par le drainage de surface.	Cruden (1976)
(24) Mt KITCHENER Mts Rocheuses - CANADA	30°	Ep. moyenne : 40 m Vol. : 26 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Calcaires et Dolomites massifs sur des plans de stratification.	Causes : érosion du pied et/ou des filtrations souterraines en provenance d'un cirque glaciaire.	Cruden (1976)

Nom du glissement	Pendage du plan de gliss. principal	Topo * superf. :	Épaisseur et volume des masses instables	Matériaux et couche de glissement	Commentaires	Référence
25) HOPE Mts Rocheuses - CANADA	30°	30°	_____	_____	:Signalé comme un glissement im- :portant dans les Mts Rocheuses.	:Cruden (1985)
26) GRAND CLAPIER Vallée du Vénéon - FRANCE	30°	_____	:Ep. approx. : 200 m :Vol. : 40 x 10 m <sup>3</sup>	:Cristallin du Pelvoux	:Déplacement horizontal : 1 500 m :formant un barrage de vallée.	:Menjuvent et :Barozzy (1986)
27) MALIGNÉ LAC Mts Rocheuses - CANADA	:25° à 40° :convexe :vers le :haut	:Falaise: :80° :Toit : :23°	:Ep. moy. approx. : 212 m :Vol. : 332 x 10 m <sup>3</sup>	:Dalles calcaires massives sur :Marnes et Chert.	:Causes : érosion du pied par :Karstification.	:Cruden (1976)
28) MEDICINE LAC Mts Rocheuses - CANADA	40°	42°	:Ep. moyenne : 80 m :Vol. : 57 x 10 m <sup>3</sup>	:Dalles calcaires dolomitiques sur :un plan de stratification.	:Causes : érosion du pied par :Karstification.	:Cruden (1976)
29) FRANK SLIDE Mts Rocheuses - CANADA	45°	:48° à 50°	:Ep. moy. : 30 m :Vol. : 24 x 10 m <sup>3</sup>	:Dalles calcaires sur des plans de :stratification polis par les dé- :formations tectoniques.	:Causes probables : 1. Au sur l'es- :carpement principal, 2. Gonfle- :ment de la glace dans les crevas- :ses, 3. Séisme, 4. Excavations :souterraines d'une mine au pied :du versant.	:Cruden et :Krahn (1975), :Morgenstern :(1976)
30) CLAPS DE LUC Drôme - FRANCE	45° en haut, parall. au 42° en bas   pl. gliss.	_____	:Ep. Moy. 15 m :Vol. : 12 x 10 m	:Dalles calcaires conglomératique :ou tithonique sur des plans de :stratification.	:cause prob. : érosion du pied :par la Drôme.	:3ème partie :de ce mémoire

### 3.3 Les Objectifs des Etudes de Stabilité de Versants

Normalement on s'intéresse à l'étude de la stabilité des versants quand on craint les conséquences de leur ruine, parmi lesquelles on peut mentionner :

- la perte de vies humaines
- la destruction des ouvrages et constructions
- les retards importants et coûteux pour la réalisation d'un projet
- la perte d'un site convenable pour la construction d'un projet
- "l'élévation du seuil de risque acceptable" qui, par suite des craintes du publique ou de l'intervention des autorités, fait échec à l'exécution d'un aménagement.

L'exemple par excellence du phénomène qui nous occupe, ainsi que de ses conséquences possibles, est à nouveau le glissement du Mont Toc, où une masse de  $300 \times 10^6 \text{ m}^3$  de roche, en tombant dans la retenue de Vajont a provoqué une vague de  $25 \times 10^6 \text{ m}^3$ , laquelle passant par dessus le barrage est allé détruire Longarone, quelques kilomètres à l'aval, en faisant 2000 victimes (Desvarreux, 1968 et 1970).

L'étude de stabilité d'un versant est entreprise quand on a détecté un talus instable, ou lorsqu'on risque d'affecter l'équilibre naturel. Le problème peut donc consister à :

- l'analyse d'un cas déterminé
- la recherche des sites d'instabilité potentielle dans des versants liés aux activités anthropiques ; puis l'étude des cas représentant un péril (par exemple pour les aménagements en montagne, l'installation d'usines dans les vallées, par la formation de lacs de barrage, etc.)

Dès que l'on détecte la possibilité de glissement d'un versant, ou la remise en mouvement d'un glissement ancien, l'étude doit se fixer les objectifs généraux suivants, compte tenu des conditions présentes lors de l'étude, ainsi que des conditions futures (naturelles et anthropiques) :

- a) la connaissance des conditions d'équilibre,
- b) la sensibilité de l'état d'équilibre aux modifications de chacun des facteurs qu'y interviennent,
- c) la connaissance des causes de l'instabilité,
- d) la définition de tous les mécanismes possibles d'instabilité,
- e) l'estimation, aussi objective et précise que possible, des conséquences du glissement,

- f) la détermination d'un "seuil de risque" acceptable,
- g) la détermination de la probabilité du glissement et du délai,
- h) la proposition de solutions efficaces et appropriées aux conditions particulières, conformément au seuil du risque acceptable.

D'après ce que l'on vient d'exposer, il est incontestable que, pour arriver aux objectifs fixés, il est aussi important de savoir analyser les conditions géologiques que de savoir bien calculer, de façon à réaliser un approche parallèle, progressive et coordonnée, visant simultanément la compréhension de la complexe réalité physique et son adéquate représentation par le modèle analytique.

Evidemment, comme pour toutes les analyses de problèmes complexes que l'on entreprend en Génie Civil et en Sciences de la Terre, les études doivent se développer de façon logique, et les moyens à mettre en oeuvre être choisis en fonction du problème et des ressources disponibles.

#### 4. APPROCHE GEOLOGIQUE DE L'ANALYSE DES VERSANTS INSTABLES.

##### 4.1 Moyens et Objectifs de l'Etude Géologique.

Les problèmes liés aux Sciences de la Terre impliquent d'abord la connaissance et la compréhension du milieu physique, ce qui est l'objectif principal de l'étude géologique.

Pour atteindre économiquement cet objectif dans un délai raisonnable, il convient de prendre en compte une série de méthodes et de techniques.

L'exploitation rationnelle des ressources conduit à commencer l'étude par une compréhension du contexte géologique régional, puis local, à partir de l'étude des cartes et rapports disponibles, de manière à obtenir une idée précise de l'histoire géologique et tectonique, soit du massif rocheux qui forme le versant instable, soit de la zone où l'on cherche des versants potentiellement instables.

Outre la connaissance préliminaire des caractéristiques lithologiques et structurales, ceci permet à partir de ce que l'on a vu dans les chapitres antérieures, d'avoir une idée de l'hétérogénéité, de l'anisotropie, du réseau de discontinuités et des états de surface des plans de stratification. Il faut toujours rappeler que les glissements des versants sont régis par ces caractéristiques.

En ce sens, la géomorphologie joue un rôle importante en aidant à trouver, en plus des éléments de la structure géologique, les manifestations de la dynamique externe.

L'analyse des glissements anciens, dans des conditions similaires à celle du cas étudié, notamment sur le même versant ou un autre semblable, peut apporter de précieuses informations.

Parmi les objectifs généraux des études de stabilité mentionnés dans la section 3.3, l'analyse des glissements anciens nous permet de déterminer:

- la sensibilité du versant aux facteurs qui ont provoqué le glissement
- l'emplacement des couches selon lesquelles un glissement peut avoir lieu
- les plages des valeurs des paramètres de résistance le long de la surface de glissement
- le rôle des différentes discontinuités
- le mécanisme de glissement
- les conséquences possibles du glissement

Mason (1976) précise que la relation entre glissements anciens et actuels nécessite la reconstitution, même sommaire, de l'histoire géologique de la période au cours de laquelle se sont constitués les reliefs actuels, et la mise en place des formations superficiales qui les accompagnent.

La détection de glissements anciens doit commencer par l'analyse des photographies aériennes, à partir des caractéristiques géomorphologiques (Cruden, 1976; Antoine et Fabre, 1980):

a) Traces de glissement sur le versant:

- le profil transversal du versant, ou d'une zone du versant, est différent de ses voisins malgré des conditions lithologiques et structurales comparables;
- la topographie du versant est irrégulière, étant marquée par des formes plus ou moins nettes d'arrachement et d'accumulation, que la lithologie et la structure ne peuvent pas expliquer;
- certaines zones présentent une structure ruiniforme;
- la végétation montre des variations inattendues;
- le réseau hydrographique présente des singularités telles qu'anomalies dans le tracé, allant jusqu'à des écoulements divergents, multiplication des sources et des pertes, zones marecageuses, etc.;
- les écoulements inverses à la direction de la vallée.

b) Traces d'éboulements au pied du versant

- les débris des glissements dessinent de légers reliefs par rapport à la topographie générale, avec alternance de mamelons, ou de bourrelets, et de dépressions parfois inondées;
- le front de la masse glissée correspond à un talus raide;
- les discordances morphologiques des courants fluviaux;

Enfin, signalons que la comparaison des photographies aériennes anciennes et actuelles permet de connaître l'évolution des processus de la dynamique superficielle, et de trouver des signes d'instabilité récents, comme par exemple la formation de crevasses, ou permettre l'estimation de l'ordre de grandeur des vitesses de déplacement (p.ex. La Clapière, Alpes Maritimes).

#### 4.2. Etude du Terrain

Le travail sur le terrain doit commencer par l'élaboration d'un planning commandé par les objectifs de l'analyse et basé sur les conclusions des études préliminaires.

Il faut avoir bien conscience qu'une étude du terrain rationnelle et complète, peut économiser des erreurs et beaucoup de temps et d'argent, notamment parce que la qualité et la quantité des observations effectuées in situ se traduisent par une meilleure compréhension du milieu et de la stabilité, et par la réduction des frais d'exploration par des moyens sophistiqués (sondages, galeries souterraines, géophysique, etc.).

La méthode de travail que nous estimons la plus adaptée au cas qui nous occupe, consiste à élaborer sur le terrain une première esquisse de la carte géologique du massif et de ses alentours, sur une carte topographique au 1:10000 ou au 1:5000, en courbes de niveau espacées de 10m, ou même moins si possible, permettant le repérage des coordonnées (x,y,z) des observations. Ceci permet de vérifier facilement sur le terrain, à l'aide des formules simples qui nous présentons dans l'annexe, plusieurs des hypothèses que l'on fait lors du levé des données du site. Evidemment, ce travail devra être affiné postérieurement à l'aide des photographies aériennes.

Outre les observations classiques en matière de levée géologique (lithologie, direction et pendage des couches et des discontinuités, manifestations superficielles de l'hydrologie souterraine, etc.), on insistera particulièrement sur la description et sur le classement des familles de discontinuités présentes: extension, espacement, ouverture, remplissage, aspect des épontes (fig.4.1), etc.

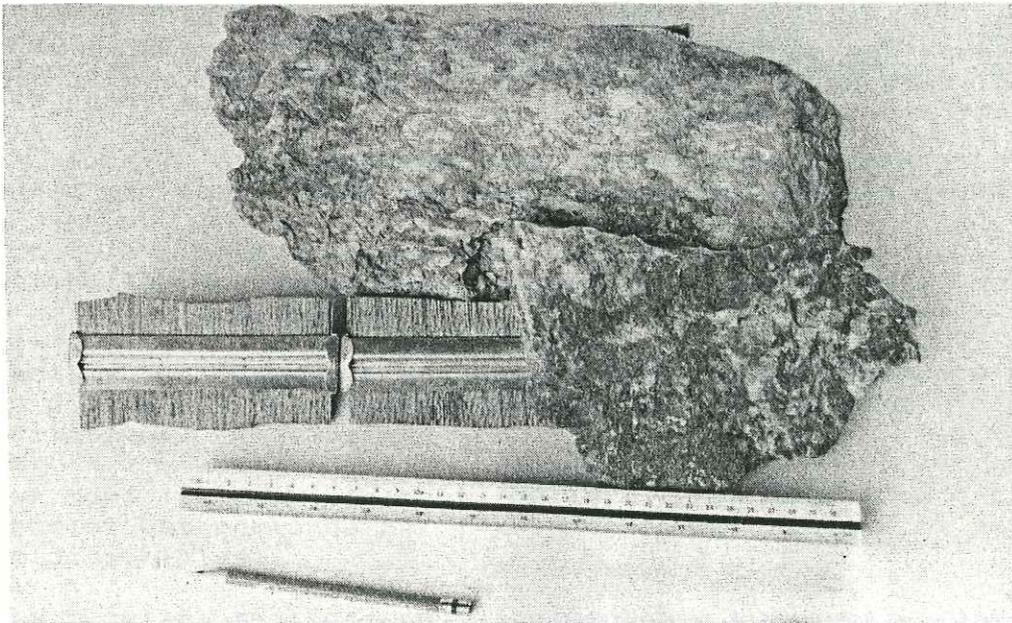


Fig.4.1. Gabarit variable pour la reproduction des petites «formes de surface» (aspérités), utile pour la caractérisation locale des épontes des discontinuités.

L'instabilité de versants étant d'autre part très souvent liée aux conditions hydrogéologiques, on tentera aussi de recueillir le maximum de données sur le régime des précipitations, la position des niveaux conducteurs et des axes de drainage, la position et l'amplitude des fluctuations des nappes souterraines, etc.

La partie que le géotechnicien tire de l'étude des glissements actuels ou passés est double, soit qu'il doit intervenir sur le glissement en cours pour tenter de le ralentir ou de le stabiliser, soit qu'on lui demande d'établir une prévision relativement à un versant, ou à une zone, dont les conditions de stabilité ne sont pas connues.

Outre les observations déjà décrites, il lui est donc nécessaire, afin de se former une opinion sur les facteurs déterminants, les mécanismes en cause et les volumes concernés, de pousser plus loin ses investigations pour étayer l'analyse mécanique qui prolongera les observations purement superficielles qu'il a effectuées.

Il est parfois difficile, faute d'affleurements ou de repères morphologiques, de dessiner le contour d'un glissement, mais il l'est encore plus de situer avec précision et en tout point la profondeur à laquelle se trouve la surface de rupture. Relativement à ce point, Antoine et Fabre (1980), disent qu'"il est parfois bien difficile de savoir si l'on peut faire une hypothèse raisonnable, proche de la réalité, sur la position et la forme de la surface de glissement, même lorsque la structure géologique et la coupe lithologique sont connues avec précision".

A cet égard une certitude suffisante ne peut donc s'acquérir que en recourant à des techniques de reconnaissance de nature différente, sondages et/ou géophysique, susceptibles d'apporter en même temps des données intéressantes (état et consistance de la masse glissée et de son substratum, piézométrie, etc.), dont l'emploi est alors largement justifié.

## 5. ANALYSE DES FACTEURS QUI DETERMINENT LA RESISTANCE AU GLISSMENT

Une partie fondamentale de l'étude mécanique des versants stratifiés consiste à analyser les caractéristiques et propriétés des discontinuités.

L'objectif de ce chapitre, est de définir quelles sont les conditions et les mécanismes, qui interviennent à l'occasion des mouvements relatifs entre deux masses rocheuses, séparées par une discontinuité.

Lors de cette analyse, on s'aperçoit de la grande influence que les héritages et conditions d'ordre géologique (composition minéralogique, ambiances d'exposition des sédiments, caractéristiques du milieu, tectonique, altération, etc.) ont sur ces facteurs déterminatifs de la résistance au glissement.

### 5.1 Cohésion

Dans la section 2.2 on a vu que la source de la résistance au cisaillement est l'attraction entre les atomes superficiels des particules minérales, et que l'on appelle cohésion la partie de cette résistance que ne dépend pas de la force normale tendant à rapprocher ces particules. En d'autres termes, on considère que au long des discontinuités «continues» cette cohésion est annulée.

Dans le cas des plans de stratification, la cohésion originale peut être sensiblement amoindrie, voire annulée, à cause des concentrations de contraintes engendrées le long de ces plans, notamment par les déformations tectoniques, et par la décompression dérivée de la montée des masses rocheuses vers la surface topographique.

En outre, l'altération des lèvres des discontinuités, engendrée par les filtrations des fluides, diminue la cohésion.

Pour la détermination de la cohésion le long d'une discontinuité on recourt aux essais de cisaillement, soit in situ, soit au laboratoire.

Quant aux glissements anciens, on évalue ce paramètre par le moyen du calcul rétrograde, ou par des estimations forcément approximatives.

Pour tous les cas, le choix de la méthode pour l'obtention de la cohésion est commandé par l'importance du problème et par les moyens disponibles.

Dans cette section, nous commentons quelques conditions particulières, et nous proposons des critères pour le choix de la valeur de la cohésion lorsqu'on doit procéder par estimation:

- a) Plans de stratification apparemment non remaniés, séparant deux couches du même type de roche.

Pour ces plans la gamme des cas est très étendue entre des situations extrêmes:

- ou bien, simple discontinuité sédimentaire correspondant à une brève interruption du dépôt, la couche inférieure n'étant pas encore indurée lorsque la sédimentation reprend;

- ou bien longue interruption, accompagnée d'une émergence. C'est alors sur un «hardground», minéralogiquement différent de la roche mère, que la sédimentation se rétablit.

Dans le premier cas, la cohésion du joint de stratification va dépendre de celle de la roche, mais sera réduite en fonction du remaniement du massif.

Dans le second, la cohésion sera fortement affectée par la présence d'enduits ou de dépôts de particules auxquels la couche supérieure adhérait mal.

- b) Plans de stratification apparemment non remaniés, séparant deux couches de nature différente.

Cette fois-ci, il faut prendre en compte les deux situations examinées précédemment, mais ajouter une alternative supplémentaire, selon que la cohésion entre les deux couches est supérieure ou inférieure à celle de la plus faible d'entre elles, ce qui introduit deux possibilités distinctes de rupture.

- c) Discontinuités à cohésion faible ou nulle.

Cette rubrique comprend entre autres:

- les discontinuités génétiques ou tectoniques d'origine ou de rejeu relativement récent, qui n'ont pas subi une cimentation postérieure,
- les surfaces qui ont guidé une altération importante,
- les discontinuités ouvertes ou remplies par des matériaux à résistance très faible,
- etc.

Ces discontinuités se signaleront, une fois encore, par une faible résistance à la traction perpendiculaire. D'autre part, elles porteront souvent les traces d'une circulation aisée des eaux \*.

---

\* on ne comprend pas ici tous les niveaux de dissolution karstique, car ils gardent en général des "ponts de matière" donnant une cohésion considérable.

#### d) Discontinuités remplies.

Les discontinuités d'abord ouvertes (d'origine génétique ou tectonique), puis ensuite comblées par un matériau de remplissage, constituent un cas particulier. Si ce matériau a une cohésion faible (argile, par exemple), les ruptures auront évidemment tendance à se produire à son niveau. Mais il peut également s'agir d'un minéral de cohésion moyenne, voire élevée (calcite, quartz, etc.), susceptible d'assurer une véritable cimentation. Celle-ci ne sera d'ailleurs efficace que si le filon remplissant la discontinuité, n'est pas séparé des matrices des roches encaissantes par des pellicules faibles déposées par les circulations d'eau antérieures.

### 5.2 Frottement

La sélection d'une valeur du coefficient de frottement pour l'analyse de stabilité de versants n'est pas un problème simple. Fréquemment on a tendance à trop généraliser des solutions particulières, ou des mesures effectuées dans des conditions spéciales, qui ne correspondent pas à celles du cas que l'on analyse. Nous n'en donnons pas une solution, mais nous serons satisfaits si les idées présentées ensuite peuvent aider à éclaircir le problème.

Lambe et Whitman (1969) ont proposé que pour la compréhension du mécanisme de frottement, il faut considérer l'influence de trois facteurs:

- la rugosité des surfaces
- la grandeur des contraintes aux contacts
- la résistance au cisaillement des zones de contact

La figure 5.1 montre le profil microscopique d'une surface "lisse" de quartz, qui montre que les surfaces rocheuses, même si elles sont polies, ont toujours une rugosité.

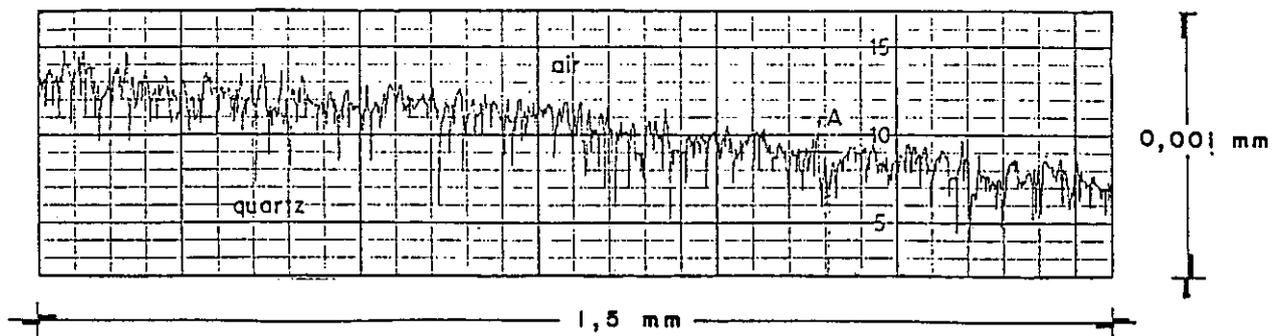


Fig.5.1. Profil d'une surface "lisse" de quartz (échelle verticale = 500 échelle horizontale), (d'après Lambe et Whitman, 1969).

En réalité toutes les surfaces rocheuses naturelles présentent une rugosité, et lorsque deux de ces surfaces se mettent en contact, seulement quelques points saillants se touchent. A la limite, si l'effort normal aux surfaces reste assez petit, le contact pourrait théoriquement se limiter à trois points.

En fait, pour plusieurs surfaces rocheuses naturelles, que nous avons mises face à face (cf.chap.10), sous pressions normales de l'ordre de 0,04 MPa, nous avons mesuré que la surface de contact réel varie entre 0,06% et 0,44% de la surface de contact apparente. Cette résultat a été obtenu en interposant une feuille de papier-carbone sur une feuille blanche, nous avons noté que les pressions à l'intérieur de chaque zone de contact, varient de très fortes à presque imperceptibles.

Nous pensons donc qu'entre les surfaces d'un plan de stratification qui ont subi un déplacement relatif par rapport à leur position originelle, on peut distinguer trois types de contacts (fig.5.2):

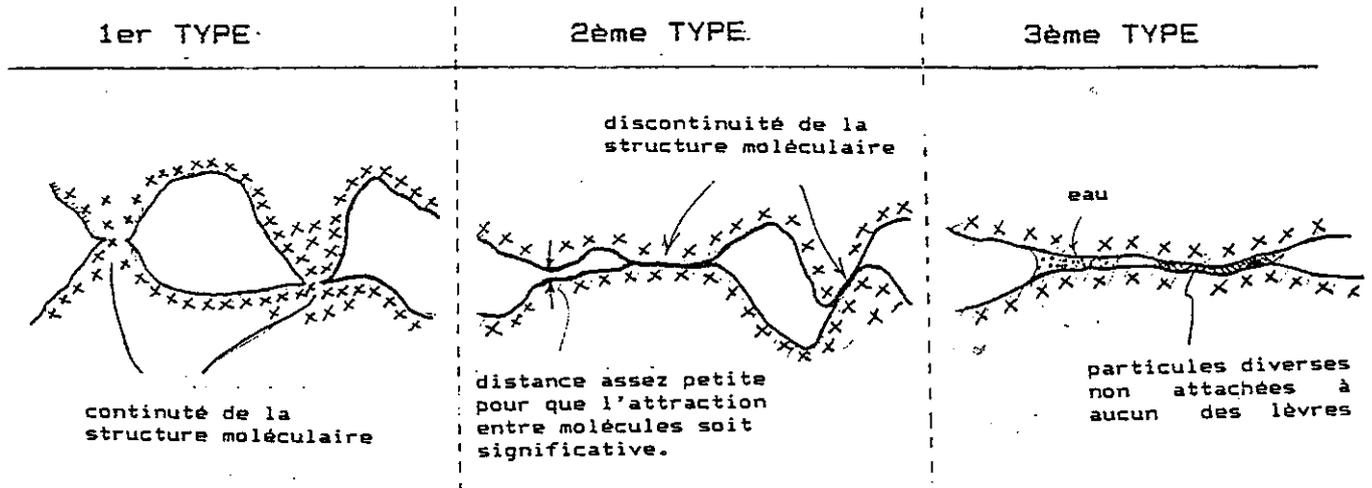


Fig.5.2. Schéma représentant les trois types de contact possibles entre les lèvres d'un joint rocheux qui ne conservent plus sa position relative originelle.

a) Les contacts que nous appellerons du premier type, correspondent aux zones où la résistance de la roche a été dépassée et les sommets des aspérités ont été broyés; dans ces sites, les molécules des deux surfaces étant très proches, peuvent former des liens aussi importants que ceux de la matrice rocheuse.

b) Nous nommerons contacts de deuxième type les zones où les deux surfaces sont en contact direct, mais où les contraintes normales n'étant pas assez importantes, les molécules ne sont pas suffisamment proches pour que l'attraction entre elles soit aussi grande que dans la matrice rocheuse.

c) les contacts de troisième type se produisent aux zones où entre les deux surfaces s'interposent des particules diverses (produit du broyage, argile, matière organique, etc.); dans ce cas les forces d'attraction entre les surfaces sont très faibles, voire nulles.

Or, en partant de l'hypothèse que les hauteurs des aspérités présentent une distribution normale (sens statistique), il est logique de penser que parce que la force normale déforme les aspérités, l'augmentation de cette force accroît le nombre des points où les surfaces se touchent, ce qui distribue la dite force et diminue la contrainte aux contacts; ceci engendre donc une augmentation des contacts, surtout de ceux du deuxième type.

Ces idées permettent de comprendre trois phénomènes fondamentaux de la résistance au frottement entre surfaces rocheuses:

- à une augmentation de la force normale correspond une augmentation de la résistance au frottement (à l'échelle de la surface de glissement),

- compte tenu que les contacts du premier type sont ceux qui offrent plus de résistance au frottement, et que l'augmentation de la force normale accroît surtout le nombre de contacts du deuxième type, la relation entre la résistance au cisaillement et la contrainte normale n'est pas linéaire, ayant une diminution de  $\phi$  à fur et à mesure que l'on augmente  $\sigma$ .

- le fait que la formation de liens solides dans les contacts du premier type dépende du temps, ainsi que la possibilité d'un rôle lubrifiant des contacts du troisième type pendant le frottement, dû à ce que les particules peuvent fonctionner comme des éléments de roulement, explique que le coefficient de frottement statique soit supérieur au cinématique, c'est à dire, permet de comprendre pourquoi la force nécessaire pour déclencher un glissement est plus grande que la force nécessaire pour maintenir le mouvement; c'est à dire, encore, que lorsqu'un glissement est déclenché par une force externe "instantanée", la disparition de cette force n'implique pas que le glissement s'arrête.

Il faut enfin remarquer que l'on a tendance à exprimer la résistance au frottement par l'angle  $\phi$ , et non par la tangente de  $\phi$  qui est équivalent au coefficient de frottement (dans la loi «linéaire» de Coulomb), et que l'on ne rappelle pas toujours, que la relation entre ces deux valeurs n'est pas linéaire, leur variation étant donnée par:

$$dtg\phi/d\phi = 1/\cos^2\phi = 1+tg^2\phi$$

ainsi, par exemple, quand  $\phi$  passe de  $10^\circ$  à  $11^\circ$  la résistance au frottement augmente de 1%, mais quand  $\phi$  passe de  $49^\circ$  à  $50^\circ$  la dite augmentation est de 3,6%.

### 5.3. Géométrie de la surface de glissement.

Des très importants études sur l'influence de la géométrie de la surface sur la résistance au glissement ont été faites par Patton (1966), Jaeger (1971), Schneider (1975), Barton (1976), Barton et Choubey (1977), et Ladany et Archambault (1980); ici nous précisons quelques concepts qui nous semblent importantes pour la compréhension du phénomène à l'échelle des versants.

D'autre part, nous signalons que Davis et Salt (1986), proposent d'ajouter aux mécanismes bien connus et traditionnellement acceptés, d'écrasement des asperités et glissement sur celles-ci, la possibilité d'aplatissement des formes superficielles; celle-ci dépendant de la contrainte normale, de la déformabilité des roches et de l'inclinaison des formes saillantes.

Or, pour le calcul de la résistance au glissement de versants sur des plans de stratification, l'analyse de l'influence de la géométrie du joint, doit considérer toutes les formes superficielles qui ne coïncident pas avec la surface idéalement plane, prise en compte lors d'un calcul théorique de stabilité. Nous classons ces anomalies en «asperités» et en «irrégularités».

Nous avons vu précédemment l'origine et les particularités de la morphologie des surfaces de stratification (cf. 1.3.1 et 1.3.2). On peut admettre que plusieurs des phénomènes génétiques et tectoniques responsables de ces caractéristiques, répondent à des causes suffisamment générales pour que les particularités qui en résultent se répètent régulièrement sur toute l'étendue du plan de glissement que l'on étudie; nous proposons de grouper ces formes superficielles sous le terme d'«asperités». Au contraire, pour les formes engendrées par d'autres processus (changements de la direction du plan, fentes de dessiccation, chenaux, traces d'animaux, etc.), dont la présence sur le plan de glissement est beaucoup moins régulière, nous employons le nom d'«irrégularités».

On voit donc, que si les asperités sont les formes normalement représentées, et les irrégularités des formes uniques ou mal distribuées, cette classification est tout à fait dépendante de l'échelle du problème.

Or à la différence de la cohésion et du frottement, la géométrie de la surface n'est pas par elle-même une "source" de résistance au glissement; sa contribution étant occasionnée par la force de cisaillement, qui engendre des augmentations ponctuelles de la contrainte normale, sur les faces opposées au glissement de ses formes.

L'effet de la géométrie de la surface sur la résistance au glissement est double:

- elle modifie la direction de la résultante de la résistance au déplacement relatif des surfaces, et
- elle fait que la surface réelle de contact est différente de la surface apparente.

La prise en compte des diverses formes (aspérités et irrégularités) caractérisant la surface de glissement, est un problème d'échelle. Il s'avère nécessaire un rappel de l'effet des leurs angles et des leurs tailles, sur les processus cinématiques du glissement.

### 5.3.1. L'influence des angles des aspérités.

La figure 5.3 schématise un plan de glissement soumis à une force tangentielle, caractérisé par deux familles d'aspérités de différentes inclinaisons. On s'aperçoit qu'avant qu'un mouvement relatif ait lieu les contraintes maximales s'exercent sur les faces les plus inclinées. Dès que le glissement commence il n'y a contact que sur ces faces frontales, qui sont alors les seuls éléments s'opposant au mouvement. Paradoxalement ces aspérités ont les sections transversales les plus petites, donc si la résistance interne de la roche n'est pas assez forte, elles seraient les premières à se casser.

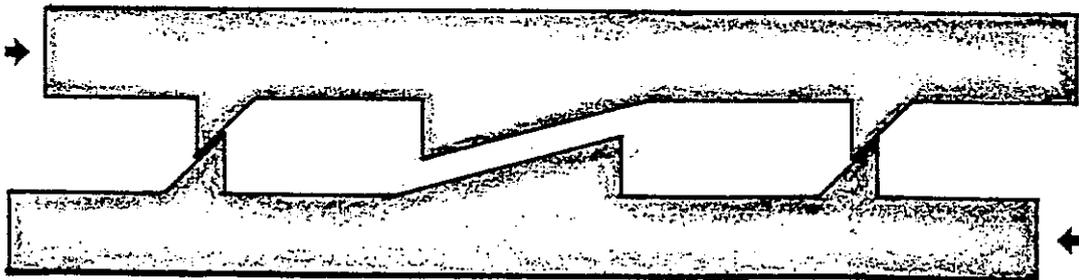


Fig.5.3 Schéma montrant l'importance des angles des formes superficielles.

On voit aussi, que dès que les aspérités les plus pentées ont été les seuls zones de contact, il y a eu un écartement des surfaces formant le plan de glissement, ce phénomène est appelé «dilatance».

Or si l'on suppose une distribution normale (sens statistique) des angles des aspérités, au fur et à mesure que le glissement progresse, la cassure des «formes» les plus inclinées occasionnera que le nombre de contacts s'y opposant augmente, au même temps que la dilatance progresse. On arrive à un des deux possibilités suivantes:

- le glissement est arrêté par la résistance (au frottement et à la cassure) qu'y oppose un "famille" d'asperités (constituées par des asperités présentant la même inclinaison) dont l'inclinaison est supérieure ou égale à la moyenne, ou

- il n'y a pas une famille d'asperités assez nombreuse pour résister à la force tangentielle.

Il faut aussi rappeler l'importance de l'épisode où la dilataance commence, parce que à ce moment-là il y a une diminution brutale de la surface de contact réelle, les asperités portant tout d'un coup la totalité de la force tangentielle.

Remarquons aussi que pour les glissements rocheux réels, la rigidité relative du milieu (fonction de l'échelle) détermine l'adequation du processus réel au modèle précédent, parce que plus le milieu est déformable, plus grande est la plage de "familles" s'opposant au glissement.

Il faut noter aussi que au fur et à mesure que le glissement progresse, la dilataance étant plus importante, le contact ne s'effectue plus sur la face complète des asperités, mais sur une certaine portion du côté de leurs sommets, et ceci a deux conséquences:

- les asperités de hauteur inférieure à la dilataance, indépendamment de leur inclinaison, ne jouent plus aucun rôle, et

- les asperités s'opposant au mouvement, sont soumises à des contraintes (de cisaillement et internes) de plus en plus élevées, par rapport à celles qu'elles supporteraient si le contact s'effectuait depuis leur base.

### 5.3.2. L'influence de la taille des asperites.

Le schéma de la figure 5.4 représente deux versants où la seule différence provient de la taille des asperités, et où la stabilité sous conditions statiques est préservé si  $i \geq \theta$ .

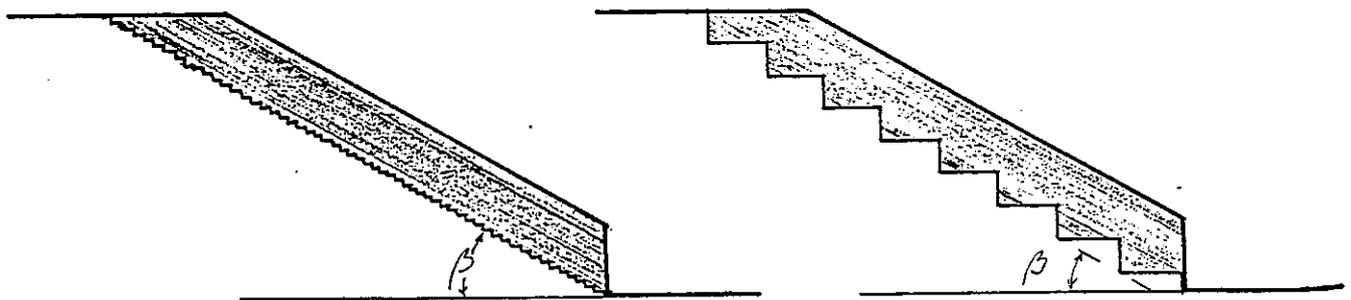


Fig.5.4. Schéma montrant deux versants reposant sur un plan de stratification dont la seule différence est la taille des asperités.

On peut dire pourtant, que la résistance de la surface à petites asperités est plus sensible à la durée de application des forces "instantanées" (pression hydrostatique, seisme; etc), lesquelles si elles sont suffisantes peuvent désengager les sommets des asperités, la résistance au glissement tombant alors notablement comme déjà indiqué précédemment.

### 5.3.3. L'influence des irrégularités.

On connaît toute l'importance de leurs dimensions par rapport à celles de la masse dont on étudie la stabilité. On considère donc, que les irrégularités de petite taille relative seront cassées ou dépassées par dilatance.

On doit donc, déterminer pour chaque cas, quelles sont les irrégularités dont la taille relative, représente un obstacle important au glissement, et analyser leur influence.

Par ailleurs, du fait que les versants, de par leur taille, n'ont pas une grande rigidité relative, l'importance des irrégularités dépendra de leur position par rapport à la distribution des contraintes qui résultent des forces agissant sur la masse potentiellement instable, mais aussi de la cause d'instabilité elle-même; c'est à dire que une irrégularité située près du pied d'un versant, ne jouera pas le même rôle vis-à-vis d'une augmentation de la pression hydrostatique, que s'il s'agit d'un seisme, ou de la disparition du pied du talus. Pour chacun de ces cas, la dite irrégularité ne contribuera pas de la même façon si elle est située près du sommet.

Pour le cas des versants on peut considérer comme irrégularités importantes les changements de pente, les formes laissées par les chenaux, les bords de plateforme de dépôt, etc.

## 5.4. Le rôle des fluides.

Le rôle des fluides sur la résistance au glissement est double:

- ils modifient les propriétés physico-chimique des minéraux des surfaces rocheuses, et
- ils exercent des forces défavorisant la stabilité avant et pendant le glissement.

L'importance des discontinuités est ici prépondérante, parce que les fissures et fractures qui fragmentent les massifs rocheux offrent à l'eau des cheminements privilégiés. Remarquons que même les fissures les plus fines confèrent au massif des coefficients de perméabilité très élevés comparativement à ceux de la matrice rocheuse. Une étude très complète de ce sujet a été effectué par C. Louis (1974).

### 5.4.1 L'effet de la présence d'eau sur la résistance au frottement.

Dans la section 2.2 nous avons présenté quelques unes des conclusions, que Horn et Deere ont tirées d'une série très complète d'essais de frottement entre diverses surfaces minérales, sous différentes conditions d'humidité; dans le tableau 5.1 nous en rapportons les coefficients de frottement qu'ils ont mesuré.

<u>Minéraux à structure non plate</u>	é t a t d e s u r f a c e			$\mu$ sat ÷ $\mu$ sec
	sec (étuve)	sec (étuve) + hum.amb.	saturé	
quartz clair	0,11	0,11	0,42	3,82
quartz blanc	0,14	0,16	0,51	3,64
quartz rose	0,13	0,13	0,45	3,45
feldspath microcline 1	0,11	0,13	0,76	6,90
feldspath microcline 2	0,12	0,12	0,77	6,42
calcite 1	----	0,21	0,60	----
calcite 2	----	0,12	----	----
calcite 3	0,14	0,14	0,68	4,85
<u>Minéraux feuilletés</u>				
muscovite 1	0,43	0,30	0,23	0,54
muscovite 2	0,41	0,32	0,22	0,54
muscovite 3	0,45	0,36	0,26	0,58
phlogopite 1	0,31	0,25	0,15	0,48
phlogopite 2	0,29	0,22	0,16	0,55
biotite	0,31	0,26	0,13	0,42
chlorite	0,53	0,35	0,22	0,42
serpentine 1	0,62	0,50	0,29	0,47
serpentine 2	0,76	0,65	0,48	0,63
steatite	0,38	0,26	0,23	0,61
talc	0,36	0,24	0,16	0,45

Tableau 5.1. Coefficients de Frottement ( $\mu$ ) pour 3 conditions d'humidité des surfaces (d'après Horn et Deere, 1962; resumé).

Une autre découverte importante de Horn et Deere, est que "l'histoire" de l'humidité de la surface de frottement influé sur le coefficient de friction. En effet, tandis que les éprouvettes séchées dans une étuve, et laissées à l'air pour prendre l'humidité ambiante (deuxième colonne du tableau 5.1), montrent des coefficients plus proches de ceux des éprouvettes séchées, celles qui furent saturées et laissées à l'air pour se "secher" (valeurs non rapportées), manifestèrent des coefficients semblables à ceux obtenus sur des roches saturées.

Par ailleurs, pour les surfaces calcaires et argileuse que nous avons essayé en frottement (cf.chap.10), nous avons trouvé que:

• La présence d'eau n'a pas eu un effet clair, quoique en général, on pourrait dire qu'elle augmente légèrement le coefficient de frottement.

•• La présence d'eau sur des surfaces lisses calcaires, sous charge normale très légère, a augmentée fortement la résistance au glissement.

Pour ce qui concerne le fait que l'effet "antilubrifiant" de l'eau diminue lorsque la rugosité augmente, Lambe et Whitman (1969) en interprétant les résultats de Horn et Deere suggèrent que lorsque l'eau intervient, les ions des surfaces des minéraux s'hydratent, ce qui diminue les forces d'attraction entre molécules, mais ce qui permet aussi l'expulsion des particules étrangères lubrifiantes telles que argiles et matière organique.

Nous pensons néanmoins, que le nettoyage des surfaces utilisé par Horn et Deere a été suffisant pour éliminer de façon significative, s'il y en avait, des particules étrangères; et que la cause de la diminution de l'effet anti-lubrifiant de l'eau pour les surfaces rugueuses est que les contraintes ponctuelles, dans ce cas, sont assez grandes pour écraser les particules minérales, ce qui favorise la création de contacts du troisième type (cf.5.2).

#### 5.4.2. L'action mécanique des fluides

On sait qu'une différence entre les pressions exercées à l'intérieur et à l'extérieur d'un milieu clos se traduit, sur ses limites, par une contrainte de même grandeur que cette différence. Celle-ci tend donc à le contracter lorsque la pression externe est supérieure à la pression interne, et à le dilater dans le cas contraire.

Or les fluides interstitiels (eau, air, vapeur, etc.) à l'intérieur d'un massif rocheux, exercent sur lui une action mécanique, lorsque la pression interstitielle est différente de la pression atmosphérique.

Quand elle est inférieure il y a tendance au rapprochement des frontières des vides, l'effet étant relativement équivalente à une augmentation de la force d'attraction entre molécules, on appelle ce phénomène «cohésion apparente».

Par contre, quand la pression atmosphérique est inférieure à la pression interstitielle, il y a un éloignement des surfaces des discontinuités, opposé à l'effet des contraintes normales.

L'effet des contraintes normales étant, lui aussi, de modifier la distance entre les limites des discontinuités, on peut l'additionner algébriquement avec la différence entre la pression interstitielle et la pression atmosphérique, la somme obtenue étant la «contrainte normale effective»; c'est celle-ci, finalement, qui détermine le nombre de contacts le long d'une discontinuité, et en conséquence la résistance au frottement de ses lèvres (cf.5.2).

#### 5.4.2.1. Cohésion apparente dans les versants stratifiés.

L'ascension capillaire de l'eau, à l'intérieur des discontinuités, engendre des pressions interstitielles inférieures à la pression atmosphérique.

La hauteur de l'ascension capillaire, dépende de l'ouverture des discontinuités, ou des matériaux qui les remplissent. Pour le cas des remplissages argileux, la dite ascension pouvant dépasser les 10m, cette "cohésion" peut atteindre des valeurs supérieures à 0,1 MPa. La figure 5.5 montre un schéma de ce phénomène.

On doit rappeler que, dans ce cas, le volume des vides de la discontinuité au dessus de la surface de l'eau capillaire étant petit, il suffit d'un apport peu important d'eau, provenant de la partie supérieure (pluie, fonte de neige, etc.), pour convertir brutalement cette pression interstitielle négative, en une pression positive encore supérieure en valeur absolue.

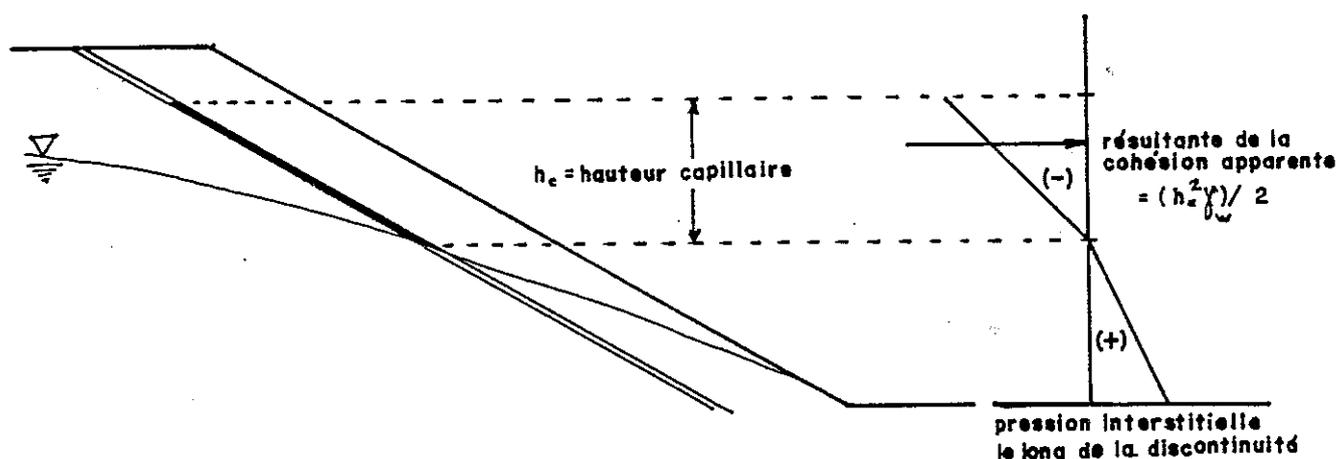


Fig. 5.5. Ascension capillaire à l'intérieur d'un plan de stratification.

D'ailleurs, l'existence de cohésion apparente le long de plusieurs discontinuités dans la Chartreuse et le Vercors, est possible à cause des étendues et complexes réseaux karstiques qui drainent l'intérieur de ces massifs (Fabre et Gumuchian, 1977; Fabre, 1984; et Marchand, 1985).

#### 5.4.2.2. Les conditions des versants rocheux stratifiés favorisant le développement de pression interstitielle.

Dans les milieux à anisotropie planaire, tels que les versants stratifiés, l'influence de la pression interstitielle dépend beaucoup de la dite anisotropie, et des discontinuités.

L'anisotropie planaire se traduit, au niveau du massif, par une très importante différence entre les perméabilités, selon les directions parallèle et perpendiculaire à la stratification; l'effet des discontinuités étant d'augmenter la perméabilité, notamment le long des couches.

Dans ces massifs, l'importance des couches ductiles qui n'ont pas été fracturées par les contraintes tectoniques est fondamentale, parce qu'elles deviennent des frontières imperméables, facilitant l'accumulation d'eau, et en conséquence le développement de pressions interstitielles.

Or ces strates ductiles, non fracturées, sont fréquemment argileuses et relativement peu résistantes. Cette moindre résistance est mise à profit par la pression interstitielle, qui les fait fonctionner comme surfaces de décollement, autorisant le déplacement de la tranche de terrain sus-jacente.

Le rôle des discontinuités ouvertes est ambigu, d'une part elles permettent les infiltrations créatrices des pressions interstitielles, d'autre part elles constituent des voies de drainage empêchant l'accumulation d'eau.

Normalement, la charge maximale d'eau qui peut s'accumuler dans une couche inclinée dépend de l'altitude qu'elle atteint dans les parties élevées du versant; il y a pourtant des exceptions dans quelques massifs formés par des roches solubles, où l'érosion karstique a dessiné des réseaux internes de drainage, communiquant avec des zones encore plus élevées, ce qui peut provoquer des charges beaucoup plus grandes que celles que l'on supposerait, surtout lors de précipitations pluviales assez intenses pour saturer les conduits.

D'autre part, la pression interstitielle étant très liée aux apports d'eau, il en résulte logiquement qu'elle soit influée par des phénomènes saisonniers. Par exemple, dans les Montagnes Rocheuses au Canada, Cruden (1985) rapporte des zones où les cas d'instabilité sont plus fréquents entre novembre et mars, lorsque la température moyenne est plus proche à 0°C, et les cycles de gel-dégel ont lieu dans les roches saturées.

#### 5.4.2.3. Effets Divers des «autres» Fluides.

Pour expliquer les grandes vitesses et les longues déplacements atteints par quelques glissements en grandes masses, Habib (cité par Goguel et Pachoud, 1972) a proposé que dès que le mouvement commence, le frottement le long de la surface de glissement produit une importante quantité de chaleur qui y vaporise l'eau en générant une importante augmentation de la pression interstitielle.

D'autre part, la quantité de chaleur libérée lors du frottement de masses très importantes, peut être assez grande pour fondre les roches constituant la surface de glissement, en engendrant la disparition de la résistance au cisaillement. Cette possibilité est proposée par Mash et al (1981), qui ont trouvé une mince couche de roche vitrifiée, et du verre ponceux, dans les fissures de la base de deux grands glissements de versant (Langtang Himal, Népal; et Köfels, Autriche).

## 6. STABILITE DES MASSES ROCHEUSES VIS-A-VIS DU GLISSEMENT.

### 6.1 Influence des caractéristiques du milieu sur la distribution de contraintes.

#### 6.1.1. Influence de l'Anisotropie.

Dans ce paragraphe nous allons présenter deux conclusions affectant la stabilité des versants stratifiés, à partir de quelques concepts bien connus d'après les travaux de Trollope (1965), Hayashi (1966) et Gaziev (1971), qui ont mis en évidence comment la distribution des contraintes dans des milieux stratifiés dépend de l'hétérogénéité, l'anisotropie et des discontinuités du milieu. Ceci se traduit par une "canalisation" des forces qui fait que les zones sollicitées sont beaucoup plus étroites que dans le cas des milieux homogènes (Panet et Ricard, 1976).

Dans la figure 6.1, nous reproduisons les résultats, obtenus par des études sur modèles physiques, qui montrent que la distribution des contraintes à l'intérieur d'un milieu stratifié est contrôlée par l'anisotropie.

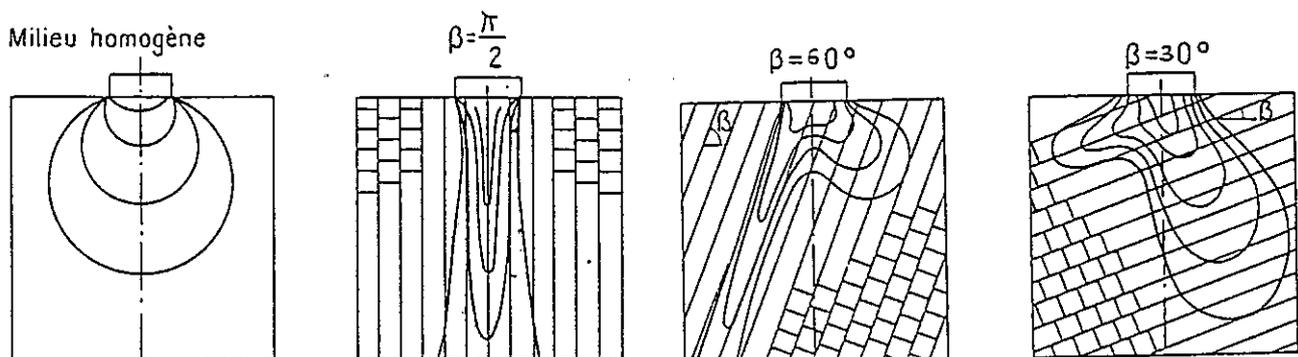


Fig. 6.1. Courbes d'isocontraintes dues à l'application d'une charge sur un milieu à anisotropie planaire (d'après Gaziev, 1971).

Si l'on considère que les massifs sédimentaires sont plus rigides dans le sens parallèle à la stratification, on peut supposer que les couches d'un versant supportent, elles-mêmes et dans ce sens, une partie de son propre poids, leur contribution étant plus importante à mesure que leur inclinaison augmente.

Par ailleurs, on peut dire qu'à cause de cette charge, les couches se compriment parallèlement à la stratification, et que le "tassement" des couches molles (p.ex. argileuses) est supérieur que celui des couches rigides (p.ex. dalles calcaires épaisses).

Or, parce que il y a une résistance au cisaillement le long des joints de stratification, la différence entre le "tassement" des couches molles et des couches rigides, engendre des contraintes de cisaillement le long des dits joints, qui occasionnent à son tour des concentrations de charge sur les strates rigides, additionnelles à celles produites par son propre poids.

Autrement dit, dans un versant les couches rigides supportent, dans le sens de la stratification, une partie de leur poids plus une partie du poids des couches molles; l'importance de ces charges augmentant avec l'inclinaison.

On peut même ajouter, que lors de la disparition de la butée de pied d'un versant, ce sont les couches rigides qui emmagasinent la plus part de l'énergie qui éventuellement engendrerait le glissement. Voici une raison, additionnelle à celles proposées auparavant (cf.3.1), pour suspecter la base des dalles épaisses comme une surface de glissement éventuelle.

## 6.2. Complexité du Choix des Paramètres de Résistance.

Dans le chapitre précédent on a vu quels sont les facteurs contrôlant la résistance au glissement entre deux surfaces rocheuses, ainsi que la façon comme ils interviennent; or la quantification de cette résistance pour les cas pratiques, pose d'énormes problèmes.

Dans ce sens, les travaux et conclusions de Barton (1976), Barton et Choubey (1980), Ladanyi et Archambault (1980) et, Hoek et Bray (1981), sont remarquables et permettent de trouver des valeurs de la résistance très représentatifs pour les cas des joints homogènes n'ayant pas encore eu de déplacement relatif (les formes superficielles opposées coïncident encore).

Il convient de préciser, que toutes les formules couramment utilisées pour le calcul de la résistance au glissement, conservent la forme de celle de Mohr-Coulomb; elles ne s'en distinguent que par de modifications du coefficient de frottement, ou de la contrainte normale qui le multiplie.

Or la difficulté pour déterminer la résistance au glissement s'accroît à mesure que la taille de la masse considérée augmente, les causes étant l'hétérogénéité de la surface de glissement, et l'hétérogénéité des conditions mécaniques le long de la dite surface.

L'hétérogénéité de la surface de glissement se traduit par des variations des forces d'attraction (cohésion, frottement, présence ou absence d'eau, particules étrangères, particules détachées, etc.) entre les lèvres des surfaces formant le plan de glissement potentiel. En fait, pour plusieurs cas d'instabilité de versants, la surface de glissement présente un tracé complexe, empruntant diverses discontinuités, et même traversant parfois la matrice rocheuse continue.

L'hétérogénéité des conditions mécaniques le long de la surface de glissement résulte: du mode d'appui de la masse potentiellement instable, de la magnitude et direction des forces résultantes dans les zones de contact, des contraintes normales et tangentielles, de la pression interstitielle, de la déformabilité différentiel des couches, etc.).

### 6.3. Stabilité de modèles simples sous différentes conditions aux limites

Nous allons déduire quelques formules pour le calcul, dans quelques cas simples, de la relation entre les forces résistantes au glissement et les forces motrices qui tendent à produire le dit glissement («coefficient de sécurité»).

Nous considérons dans cette section que les masses instables sont rigides, et que la résistance au glissement peut se calculer par la formule de Mohr-Coulomb:

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \phi$$

où:  $\tau$  = résistance au glissement  
 $c$  = cohésion sur le plan de glissement  
 $\sigma$  = contrainte normale sur le plan de glissement  
 $\operatorname{tg} \phi$  = coefficient de friction

#### 6.3.1. Cas d'un bloc isolé sur un plan incliné soumis à une force extérieure horizontale dans le sens du pendage (fig.6.3).

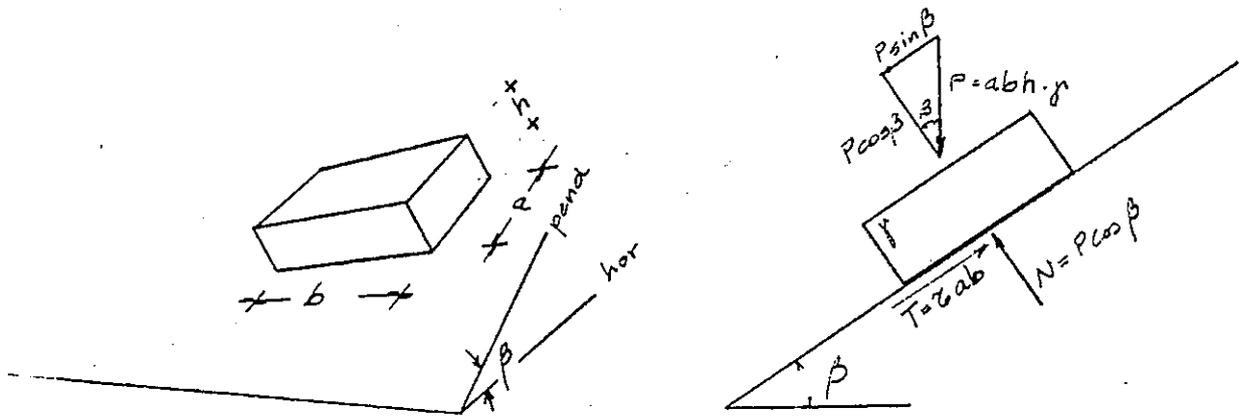


Fig.6.3. Bloc isolé reposant sur un plan de pendage  $\beta$ .

La surface de contact étant  $S = a \cdot b$  et  
 $E$  = force extérieure horizontale dans le sens du pendage,  
le coefficient de sécurité peut être calculé par:

$$F = [c \cdot S + (P \cdot \cos \beta - E \cdot \sin \beta) \operatorname{tg} \phi] / (P \cdot \sin \beta + E \cdot \cos \beta)$$

6.3.2. Cas d'un bloc retenu par deux côtés, et appuyé sur un plan incliné, soumis à une force extérieure «E» horizontale dans le sens du pendage (p.ex. séisme) (fig.6.4).

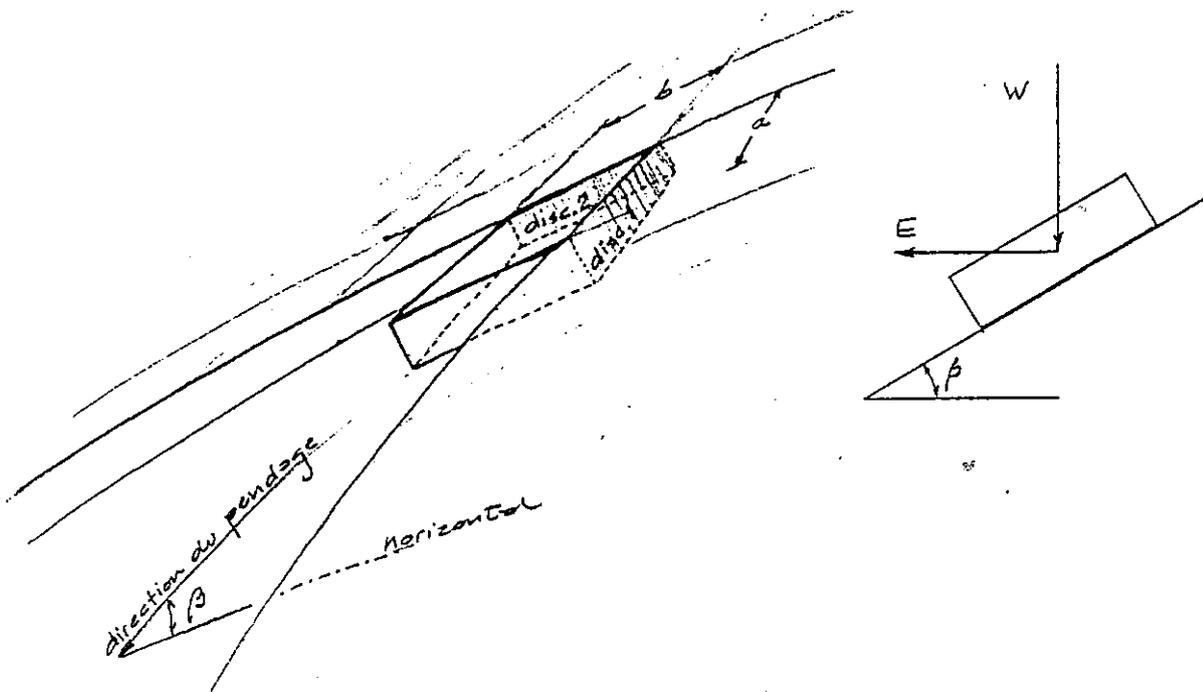


Fig.6.4. Schéma d'un bloc retenu par deux côtés et soumis à une force extérieure horizontale «E» dans le sens du pendage.

$c_1$  et  $c_2$  étant les résistances à la traction (cohésion) des discontinuités 1 et 2:

$$F = \frac{(a \cdot h \cdot c_1 + b \cdot h \cdot c_2 + [a \cdot b \cdot c + (P \cdot \cos \beta - E \cdot \sin \beta) \operatorname{tg} \phi])}{(P \cdot \sin \beta + E \cdot \cos \beta)}$$

## 6.3.3. Cas d'un dièdre appuyé sur deux plans

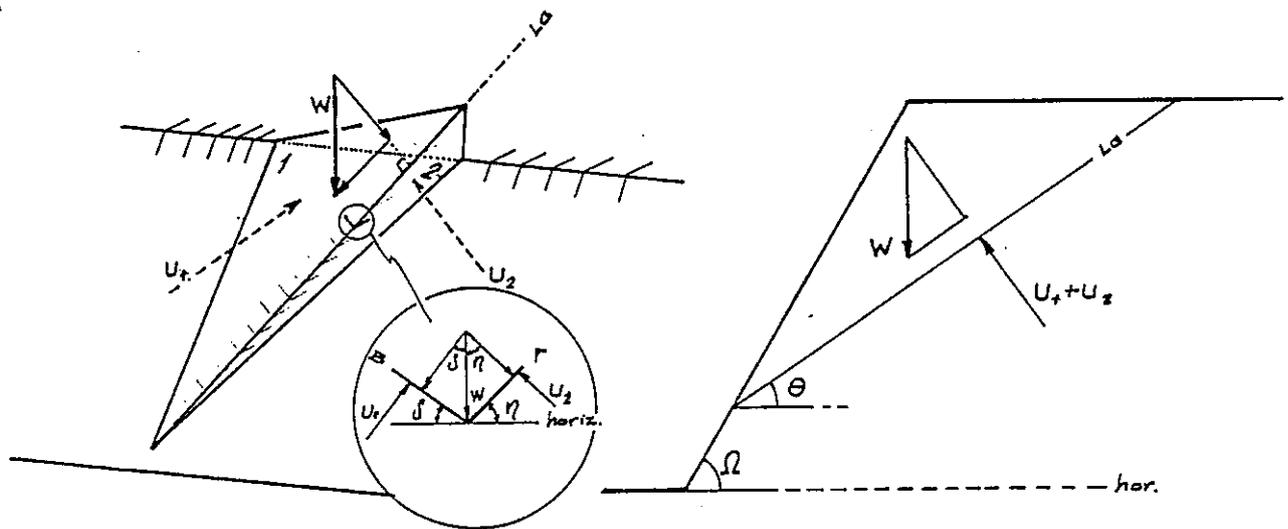


Fig.6.5. Dièdre appuyé sur deux discontinuités.

A partir de la figure 6.5, où:

$S_1$  et  $S_2$  = surfaces de contact avec les discontinuités 1 et 2 ,

les valeurs de  $\eta$  ,  $\delta$  et  $\theta$  étant aisément obtenues à partir d'un canevas; on voit que la force résistante au glissement du dièdre est la somme des résistances opposées par les surfaces de contact ( $FR_1$  et  $FR_2$ ).

$$FR_1 = c_1 \cdot S_1 + (W \cos \theta \cos \eta - U_1) \operatorname{tg} \phi$$

$$FR_2 = c_2 \cdot S_2 + (W \cos \theta \cos \delta - U_2) \operatorname{tg} \phi$$

Dans ce cas, la force motrice «FM» n'est donnée que par le poids ( $FM = W \sin \theta$ ), mais l'introduction d'une force externe de direction connue, ou supposée, peut se faire facilement.

On a donc, que le coefficient de sécurité contre glissement est:

$$F = (FR_1 + FR_2) / W \sin \theta$$

### 6.3.4. Glissement rotationnel d'un bloc rectangulaire, fixe à un point d'une discontinuité

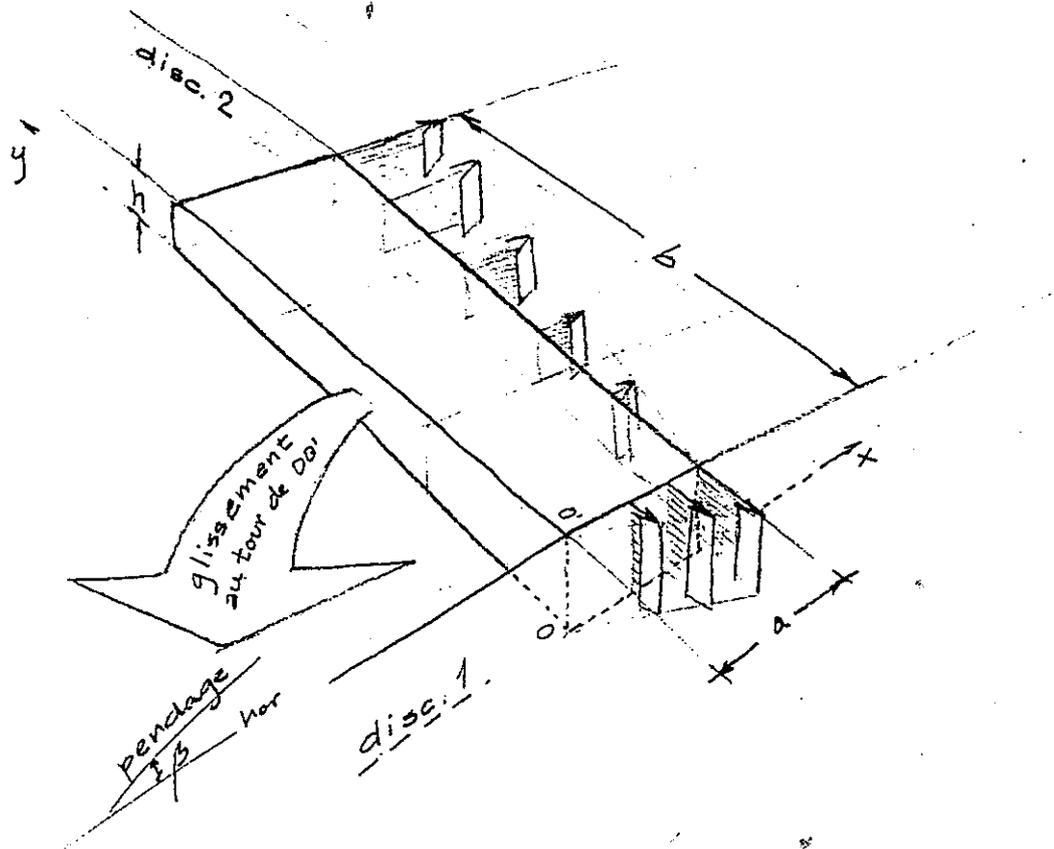


Fig.6.6. Glissement rotationnel d'un bloc rectangulaire.

Dans ce cas le coefficient de sécurité est donné par la relation entre le «moment résistant» et le «moment moteur».

Etant l'axe «O-O'» le centre de rotation, le moment résistant est la somme de:

MR1 = moment par cohésion le long de la discontinuité 1,

MR2 = moment par cohésion le long de la discontinuité 2, et

MRPG = moment résistant du plan de glissement;

On présente ensuite le calcul de ces valeurs (formules des intégrales consultées de Beyer, 1981):

$$MR1 = \int_0^a c_1 \cdot h \cdot x \cdot dx = (c_1 \cdot h \cdot a^2) / 2$$

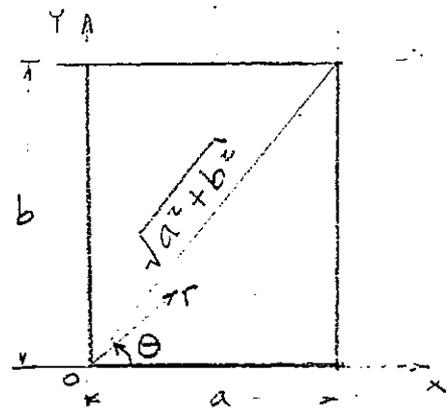
$$\begin{aligned} MR2 &= \int_0^b c_2 \cdot h \cdot \sqrt{a^2 + y^2} \cdot dy = c_2 \cdot h \cdot \left[ y \sqrt{a^2 + y^2} + a^2 \cdot \log(y + \sqrt{a^2 + y^2}) \right] \\ &= c_2 \cdot h \cdot \left( \frac{1}{2} \right) \cdot (b \sqrt{a^2 + b^2} + a^2 \log[(b + \sqrt{a^2 + b^2}) / a]) \end{aligned}$$

$$MRPG = \int_0^a \int_0^b (c + \sigma \cdot \operatorname{tg} \phi) \sqrt{x^2 + y^2} \, dx \, dy$$

en coordonnées polaires:

$$\sqrt{x^2 + y^2} = r$$

$$dx \cdot dy = r \cdot dr \cdot d\theta$$



donc:

$$MRSg = (c + \sigma \cdot \text{tg} \phi) \left[ \int_0^{\text{tg}^{-1}(\frac{b}{a})} \int_0^{a/\cos \theta} r^2 \cdot dr \cdot d\theta + \int_{\text{tg}^{-1}(\frac{b}{a})}^{\pi/2} \int_0^{b/\cos(\pi/2 - \theta)} r^2 \cdot dr \cdot d\theta \right],$$

si l'on appelle A et B les intégrales intérieure et extérieure, respectivement, du premier élément de la somme; C et D celles de la deuxième; et  $I = C + D$ :

$$A = \int_0^{a/\cos \theta} r^2 \cdot dr = [r^3/3]_0^{a/\cos \theta} = a^3 / (3 \cos^3 \theta)$$

$$B = \int_0^{\text{tg}^{-1}(\frac{b}{a})} A \cdot d\theta = (a^3/3) \left[ (\sin \theta / 2 \cos^2 \theta) + \frac{1}{2} \int_0^{\text{tg}^{-1}(\frac{b}{a})} (d\theta / \cos \theta) \right]_0^{\text{tg}^{-1}(\frac{b}{a})} =$$

$$B = (a^3/6) \left\{ (b \cdot \sqrt{a^2 + b^2} / a^2) + \log[(\sqrt{a^2 + b^2} + b) / a] \right\}$$

$$C = b^3 / 3 \cdot \cos^3(\frac{1}{2}\pi - \theta)$$

$$D = \int_{\text{tg}^{-1}(\frac{b}{a})}^{\pi/2} C \cdot d\theta$$

$$D = -(b^3/6) \left\{ (a \cdot \sqrt{a^2 + b^2} / b^2) + \log[(\sqrt{a^2 + b^2} + a) / b] \right\}$$

on a donc

$$I = (a^3/6) \left\{ (b \cdot \sqrt{a^2 + b^2} / a^2) + \log[(\sqrt{a^2 + b^2} + b) / a] \right\} -$$

$$- (b^3/6) \left\{ (a \cdot \sqrt{a^2 + b^2} / b^2) + \log[(\sqrt{a^2 + b^2} + a) / b] \right\}$$

et

$$MRPG = (c + \sigma \text{tg} \phi) \cdot I$$

Finalement, le moment moteur «MM» est donné par la somme des forces de volume de la masse potentiellement instable, plus les forces agissant sur sa surface. Le cas le plus simple c'est de ne considérer que la pesanteur de la masse:

$$MM = r \cdot h \cdot \sin \beta \cdot \cos \delta \cdot I$$

Ainsi, le coefficient de sécurité contre le glissement rotationnel au tour de «O-O'», pour le cas où le moment moteur n'est donné que par la pesanteur, est:

$$F = (MR1 + MR2 + MRPG) / MM$$

et si l'on considère une force sismique horizontale «cs·g», dont g est l'accélération de la gravité, cette force agissant selon la direction la plus défavorable:

$$MM = (\sin \beta \cdot \cos \delta + cs \cdot g) \cdot (r \cdot h) \cdot (I)$$

#### 6.4. Le Problème, des Versants.

Dans la section 6.2, on a vu que la difficulté pour déterminer la résistance au glissement entre deux surfaces rocheuses se multiplie à mesure que la taille de la masse considérée augmente; ceci étant une conséquence de l'hétérogénéité de la surface de glissement et des conditions mécaniques.

En effet, lorsque l'on analyse la stabilité d'un bloc rocheux de dimensions réduites, reposant sur un plan de stratification penté et apparemment régulier, il est normal de supposer entre autres que:

- le bloc et la surface de glissement sont infiniment rigides,
- la résistance au glissement est constante, le long de toute la surface de contact,
- la pression de contact est uniforme, donc les contraintes normales et tangentielles le sont aussi,
- la surface de glissement est plane,
- la présence d'eau entre le bloc et la surface de glissement engendre les mêmes effets le long de toute la surface de contact,
- toute cause d'instabilité produit un comportement d'ensemble rigide,
- il n'y a pas de rupture progressive, l'analyse limite représentant bien le comportement mécanique,
- la résistance au glissement est pratiquement la même que celle que l'on mesurerait au laboratoire, sur un petit échantillon,
- etc..

Etant donné ces conditions, il apparaît logique de parler de «résistance au glissement» et de «coefficient de sécurité», ce dernier étant défini comme la relation entre «la» résistance au glissement et «la» force tangentielle.

Au contraire, en raison de l'hétérogénéité de la surface et des conditions mécaniques, les assemblages de blocs qui constituent les grands versants stratifiés, n'obéissent à aucune des conditions citées ci-dessus.

Il faut aussi remarquer que l'influence de la cause d'instabilité sur la façon de réagir de la masse affectée, augmente notablement à mesure qu'augmentent les dimensions de la dite masse. Elle est donc beaucoup plus importante pour les versants que pour les blocs.

Ainsi par exemple:

- un séisme affecte également tous les "blocs" du versant , mais ils n'ont pas tous la même résistance au glissement,
- une pluie prolongée et intensive peut "décoller" deux couches par sa partie haute, sans que l'eau soit arrivée aux zones inférieures,
- une montée de la nappe peut diminuer la résistance, et engendrer une pression interstitielle sur la partie inférieure d'un plan de stratification,
- l'érosion du pied du versant peut compromettre la stabilité de sa partie inférieure, ou de sa masse complète.

Ainsi, on peut dire que pour le cas des versants, «l'aptitude» d'une couche, ou d'une série de couches, à se maintenir en place vis à vis d'une cause d'instabilité, ne dépend pas seulement du versant mais de la dite cause aussi, parce que entre autres:

- elle détermine l'endroit où le "décollement" commence,
- elle influe sur la grandeur de la zone "décollée",
- elle détermine la persistance de l'action destabilisatrice, donc la possibilité que le glissement soit arrêté.

Alors, si l'on considère que la modification des conditions d'équilibre d'un des blocs peut, ou non, entraîner une variation des conditions mécanique d'ensemble, et que le dit effet dépend de la position du bloc et de la cause d'instabilité, on conclut qu'il est fort improbable d'avoir un cas de versant où l'on ait tous les éléments pour faire une «détermination» assez précise de «la» résistance au glissement, et encore du coefficient de sécurité.

En plus, même si l'on arrivait à connaître la résistance au glissement de chaque bloc constituant le versant, l'analyse de la stabilité se heurte à de grosses incertitudes, parce que les méthodes existantes obligent à faire des hypothèses et simplifications très, voire trop importantes.

De ce qui précède, nous concluons que pour l'analyse de la stabilité des versants il faut:

- choisir des plages, aussi étroites que possible, des valeurs logiques des facteurs et conditions contrôlant la résistance (cf. § 5), mais surtout
- faire une formulation du problème, aussi bonne que possible, pour chacune des causes possibles d'instabilité. Cette formulation devant être conçue de façon à juger du poids relatif des différents paramètres (facteurs) y intervenant, et à déterminer l'influence de leur incertitude sur la signification du résultat.

## 6.5. Les Causes des Glissements .

Les causes d'instabilité des versants peuvent être classées en deux catégories: celles indépendantes du versant, qui agissent sur lui en lui imposant des contraintes et des changements dans les conditions d'équilibre, et celles inhérentes au versant lui-même, qui permettent l'individualisation des masses instables.

### 6.5.1. Causes Propres au Versant .

L'existence de surfaces de faiblesse, et la présence de sols et végétation propices à l'altération des roches, sont causes d'instabilité de versantes.

#### a) Le rôle des surfaces de faiblesse

Outre leur rôle évident de plans potentiels de glissement, les surfaces de faiblesse, qu'elles soient d'origine tectonique ou génétique, facilitent, lorsqu'elles sont plus perméables que la matrice rocheuse, le passage à l'intérieur du massif des fluides et éléments qui altèrent la roche et peuvent engendrer des pressions interstitielles.

L'altération des roches peut s'effectuer par des processus physiques et chimiques. Ce derniers étant commentés dans la section 6.5.2., nous précisons que les premiers consistent essentiellement en la fragmentation des éléments par des phénomènes divers tels que la formation de fissures par déformations différentielles engendrées par des gradients thermiques, ou l'approfondissement des fissures par cryoclastie.

A ce propos, il convient de signaler que l'endommagement progressif des roches en présence des sollicitations cycliques, comme celles produites par les variations thermiques journalières, se produit même si le niveau de contraintes engendré reste au-dessous de la contrainte de rupture (Asanza, 1985).

Enfin, il faut remarquer que ce sont les surfaces de faiblesse qui déterminent les limites de la majeure partie, voire de la totalité, de la masse instable d'un versant.

#### b) La présence de sols et végétation propices pour l'altération des roches.

La modification des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc des roches, par les agents atmosphériques et par les eaux souterraines, dépend du climat, de la composition et température des eaux, de la nature des roches et de leur degré de fracturation, mais aussi de la composition des sols superficiels et de la végétation.

Les processus chimiques mettent en jeu un ou plusieurs agents d'altération (eau, oxygène, acides minéraux ou organiques) en dégradant les roches par hydrolise, oxydation, hydratation et dissolution (cf. Duchaufour et Souchier, 1983, et Duchaufour, 1984). Ces phénomènes sont grandement facilités par l'infiltration des eaux de pluie et de fonte de neiges, qui dans les cas les plus avancés, progressent jusqu'à envahir les microfissures plus élémentaires.

#### 6.5.2. Causes Etrangères au Versant.

Les causes d'instabilité étrangères au versant peuvent être d'origine naturelle ou anthropique.

Parmi les causes naturelles on peut citer :

- les seismes,
- les phénomènes météorologiques,
- les forces de filtration dues aux eaux superficielles (pluie ou neige),
- les modifications des régimes fluviaux ou hydrogéologiques,
- l'érosion du pied du versant.

Les causes anthropiques sont très diverses :

- les causes liées à la construction ou à l'action d'un ouvrage: montée de la nappe à la proximité d'un lac de barrage, vidange d'un bassin, excavations, vibrations, explosions, etc.
- l'altération de l'environnement:
  - le brulage de la forêt qui rend plus permeable le terrain, et
  - la pollution qui acidifie ou charge de gaz carbonique la pluie et les eaux courants, en augmentant son pouvoir érosif.

Pour conclure, nous soulignons qu'aucune des causes d'instabilité n'agit de la même façon, et que sous le titre d'«instabilité» on comprendra plusieurs phénomènes qui ne peuvent pas être étudiés d'une manière identique. En fait, chaque versant mérite une analyse spécifique, et quand on parle de stabilité on y doit préciser les conditions et les causes engendrant cette situation.

## D E U X I E M E     P A R T I E :

## E X P E R I M E N T A T I O N

## A U     L A B O R A T O I R E

.....il hochait la tête doucement  
tout en regardant mon avion:  
c'est vrai que, la-dessus,  
tu ne peux pas venir de bien loin..

Antoine de Saint Exupéry

La connaissance des propriétés physiques, ainsi que du comportement mécanique des matériaux impliqués dans les glissements de versants, s'avérait très importante autant pour la compréhension du milieu dans son ensemble, que pour la possibilité d'avoir les valeurs de quelques paramètres, nécessaires pour les analyses de stabilité mécanique.

Tous les essais et déterminations ont été faits à l'IRIGM.

## 7. CARACTERISATION GEOTECHNIQUE DES MATERIAUX IMPLIQUES DANS LES GLISSEMENTS DE VERSANTS. QUELQUES EXEMPLES.

Avant d'aborder la détermination des propriétés mécaniques, la caractérisation géotechnique des matériaux nous paraît utile pour les situer les uns par rapport aux autres dans un système de classification cohérent. A titre d'exemple, nous avons retenu deux calcaires massifs et une argile prélevés sur deux sites de glissements de versant.

### 7.1. Calcaire Urgonien de Rocheplaine (Saint Egrève, Isère).

#### 7.1.1. Préambule.

Nous avons effectué au laboratoire les déterminations suivantes sur des éprouvettes taillées à partir de deux échantillons d'un calcaire urgonien de Rocheplaine:

- détermination de la porosité,
- détermination du poids volumique sec et saturé,
- mesure de la vitesse des ondes longitudinales dans les sens parallèle et normal aux plans de stratification,
- mesure de la résistance en traction brésilienne,
- étude du comportement en compression monoaxiale dans les sens parallèle et normal aux plans de stratification,
- étude du comportement en compression triaxiale dans les sens parallèle et normal aux plans de stratification,

Tous les essais de résistance ont été effectués sur des éprouvettes cylindriques saturées de 38,75 mm de diamètre, dont les faces ont été rectifiées et leur parallélisme contrôlé au marbre avec un comparateur au 0,01 de mm. (On a suivi les procédés indiqués dans les normes recommandées par Fabre (1985)).

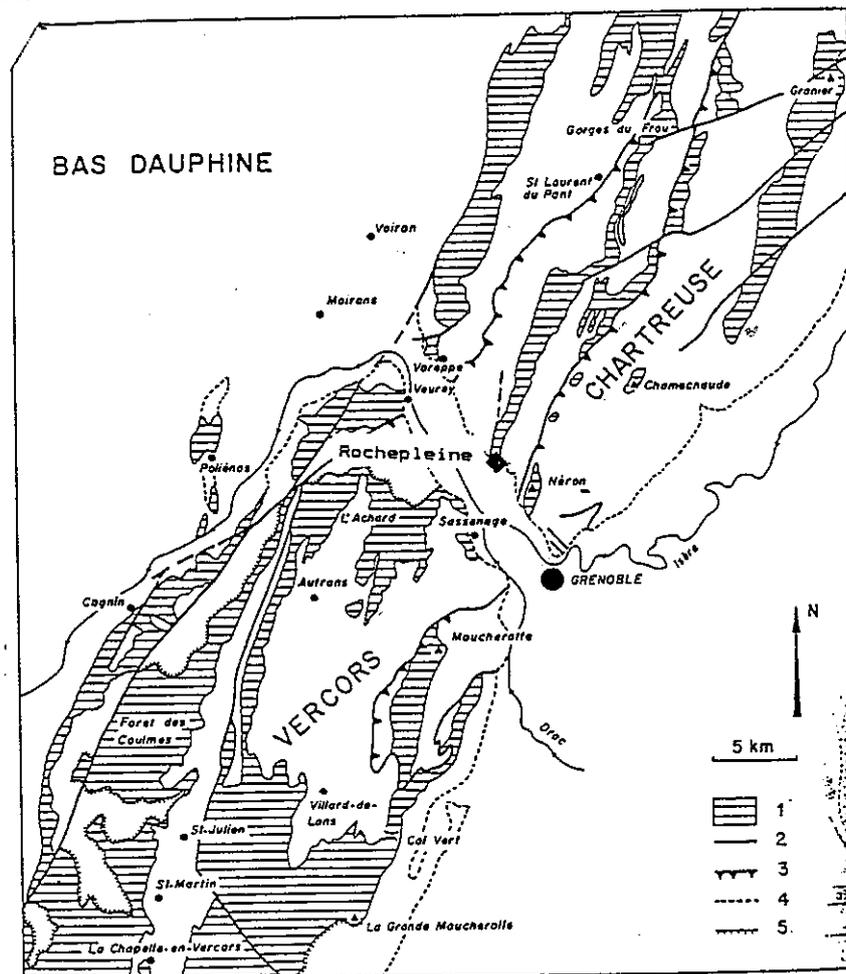
Pour la mesure des déformations transversales et longitudinales, pendant les essais de compression, unidimensionnelle et triaxiale, nous avons utilisé des jauges de déformation (Tokyo Sokki Kenkyujo Co.,Ltd., type PL-20-11, de 20mm) collées sur l'éprouvette.

#### 7.1.2. Les calcaires urgoniens.

La masse inférieure de l'Urgonien constitue une épaisse formation de calcaires blancs ou un peu rosés, massifs, à pâte fine ou cristalline, contenant principalement des Rudistes. La puissante assise urgonienne, de 200 à 250m d'épaisseur, forme très souvent les crêtes des massifs du Vercors et de La Chartreuse, se présentant soit sous la forme de falaises abruptes, soit en surface plus ou moins structurale (Carte Géologique de Grenoble, eds. 1964 et 1978).

Les calcaires urgoniens se sont formés sur une plate-forme continentale, constituée d'une vaste surface à fond subhorizontal et à faible profondeur qui est apparue au début du Barremien Supérieur, et qui s'est développée jusqu'au Bédoulien Supérieur, malgré des périodes de crise traduites par l'arrivée de sédiments argileux qui perturbèrent la sédimentation carbonatée (Arnaud-Vanneau, 1980).

Les calcaires étudiés ont été prélevés au lieu-dit Rochepleine, à Saint Egrève (Isère) (fig.7.1); ils correspondent, selon la classification de Arnaud-Vanneau (op.cit), aux membres Bs3 et BsAia du complexe urgonien, qui constituent les 60 à 100m qui succèdent à la base; la limite inférieure du membre Bs3 correspond souvent au plancher des nombreuses galeries souterraines, tandis que sa partie supérieure est limitée vers le haut par un encorbellement formé dans le membre BsAia. Dans la figure 7.2 on présente la série urgonienne de la région grenobloise.



Légende : 1, affleurements de calcaires urgoniens ; 2, faille ; 3, chevauchement ou contact anormal ; 4, limite des affleurements tertiaires et quaternaires sur le pourtour des massifs du Vercors et de la Chartreuse ; 5, falaise.

Fig.7.1. Principaux affleurements des calcaires urgoniens dans la Chartreuse et le Vercors septentrional (d'après Gidon, 1977, présenté par Arnaud-Vanneau, 1980).

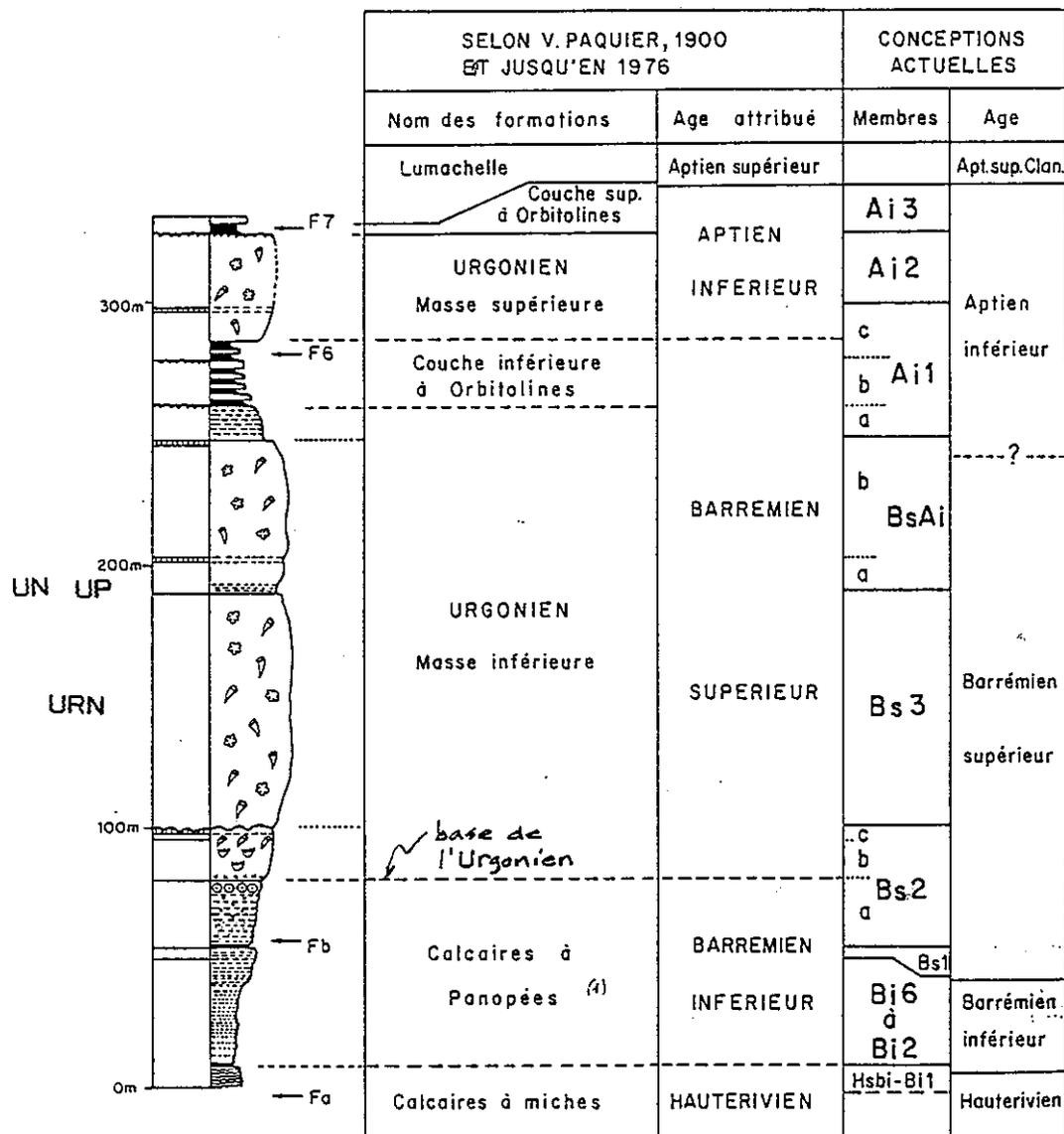


Fig.7.2. Schéma stratigraphique des dépôts urgoniens de la région grenobloise (Arnaud-Vanneau, 1980).

### 7.1.3. Description des échantillons.

Le bloc dont nous avons extrait les éprouvettes identifiées avec les préfixes UN et UP appartenait à une couche de 10cm d'épaisseur du membre BsAia, d'orientation N20°/60°SE, limitée par des plans stylolithiques striés. Les discontinuités normales à la stratification, et postérieures aux stylolithes, qui ont permis de le dégager à l'aide du marteau, étaient remplies de calcite.

L'échantillon est constitué par un calcaire à grain très fin, sublithographique, de couleur beige, à cassure beige claire un peu rosée. A l'intérieur, le bloc était traversé par quelques discontinuités minces remplies de calcite, et par trois plans stylolithiques relativement parallèles à la stratification (fig.7.3), qui ont rendu le carottage difficile, ne permettant d'obtenir dans le sens perpendiculaire à la stratification, que des éprouvettes d'élanement inférieur (ou égal) à 2 . Le carottage dans le sens de la stratification n'a présenté aucun problème.

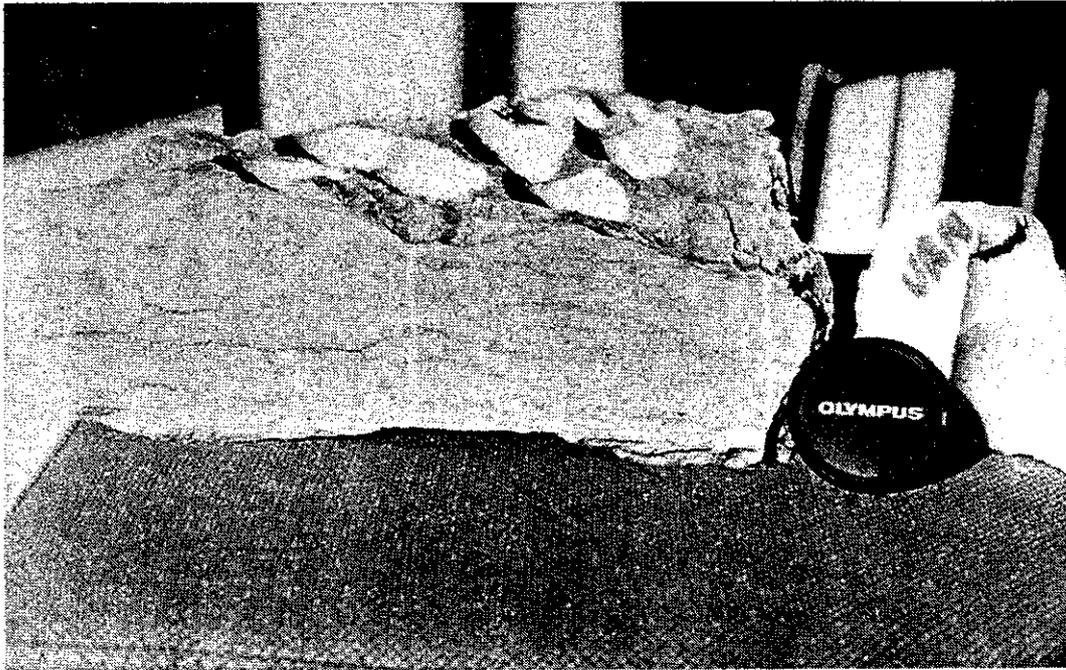


Fig. 7.3. Bloc du calcaire urgonien utilisé pour les essais.

Le bloc dont nous avons carotté les éprouvettes identifiées avec le préfixe URN appartenait aux éboulis du même membre Bs3, sans que nous n'ayons pu établir son orientation. Il était formé par un calcaire blanc, sublithographique, sans discontinuités.

Du premier bloc nous avons obtenu 10 éprouvettes dans le sens normal à la stratification (UN1a, UN1b, UN2a, UN3, UN4, UN5, UN6, UN7, UN9 et UN10), et 9 dans le sens parallèle et selon une direction de  $26^\circ$  par rapport au pendage de la couche (UP1, UP1b, UP2, UP2b, UP3, UP3b, UP4, UP4b et UP5).

Au deuxième bloc appartenait les éprouvettes URN1a, URN1b, URN2, URN3 et URN4.

#### 7.1.4. Résultats des essais.

Les résultats des essais effectués figurent dans le tableau 7.1.

Sur le plan des propriétés physiques, le calcaire analysé a une densité moyenne de 2,691 à sec, et de 2,697 à saturé; la porosité ouverte, mesurée par immersion, est très faible, elle varie de 0,4% à 0,7%.

La vitesse moyenne de propagation des ondes P dans le sens normal à la stratification est de 6173 m/s (écart type sur quatre déterminations: 80 m/s), et de 6250 m/s (écart type sur cinq déterminations: 34 m/s) dans le sens parallèle aux plans de stratification. Les indices de continuité qui en résultent sont de 95,0% pour le premier cas, et de 96,2% pour le deuxième, ce qui indique une roche non altérée à fissuration variable (Fourmaintraux, 1976, cité par Fabre(1985)).

Les valeurs de résistance en compression simple, module de déformation et coefficient de Poisson, selon les directions normale et parallèle aux plans de stratification sont présentées dans le tableau 7.2.

Il faut préciser que afin de considérer l'influence de l'éclatement sur la résistance à la compression, nous avons multiplié les valeurs de résistance mesurés par un coefficient de correction proposé par Protodyakonov (cf.Vutukuri et al, 1974) la dite correction étant très petite.

TABLEAU 7.2. RESULTATS DES ESSAIS DE COMPRESSION SIMPLE DU CALCAIRE URGONIEN «BsAia» DE ROCHEPLAINE (Saint Egrève, Isère).

	$\sigma_c$ (daN/cm <sup>2</sup> )	E (daN/cm <sup>2</sup> )	Coeff. Poisson
Normal à la stratification	1650	6,80 E5	0,24
Parallèle à la stratification	1600	6,67 E5	0,25

note: les valeurs de E et du coeff. de Poisson ont été calculées pour le 50% de la résistance.

Tableau 7.1

RESUME DES RESULTATS DE LABORATOIRE DU CALCAIRE URGONNIEN

Eprouvette	densité sec	saturé	n (%)	Vp long. (m/s)	IC (%)	Vp diam. (m/s)	élan- cement	essai	$\sigma_1$ (dan/cm <sup>2</sup> ) mesurée	corrigée (dan/cm <sup>2</sup> )	$\sigma_3$ (dan/cm <sup>2</sup> )	$\epsilon_{pic}$ (%)	$E_{30}$ (x10 <sup>5</sup> dan/cm <sup>2</sup> )	$\nu_{30}$
UN 1a	2,63	—	—	—	—	—	0,83	brésillien	483	—	- 161	—	—	—
UN 1b	2,67	—	—	5777	—	—	0,61	brésillien	498	—	- 166	—	—	—
UN 2a	2,68	—	—	5877	—	—	1,05	brésillien	378	—	- 126	—	—	—
UN 3	2,69	—	—	6241	96	6321	1,99	compression simple	1650	1648	0	0,27	6,80	0,24
UN 4	2,69	2,70	0,7	6133	94	5916	1,63	triaxial	2250	2187	100	0,46	5,16	0,33
UN 5	2,65	—	—	—	—	—	1,07	brésillien	360	—	- 120	—	—	—
UN 6	2,66	—	—	—	—	—	1,07	brésillien	576	—	- 192	—	—	—
UN 7	2,69	2,70	0,6	6080	94	6156	1,67	triaxial	1480	1444	40	—	—	—
UN 9	2,66	—	—	—	—	—	0,93	brésillien	579	—	- 193	—	—	—
UN 10	2,70	2,70	0,4	6239	96	6384	1,71	triaxial compression simple	2025	1982	15	0,29	7,51	0,35
UP 1	2,69	—	—	6253	96	6122	2,51	brésillien	1600	1600	0	0,23	6,67	0,25
UP 1b	2,59	—	—	—	—	—	0,85	brésillien	390	—	- 130	—	—	—
UP 2	2,69	2,70	0,5	6274	97	6017	2,01	triaxial	2020	2020	100	0,48	5,32	—
UP 2b	2,65	—	—	—	—	—	0,99	brésillien	540	—	- 180	—	—	—
UP 3	2,69	2,69	0,5	6199	95	6151	2,03	triaxial	1155	1155	20	0,15	7,22	0,13
UP 3b	2,65	—	—	—	—	—	0,74	brésillien	372	—	- 124	—	—	—
UP 4	2,69	2,70	0,4	6285	97	6185	2,05	triaxial	1540	1540	50	0,29	5,50	—
UP 4b	2,66	—	—	—	—	—	0,95	brésillien	300	—	- 100	—	—	—
UP 5	2,69	2,70	0,7	6237	96	6185	1,94	triaxial	1230	1225	10	0,19	6,15	0,40
URN 1a	—	—	—	5437	—	6132	0,72	brésillien	366	—	- 122	—	—	—
URN 1b	—	—	—	—	—	—	0,83	brésillien	255	—	- 85	—	—	—
URN 2	2,70	—	—	6484	100	6540	2,08	compression simple	1650	1650	0	0,27	7,17	0,26
URN 3	2,66	—	—	6149	—	—	0,91	brésillien	465	—	- 155	—	—	—
URN 4	—	—	—	—	—	—	0,78	brésillien	342	—	- 114	—	—	—

Pour ce qui concerne les propriétés mécaniques, dont les résultats des essais sont présentés dans les figures 7.4, 7.5 et 7.6, on peut considérer le calcaire urgonien comme une roche de résistance élevée, et à rapport de module moyen, selon la classification de Deere-Miller (fig. 7.7).

En examinant les figures 7.4 et 7.5, on constate que la courbe caractéristique des essais triaxiaux pour les éprouvettes chargées perpendiculairement à la stratification, est un peu par dessus de celle qui correspond au deuxième cas, on peut conclure que ce calcaire montre une légère anisotropie.

Les résultats des essais brésiliens, sont concordants avec ce fait: nous avons trouvé une résistance moyenne à la traction de 153 daN/cm<sup>2</sup> dans le sens normal à la stratification, et de 133 daN/cm<sup>2</sup> parallèlement à celui-ci.

Or, l'apparente ambiguïté entre le meilleur comportement mécanique dans le sens normal à la stratification, et la majeure vitesse des ondes P dans l'autre sens, s'explique par le fait que les joints stylolithiques (parallèles aux couches), y jouent un double rôle: d'une part ils sont les plans de faiblesse à l'origine de la cassure des éprouvettes chargées parallèlement à la stratification (ceci a été observé), d'autre part ils n'affectent pas la continuité dans ce sens (figs. 7.8 et 7.9).

L'anisotropie de résistance est donc le contraire de celle de vitesse.

La figure 7.10 présente les relations entre les contraintes principales entre les deux directions étudiées. On constate que l'anisotropie de résistance tend à diminuer lorsque la contrainte latérale augmente, c'est à dire, quand elle tend à fermer davantage les fissures et les joints stylolithiques parallèles à la stratification.

Ceci veut dire aussi que dans le domaine des roches à faible compression, il est plus facile d'obtenir la rupture par fissuration parallèle. Ce cas paraît être assez général pour les roches sédimentaires.

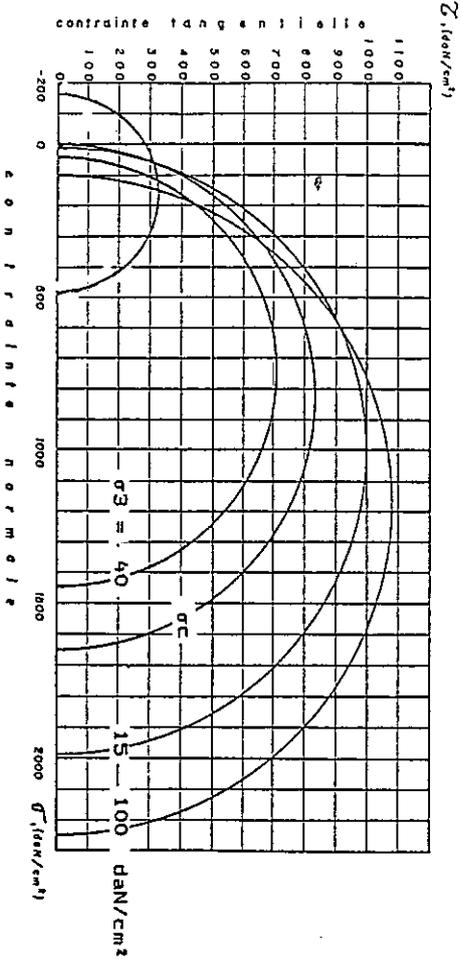
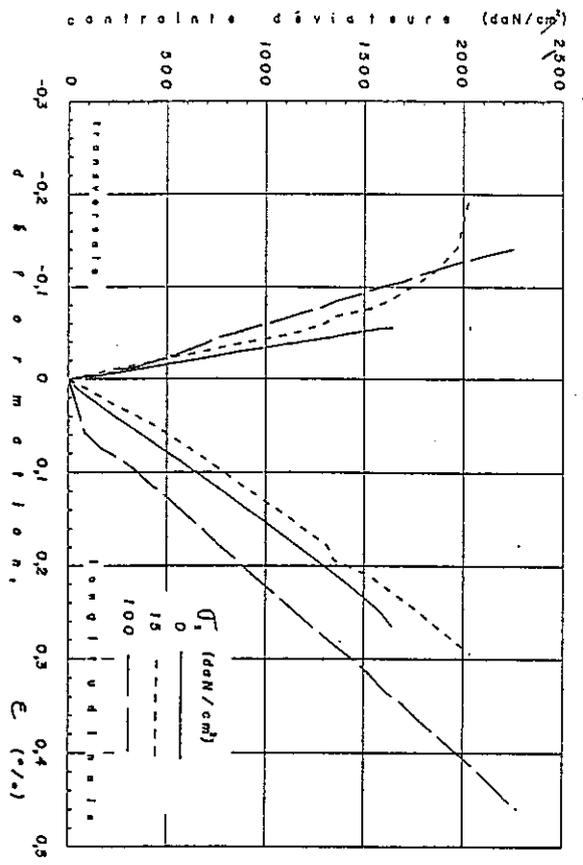


Fig. 7.4 CALCAIRE URGONNIEN BSAI a (n,R) de St.Egreve (Chartrreuse)  
 Résultats des essais de résistance des éprouvettes *safrées*, chargées  
*normalement*, aux plans de stratification

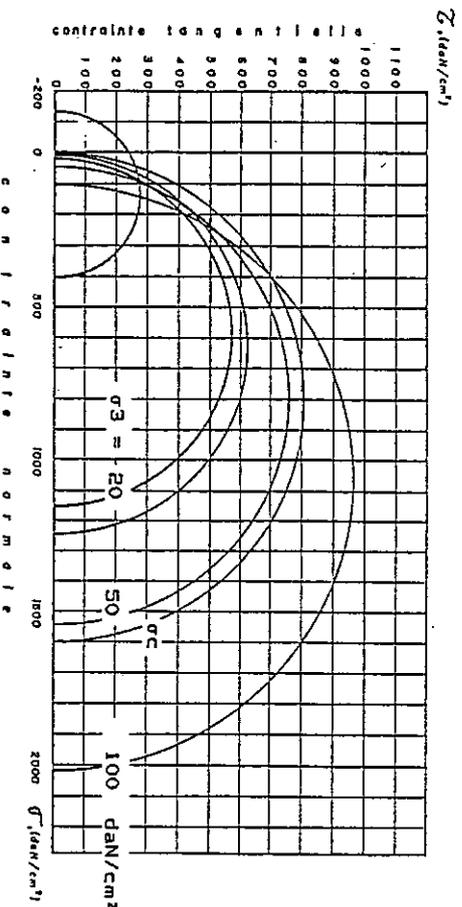
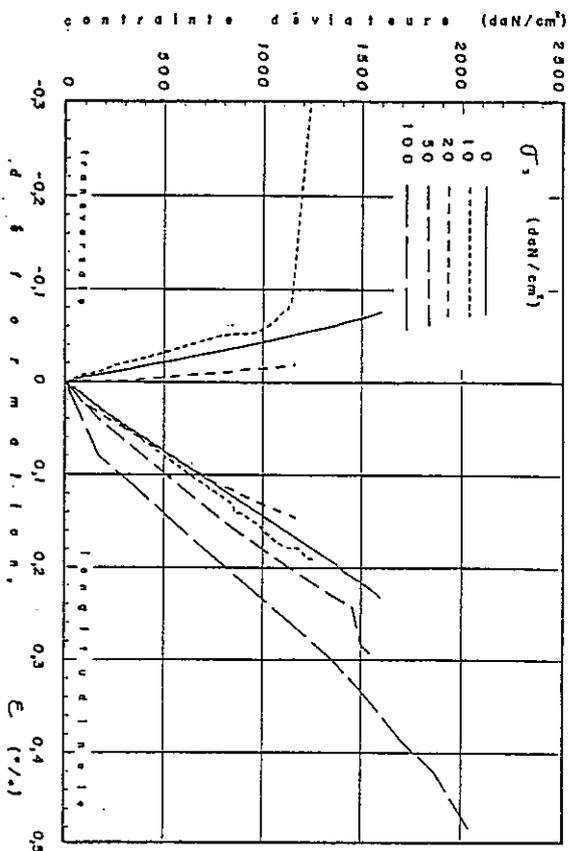


Fig. 7.5 CALCAIRE URGONNIEN BSAI a (n,R) de St.Egreve (Chartrreuse)  
 Résultats des essais de résistance des éprouvettes *safrées*, chargées  
*parallèlement* aux plans de stratification

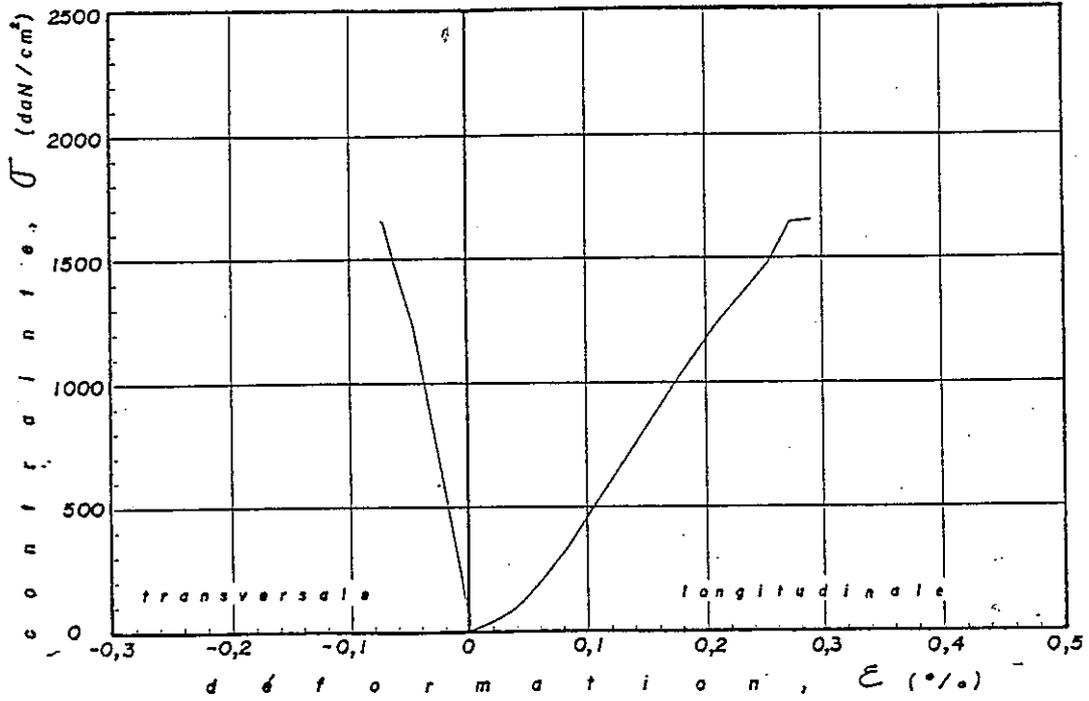


Fig.7.6 Comportement en compression simple du calcaire urgonien blanc (échantillon URN saturé)

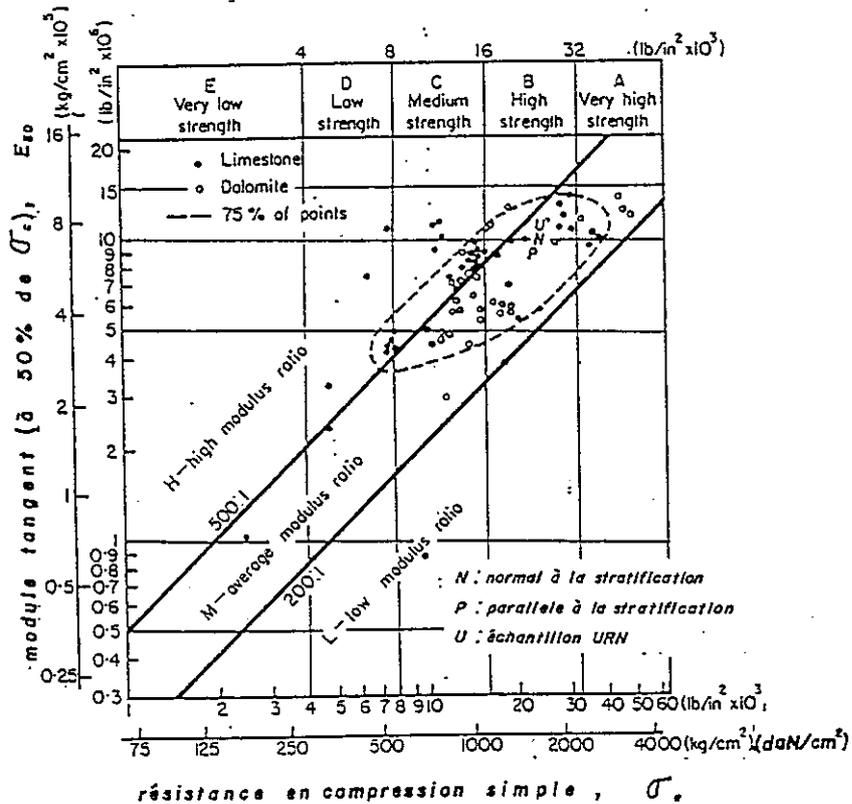


Fig.7.7. Le calcaire urgonien étudié, dans la classification de Deere - Miller (modifiée d'après Stagg et Ziankiewicz, 1968)

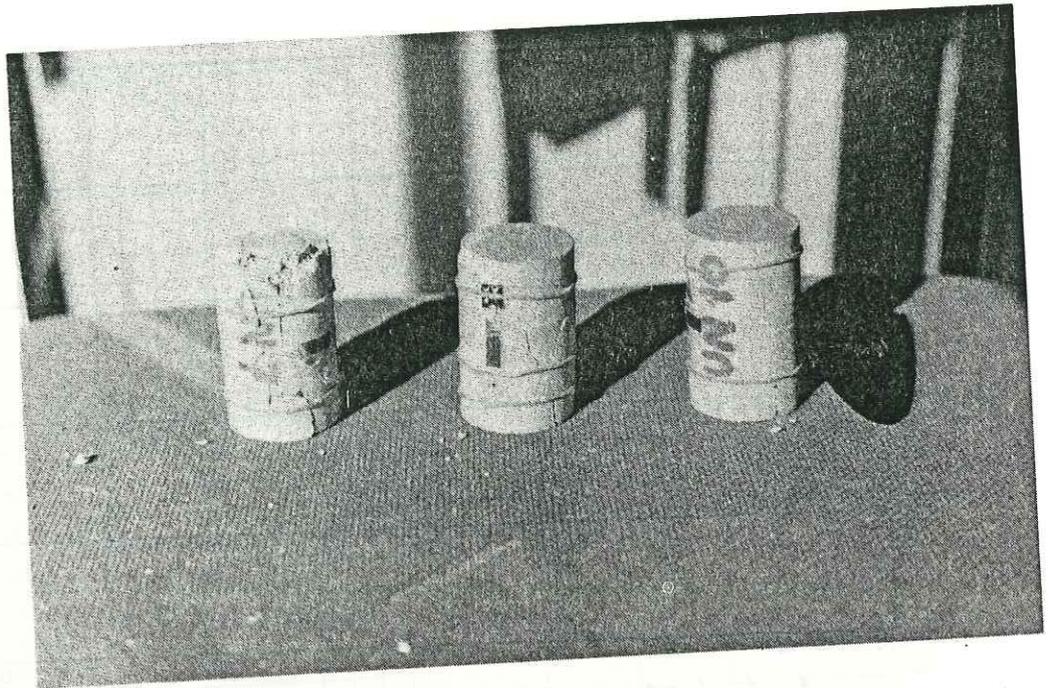


Fig.7.8. Echantillons de calcaire urgonien BsAia essayés en compression triaxiale,  $\sigma_1$  normal à la stratification, ( $\sigma_3 = 40, 100$  et  $15$  daN/cm<sup>2</sup>, respectivement).

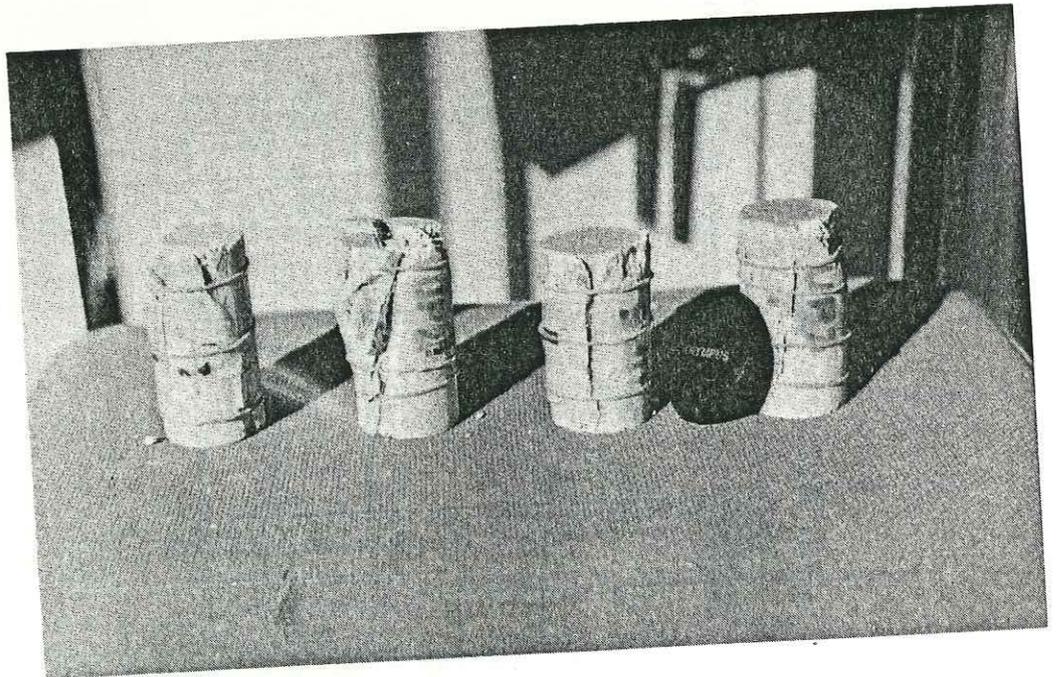
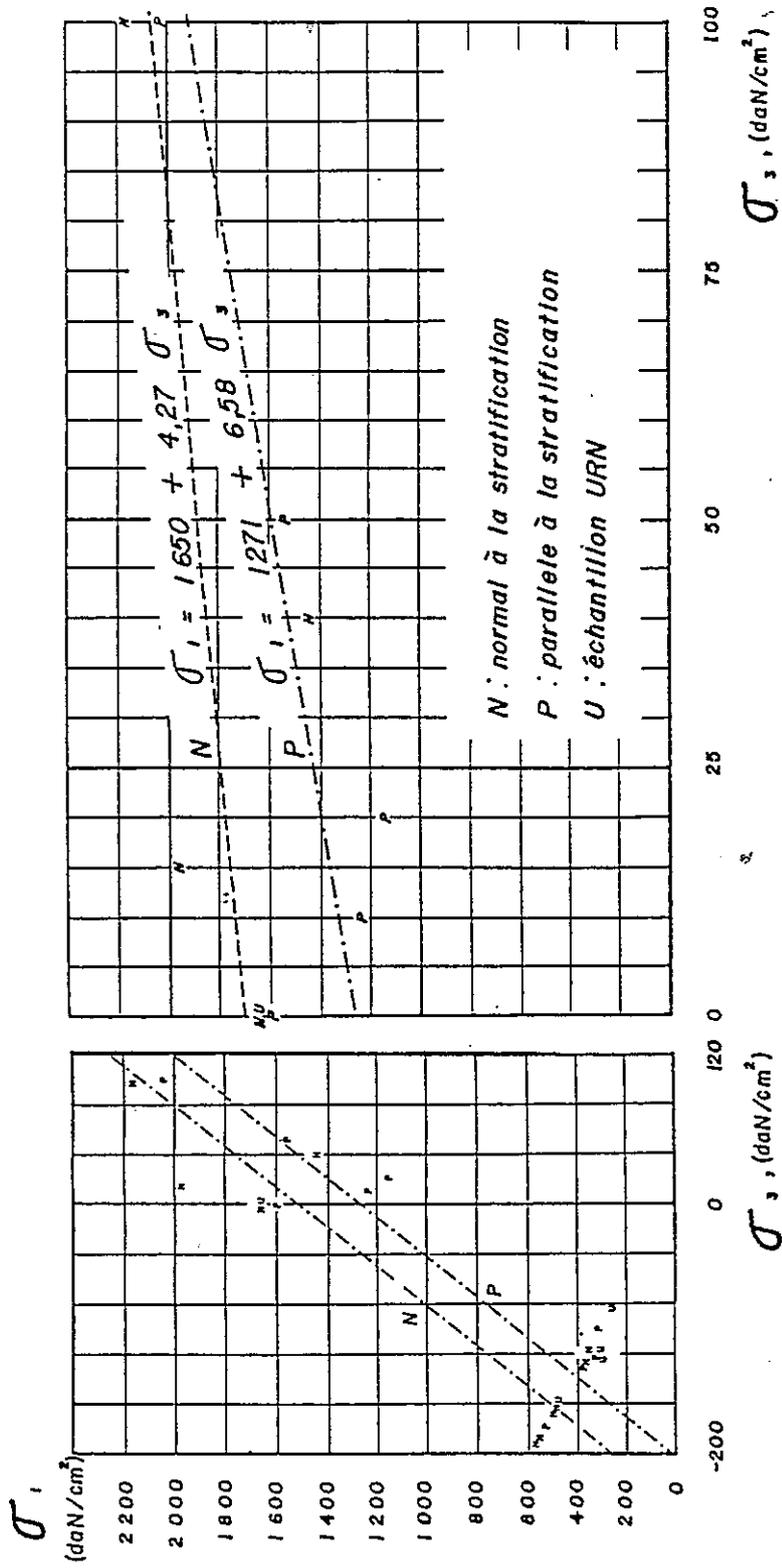


Fig.7.9. Echantillons de calcaire urgonien BsAia essayés en compression triaxiale,  $\sigma_1$  parallèle à la stratification, remarquer la cassure selon les joints stylolitiques. ( $\sigma_3 = 50, 100, 10$  et  $20$  daN/cm<sup>2</sup>, respectivement).



(a)

(b)

Fig. 7.10 Relations entre les contraintes principales pour les trois calcaires urgoniens étudiés (UN, UP, URN):  
 (a): essais brésiliens compris (axe  $\sigma_3$ , 1 div = 40 daN/cm<sup>2</sup>),  
 (b): essais de compression (axe  $\sigma_3$ , 1 div = 5 daN/cm<sup>2</sup>).

## 7.2. Calcaire Conglomératique du Claps-de-Luc (Drôme).

### 7.2.1. Préambule.

Le bloc dont nous avons extrait les éprouvettes pour la réalisation des essais présentés ici a été prélevé au Claps-de-Luc. Il correspond à un pseudo conglomérat formé d'une matrice calcaire sublithographique grise à teinte beige, et aux galets de pâte encore plus fine et de nuances diverses de la même couleur, quoique en général plus claires (fig.7.11).

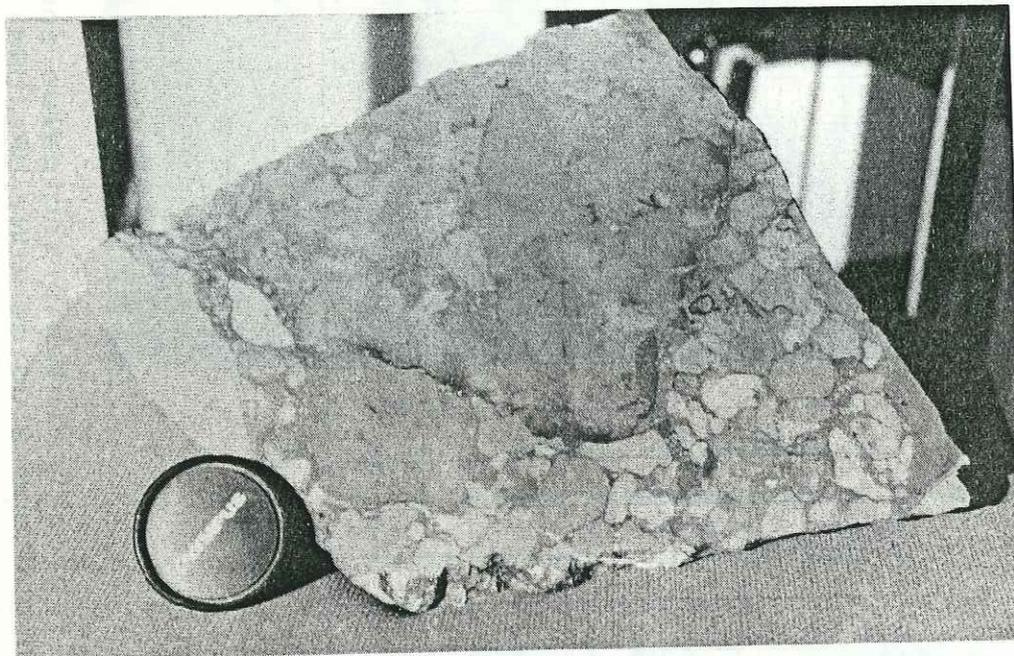


Fig.7.11. Bloc du pseudo-conglomérat calcaire du Tithonique, dont la résistance a été mesurée.

Dans le chapitre 9 nous présentons la description géologique de la région, ainsi que celle des formations qui la constituent.

### 7.2.2. Propriétés physiques.

Nous avons obtenu les valeurs suivantes:

- porosité: 1,25%
- poids volumique sec: 26,77 kN/m<sup>3</sup>
- poids volumique saturé: 26,90 kN/m<sup>3</sup>
- vitesse des ondes longitudinales: 5.969 m/s

Il s'agit donc d'un calcaire légèrement plus poreux que le précédent.

## 7.2.3. Résistance.

Pour la détermination de la résistance du calcaire conglomératique du Tithonique nous avons effectué:

▪ un essai de compression simple sur une éprouvette cylindrique saturée de 38,75 mm de diamètre, dont les faces ont été rectifiées et leur parallélisme contrôlé au marbre avec un comparateur au 0,01 de mm. Les déformations dans ce cas ont été mesurées à l'aide d'un comparateur (0,01mm par div). Pour cet essai on a trouvé:

$$\sigma_c = 81,4 \text{ MPa}$$

▪ un essai de traction brésilienne qui nous a donné une résistance de:

$$\sigma_{(tb)} = 9,9 \text{ MPa}$$

Dans la figure 7.12 nous présentons le comportement en compression unidimensionnelle de l'éprouvette testée, et dans la figure 7.13 les relations entre les contraintes principales, comparées avec celles obtenues pour le calcaire urgonien étudié précédemment. Dans cette dernière figure, les valeurs mesurées correspondent aux centres des petites lettres, et les lignes montrent les corrélations calculées par la méthode des moindres carrés.

Afin de comparer la résistance du calcaire conglomératique du Tithonique du Claps-de-Luc avec celle d'autres calcaires et dolomies, nous présentons dans la figure 7.14 les résultats de nos essais dans la classification de Deere-Miller; on y voit que le calcaire testé a une résistance moyenne (C), et un rapport de module moyen (M).

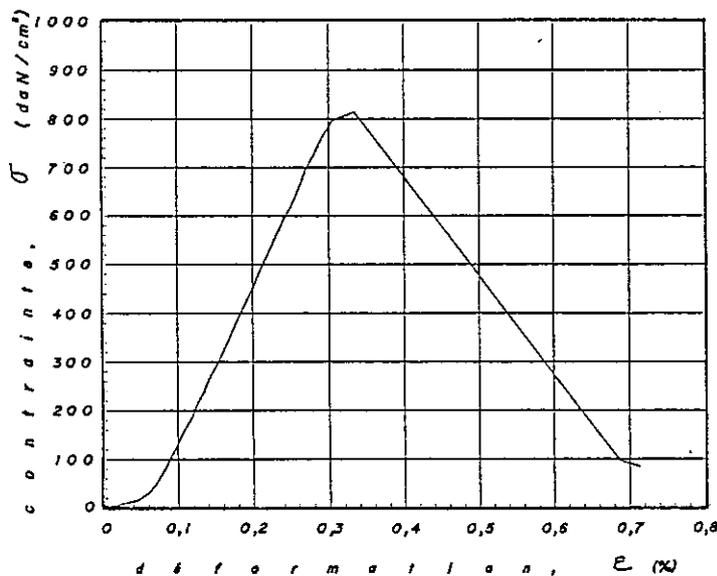


Fig. 7.12 Comportement en compression simple du calcaire conglomératique du Tithonique (saturé)

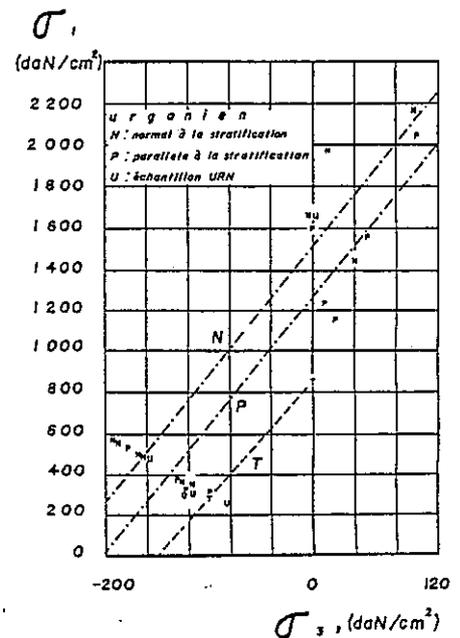


FIG. 7.13

Le CALCAIRE CONGLOMERATIQUE DU CLAPS-DE-LUC (Tithonique) comparé aux calcaires urgoniens de La Chartreuse

Il s'agit donc d'une roche moins résistante que le calcaire urgonien.

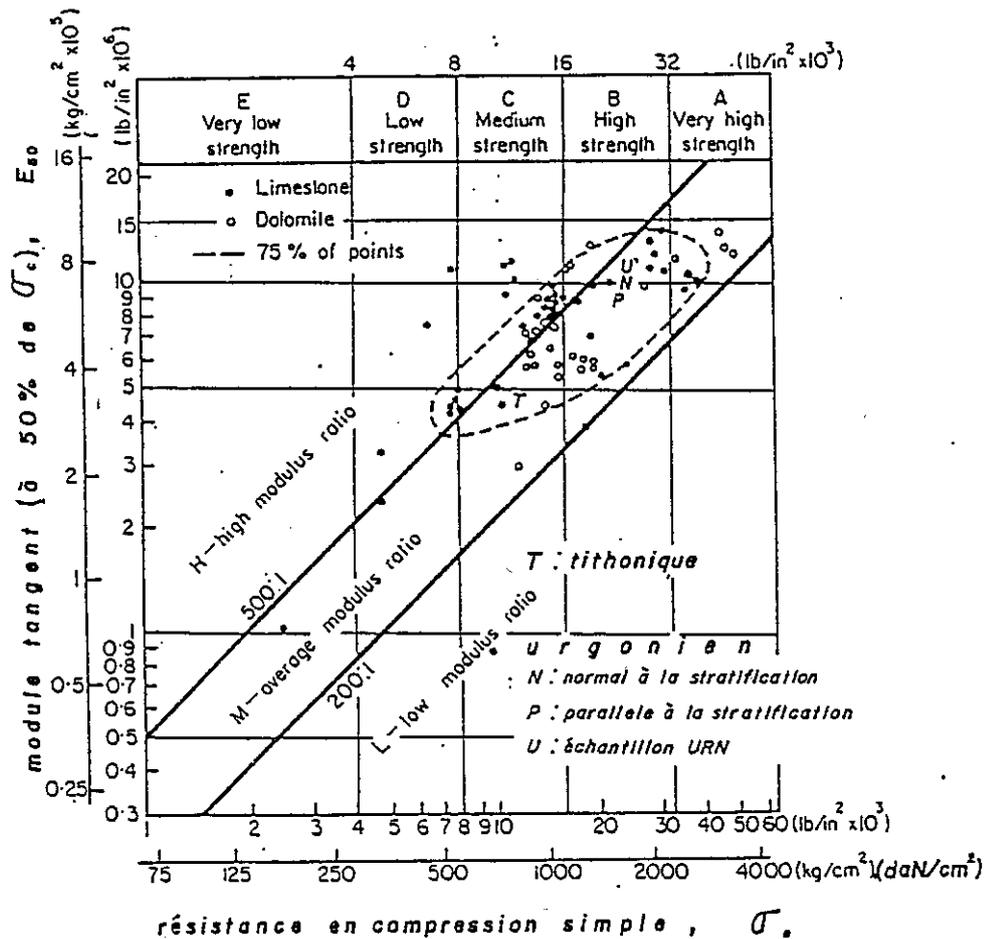


Fig.7.14. Le calcaire conglomératique du Tithonique, par rapport au calcaire urgonien, dans la classification de Deere et Miller. (Modifiée d'après Stagg et Zienkiewics, 1968).

### 7.3. Plasticité d'une des couches argileuses en-dessous des assises du calcaire conglomératique du Tithonique.

Dans les massifs calcaires stratifiés, il arrive fréquemment que l'on trouve de minces interlits argileux ou marneux entre les bancs de calcaires massifs. Ces produits peuvent à l'évidence faciliter les mouvements banc sur banc.

Dans les ensembles géologiques que nous avons étudié dans l'Urgonien et le Tithonique, nous avons relevé plusieurs de ces niveaux, certaines étant très continus, pouvant marquer leur présence dans la morphologie (comme par exemple les "vires" classiques entre les différentes masses de l'Urgonien (fig.7.2)) d'autres étant beaucoup plus localisés et pouvant correspondre à des accumulations formées après la sédimentation initiale.

Pour caractériser ce niveau rapidement, les essais les plus simples sont les classiques limites de Atterberg. A titre d'exemple nous avons effectué un essai pour une des couches argileuses que l'on trouve en-dessous des dalles calcaires qui ont produit le Claps-de-Luc:

- limite de liquidité: 35%
- limite de plasticité: 20%
- indice de plasticité: 15%

L'échantillon utilisé pour cette détermination a été pris du côté SE du Pic-de-Luc, à l'intérieur du tunnel que l'on trouve en la direction de Miscon.

Il s'agit donc d'une argile peu plastique dans la classification de Casagrande.

#### 7.4. Conclusions.

L'identification géotechnique des matériaux impliqués dans les glissements de versant, est intéressante pour situer ces matériaux, les uns par rapport aux autres, dans un système de classification général.

On l'utilisera selon le cas des normes en vigueur pour les sols ou pour les roches. Mais à l'évidence, la caractérisation géotechnique est insuffisante pour comprendre et analyser le mécanisme de glissement lui-même.

Il paraît intéressant d'aller plus loin en caractérisant les propriétés mécaniques des joints de stratification eux-mêmes. L'approche expérimentale de ce problème est délicat. L'essai le plus approprié est naturellement l'essai de cisaillement in situ, lourd et onéreux à effectuer, que l'on ne réalise que rarement dans le cas d'ouvrages importants (barrages, tunnels, etc.), lorsqu'il s'agit de déterminer la stabilité de masses d'échele décimétrique.

Bien que nous ayons envisagé un moment une version simplifiée, cet essai était inaccessible à nos moyens, et pour cette raison nous avons dû aborder l'étude du problème du frottement sur les surfaces rocheuses à l'aide d'une machine de cisaillement au laboratoire.

## 8. COMPORTEMENT EN FROTTEMENT DE DIFFERENTES SURFACES ROCHEUSES NATURELLES.

### 8.1. Préambule.

Le phénomène qui nous occupe dans ce mémoire, étant directement lié au comportement en frottement des surfaces de stratification naturelles, nous avons réalisé un programme de 56 essais dans le but de déterminer l'influence des différences des états de surface, et de vérifier, sur les matériaux et conditions qui nous intéressent, les formules donnant la résistance au cisaillement des joints, proposées par Barton et Choubey (1977), et par Ladanyi et Archambault (1980).

### 8.2. Description de l'appareil.

Pour la réalisation des essais de frottement, nous avons utilisé une machine de cisaillement ( fig.8.1), mise au point à l'IRIGM, dans le cadre d'une recherche sur le comportement mécanique des géotextiles (Delmas, 1979); elle est constituée de deux boîtes de 0,4m de long (dans le sens de cisaillement), 0,25m de large, et 0,1m d'hauteur, qui permettent de présenter face à face, et de déplacer relativement, deux surfaces de 0,1m<sup>2</sup>.

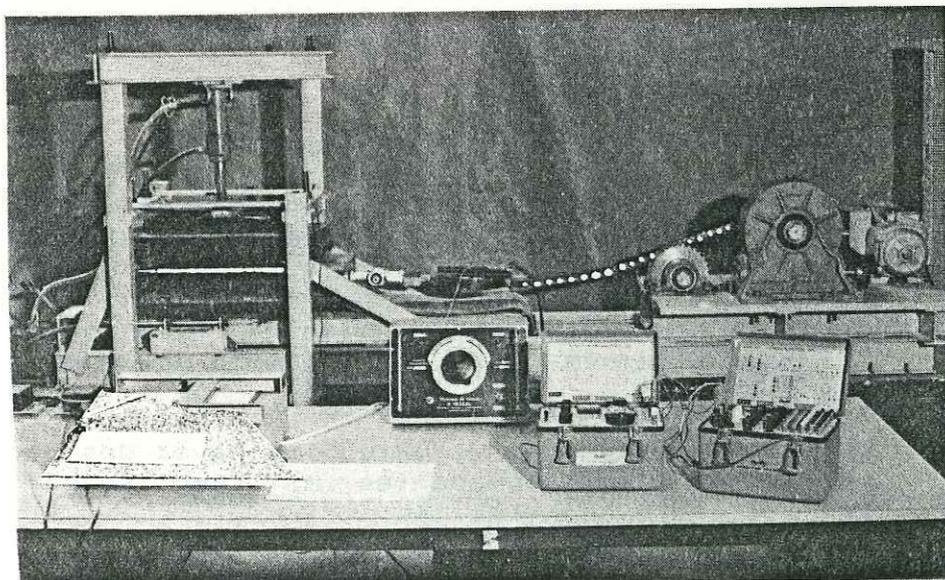


Fig.8.1. Vue détaillée de la boîte de frottement utilisée. Au premier plan le régulateur de vitesse et le pont d'extensométrie permettant de mesurer l'effort normal. Derrière: à gauche le cadre de support des boîtes en dessous du verin de charge normale; au centre la chaîne de traction de la boîte inférieure (l'autre restant fixe) et l'anneau dynamométrique; à droite le moteur de traction (d'après Delmas, 1979).

La boîte supérieur reste fixe, tandis que l'inférieur, placée sur des rails, est tirée par un moteur à vitesse ajustable (3mm/min pour nos essais), capable de produire entre les surfaces rocheuses une force tangentielle maximale de 30 kN, que l'on mesure à l'aide d'un anneau dynamométrique.

La force normale à la surface de frottement est produite par un verin hydraulique qui, moyennant une rotule et un système de distribution de charge, peut transmettre sur l'échantillon supérieur une force maximale de 30 kN que l'on mesure avec un capteur à jauges.

### 8.3. Matériaux et surfaces essayées.

Pour les essais nous avons utilisé les surfaces de 18 blocs rocheux échantillonnés des calcaires urgoniens (Saint Egrève) et du Tithonique (Claps-de-Luc).

Ci-dessous nous décrivons brièvement les échantillons, en précisant que la morphologie détaillée des surfaces est présentée dans les figures de la section 8.7, à l'aide de deux profils représentatifs.

#### a) Calcaires du Tithonique.-

Les échantillons en nombre de six sont les suivants:

- |                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
|-------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 131<br>(479cm <sup>2</sup> )              | Surface d'érosion du pseudo-conglomérat calcaire du Claps-de-Luc; très rugueuse à cause de l'érosion plus intense de la matrice par rapport aux galets. Cette surface est altérée et quoique elle ne représente pas un plan de stratification il nous a semblé utile de la tester à cause de sa rugosité. |
| 133b<br>(300cm <sup>2</sup> )             | Calcaire non altéré, à pâte fine, avec des bandes saillantes correspondantes au remplissage de calcite des discontinuités.                                                                                                                                                                                |
| 134a et b<br>(269 et 283cm <sup>2</sup> ) | Surface non altérée, lisse mais très ondulée.                                                                                                                                                                                                                                                             |
| 135<br>(324cm <sup>2</sup> )              | Calcaire à grain fin, non altéré. Cet échantillon correspond à la surface inférieure de la masse glissée du Claps-de-Luc.                                                                                                                                                                                 |
| 136<br>(253cm <sup>2</sup> )              | "Hard-ground" de calcaire à pâte fine, correspondant à la surface de glissement du Claps-de-Luc.                                                                                                                                                                                                          |

## b) Calcaires urgoniens.-

Douze échantillons sont étudiés:

- 222a et b (271 et 239cm<sup>2</sup>) Plan stylolithique (aux pics très courts) parallèle à la stratification, argileux, avec des stries et gradins d'arrachement.
- 223 (134cm<sup>2</sup>) Surface structural, non altérée, de la masse urgonienne inférieure.
- 226 (149cm<sup>2</sup>) Calcaire à grain fin.
- 227 (175cm<sup>2</sup>) Surface non altérée du calcaire blanc de la masse urgonienne inférieure avec des gradins d'arrachement selon deux directions presque perpendiculaires.
- 229 (205cm<sup>2</sup>) Plan stylolithique (aux pics très courts) parallèle à la stratification, argileux, avec des stries et gradins d'arrachement.
- 230 (283cm<sup>2</sup>) Surface structural de calcaire à pâte fine.
- 231 (163cm<sup>2</sup>) Calcaire marneux à pâte fine (formation n50 selon la classification d'Arnaud-Vanneau, 1980).
- 232 (181cm<sup>2</sup>) Plan stylolithique (aux pics très courts) parallèle à la stratification, argileux.
- 233 (255cm<sup>2</sup>) Surface structural, non altérée, de la masse urgonienne inférieure.
- 234 (470cm<sup>2</sup>) Plan stylolithique (aux pics très courts) parallèle à la stratification, argileux, avec des stries et gradins d'arrachement.
- 235 (335cm<sup>2</sup>) "Hard-ground" non altéré, à patine gris foncé et matrice calcaire beige claire.

#### 8.4. Préparation des échantillons.

Compte tenu que le but des essais est de faire «frotter» des surfaces de profil connu, de façon à simuler le glissement d'un versant, nous avons mis chacun des échantillons dans un moule de mortier qui avait, en plan, les dimensions des boîtes de la machine ( $0,1 \times 0,4 \text{ m}^2$ ), et qui laissant aux éprouvettes la hauteur libre nécessaire pour ne pas empêcher le déplacement relatif des surfaces ( $\pm 0,11\text{m}$ ), (fig.8.2).

Pour la préparation de chacun des échantillons nous avons suivi le procédé suivant:

- a) Mise en place du bloc dans un coffre à moulage appuyé sur une surface nivelée, avec la surface destinée à «frotter» vers le bas et orientée dans la direction convenable.
- b) Remplissage, avec du sable fin, de l'entourage de l'échantillon, de façon à former une couche de 1 à 2cm d'épaisseur.
- c) Remplissage du reste des coffres à moulage avec du mortier fluide.
- d) Endurcissement des moules pendant une semaine en ambiance humide.
- e) Décoffrage et pesée des éprouvettes.

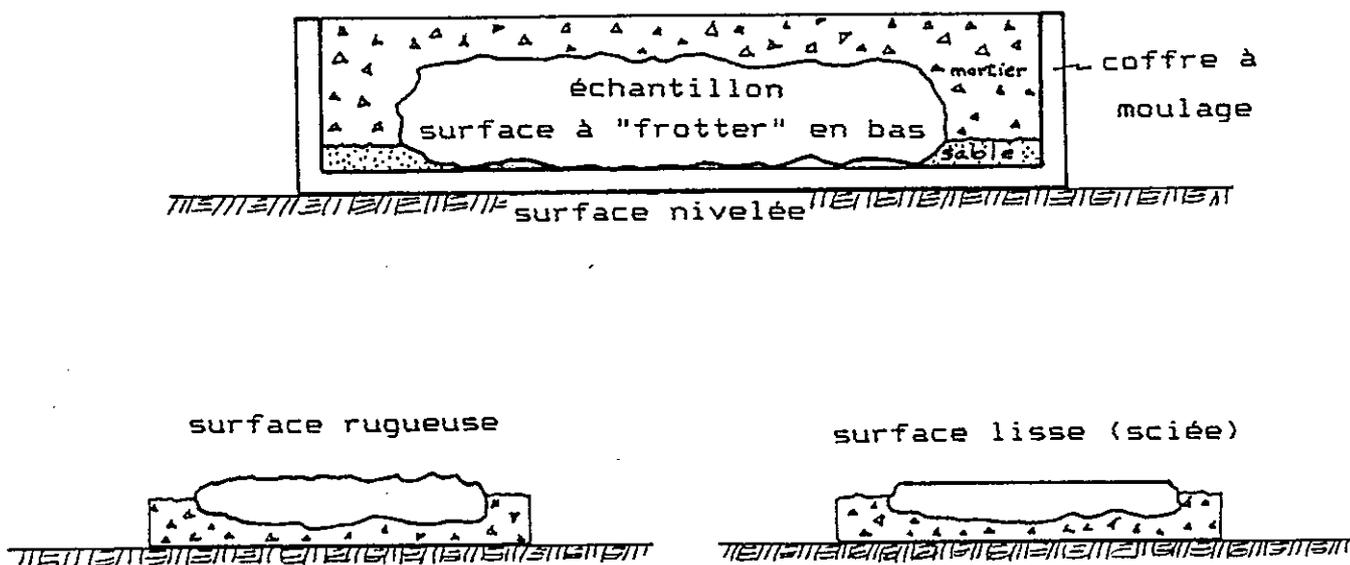


Fig.8.2. Procédé pour le moulage des blocs pour la préparation des éprouvettes.

Les figures 8.3 et 8.4 montrent quelques aspects des éprouvettes.

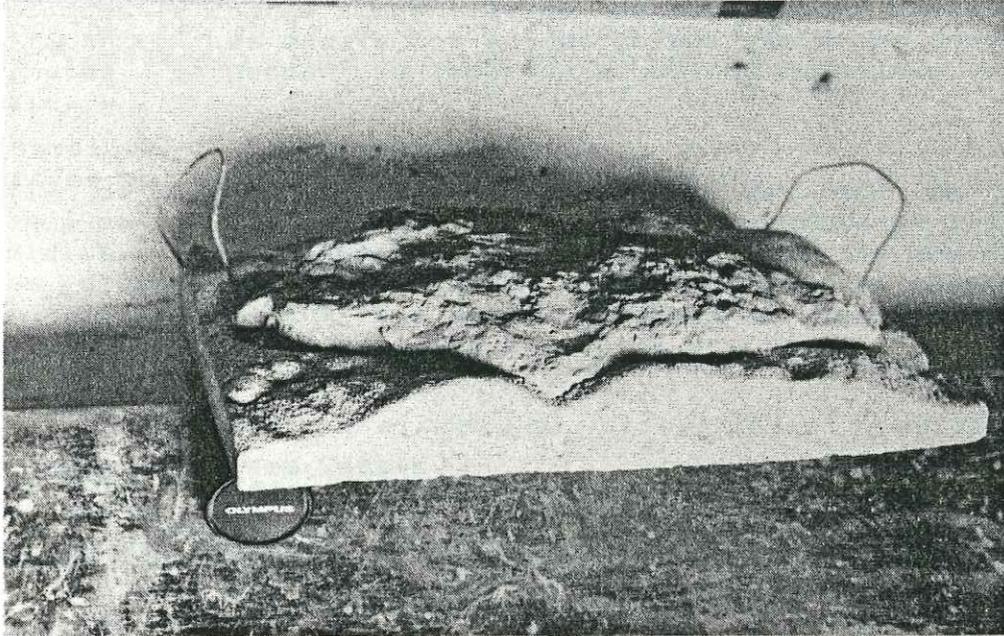


Fig.8.3. Aspect d'une éprouvette finie.



Fig.8.4. Quelques éprouvettes. Les flèches indiquent le sens du frottement; les autres marques correspondent aux profils mesurés.

f) Détermination de l'aire «apparente» de la surface à froter, par dessin de son contour sur une feuille de papier.

g) Détermination, à l'aide d'un gabarit variable ("aspérimètre", cf. fig.4.1) du profil précis le long de au moins 5 sections (ceci fut fait à nouveau après les essais pour connaître les variations occasionnées par le frottement).

h) Sciage des échantillons après les essais initiaux (seulement dans les cas où ceci a été possible), afin de refaire les essais avec la surface lisse.

### 8.5. Mode Opérateur des Essais.

Le procédé pour la réalisation des essais a consisté à :

i) Logement des éprouvettes, dans les boîtes de la machine, placées dans la direction appropriée pour mesurer l'effet de certaines irrégularités et des tectoglyphes (pour les cas où on en avait).

j) Mesure de la surface «réelle» de contact.-  
Pour la réalisation de cette mesure, que nous avons fait avant et après les essais, on intercalait deux feuilles blanches et une feuille de papier carbone entre elles, ce qui permettait d'imprimer les zones de contact et l'intensité de ces contacts. Il est significatif que la surface réelle de contact, pour les cas que nous avons étudié, est toujours inférieure au 0,5% de la surface apparente (entre 0,06 et 0,44% avant les essais, et entre 0,13 et 0,52% après). Ces valeurs sont très faibles et soulignent bien l'irrégularité des surfaces analysées. Il semble qu'il y ait une certaine relation entre le poids des éprouvettes (seule force normale présente) et cette surface de contact.

k) Préparation de la surface.-

- pour les essais à surface sèche nous avons enlevé la poussière, avant chaque cycle de frottement, à l'aide d'air comprimé,
- pour les essais à surface humide nous avons maintenu submergé l'échantillon au moins une heure avant l'essai, la surface ayant été lavée, à l'eau courant, entre chacun des cycles de frottement.

l) Application de la charge normale.-

Nous avons essayé toutes les éprouvettes sous charges normales de 250, 750 et 1250 kg (auxquelles il faut ajouter le poids de l'éprouvette supérieure, soit environ 25 kg); compte tenu des surfaces en contact, équivaut au poids de colonnes rocheuses variables entre 4 et 35m environ.

m) Installation des comparateurs pour la mesure du déplacement de la boîte inférieure et des mouvements verticaux de l'éprouvette supérieure (dilatance).

n) Réalisation de l'essai.- durant l'application de la force tangentielle sur la boîte inférieure, nous enregistrâmes tous les 30 secondes la charge tangentielle, le déplacement horizontal et la dilatance. Les essais ont eu des durées variables entre 10 et 25 minutes, et pendant ce temps on a maintenu constante la charge normale.

Afin de connaître l'effet du changement de l'état de surface provoqué par le frottement, l'effet de la rugosité et l'effet de l'humidité, nous avons effectué pour la majorité des cas des cycles d'essais de frottement en commençant par les charges les plus faibles, et une fois atteinte la charge normale maximale nous les avons répété en diminuant cette charge.

#### 8.6. Désignation des Essais.

Pour la désignation des essais nous avons établi un système alphanumérique qui indique la charge normale, la place de l'essai dans la séquence, et l'état de surface. un essai alors est désigné par:

un numéro - deux lettres - un numéro / un numéro

Signification de la désignation:

Le premier numéro de la désignation indique la charge normale ( en plus du poids de l'éprouvette supérieure):

1 et 5 : charge normale = 250kg,  
2 et 4 : charge normale = 750kg,  
3 : charge normale = 1250kg.

Les numéros 1 et 2 indiquent que au laboratoire les surfaces n'avaient pas supporté une charge plus grande (cycle d'augmentation de charge normale), et les numéros 4 et 5 désignent les essais du cycle de diminution de la charge normale (les surfaces avaient glissé sous une charge normale plus importante qui leur a déformé et érodé).

Les deux lettres qui suivent indiquent l'état de surface:

S = sec,  
H = humide,  
R = rugueux (état naturel),  
L = lisse (surface sciée).

Les deux derniers numéros correspondent à ceux des échantillons mis en contact.

Ainsi par exemple:

1SR XXX/YYY	Premier essai réalisé pour mesurer la force nécessaire pour faire glisser la surface de l'éprouvette YYY (inférieure), en contact avec la surface XXX (supérieure), sous une charge de 250kg (plus le poids de XXX), les surfaces étant sèches (S) et rugueuses (R) (sans scier).
4SR XXX/YYY	essai sous charge normale de 750kg lorsque l'éprouvette avait déjà glissé sous 1250kg.
3HL XXX/YYY	Essai sous charge normale de 1250kg avec les surfaces humides (H), et lisses (L).

### 8.7. Résultats des essais de frottement.

Dans les figures 8.5 à 8.22 nous présentons, pour chacune des séries d'essais (sur un couple de surfaces):

a) à gauche: les contraintes tangentielles (force tangentielle divisée par la surface de contact apparente), et la dilataance (déplacement normal à la surface de frottement) par rapport au déplacement tangentiel (relatif entre les surfaces).

b) à droite:

- en dessus.- les deux profils représentatifs avec indication en pointillés des modifications par usure après essais.
- en dessous.- la graphique des contraintes tangentielles en fonction des contraintes normales.

Pour ce dernier graphique, les points expérimentaux correspondent aux centres des petites lettres. Les droites représentatives du comportement en frottement des différents états de surface ont été obtenues ensuite par moindres carrés.

On présente aussi sur ce graphique les droites correspondants aux valeurs de résistance que l'on a calculé à partir des formules proposées par Barton et Choubey [B & Ch] (1977), et par Ladanyi et Archambault [L & A] (1980):

$$\tau_p = \sigma_n \operatorname{tg}[\phi_r + \operatorname{JRC} \log (\operatorname{JCS} / \sigma_n)] \quad (\text{B \& Ch})$$

où:  $\tau_p$  = résistance tangentielle pic,  
 $\sigma$  = contrainte normale effective,  
 $\phi_r$  = angle de frottement résiduel,  
 JRC = coefficient de rugosité,  
 JCS = résistance en compression du matériau de la surface.

$$\zeta = \frac{\sigma (1 - as)(\dot{v} + tg\phi) + (as)(\zeta_r)}{1 - (1 - as)(\dot{v})(tg\phi)} \quad (L \ \& \ A)$$

où:  $\zeta$  et  $\sigma$  = contraintes tangentielle et normale sur la surface de frottement,  
 $\zeta_r$  = résistance au cisaillement des irrégularités,  
 $tg\phi$  = coefficient de frottement de la surface,  
 $\dot{v}$  = relation entre les variations des déplacements vertical (dilatance), et tangential,  
 $as$  = relation entre la surface réelle de contact et la surface apparente,

Il faut préciser que pour rapprocher les résultats de l'application de ces formules aux valeurs mesurées dans nos essais il a fallu utiliser des valeurs de JRC et JCS (pour la première), et de  $\phi$  et  $\phi_r$  qui nous semblent très basses par rapport à celles indiquées dans la littérature (nous avons utilisé:  $5 < JRC < 10$ ,  $JCS = 200 \text{ kg/cm}^2$ ), et que même avec ces paramètres réduits, les formules en question donnent des résistances supérieures à las mesurées.

#### 8.8. Mesure de l'angle de glissement par inclination des surfaces lisses, ( $\phi_b$ ).

Afin de connaître l'importance de l'attraction entre les molécules des surfaces testées, lorsque les essais de frottement furent finis, nous avons réalisé des essais d'inclination pour déterminer l'angle auquel le glissement avait lieu entre les surfaces lisses, dans des conditions sèches et humides.

La charge normale au plan de glissement pour ces essais n'est autre que la composante dans cette direction du poids des éprouvettes.

Les résultats de ces mesures sont présentés dans un petit tableau à l'intérieur des graphiques des figures 8.6, 8.16 et 8.20. Il faut préciser que las surfaces 222a, 222b et 234 étant originalement stylolitiques, elles ont perdu leur pellicule argileuse lors du sciage, leur mesures à surface rugueuse n'étant pas comparables avec celles des surfaces lisses.

#### 8.8. Conclusions.

Dans le tableau 8.1 suivant, nous présentons les angles de frottement qui calculés pour les différentes conditions, nous permettent d'apprécier l'influence de l'état de surface sur la résistance au frottement.

Le tableau est divisé en 5 colonnes comparatives des valeurs de l'angle de frottement permettant de faire voir:

- as·vs·desc : l'influence de l'usure par frottement, la première valeur correspondant aux essais 1SR, 2SR et 3SR (charge normale ascendante: asc), la deuxième aux 3SR, 4SR et 5SR (on: desc).
- S vs H : l'influence de l'humidité de la surface.
- R vs L : l'influence de la rugosité pour les cas où on a scié la surface.
- LS vs LH : l'influence de l'humidité sur les surfaces lisses.
- G1.L vs Fr : la différence entre les essais de glissement par inclination (G1.L) et frottement sous charge normale (Fr).

TABLEAU 8.1. Angles de frottement pour les différents états de surface.					
Essai	$\phi_{asc} : \phi_{desc}$	$\phi_S : \phi_H$	$\phi_R : \phi_L$	$\phi_{LS} : \phi_{LH}$	$\phi_{G1.L} : \phi_{FR}$
131/222b	39° > 35°	41° < 46°	-----	38° < 43°	17° < 28° (SL) H: 40° < 43° (3HL)
133/232	52° > 50°	41° < 38°	-----	-----	-----
134a:134b	30° --	-----	-----	-----	-----
135/136	-----	38° > 28°	-----	-----	-----
222a/234	14° --	36° ≤ 37°	-----	41° > 38°	-----
223/230	37° > 35°	40° = 40°	5SR: 54° > 5SL: 47° 4SR: 44° = 4SL: 44° 3SR: 40° = 3SL: 40° 3HR: 40° > 3HL: 38°	40° ≥ 38°	S: 16° < 40° H: 33° < 38°
226/235	14° > 11°	32° < 35°	-----	-----	-----
227/233	32° --	43° ≥ 42°	-----	-----	-----
229/231	35° = 35°	38° > 36°	-----	-----	-----

## Notes:

- 131/222b :  
222b: stylolite, donc résultats «R» et «L» non comparatifs.  
L & A: 55° > B & Ch: 46°
- 133/232 :  
232: stylolite; L & A: 42° > B & Ch: 40°
- 134a/134b :  
surf. très ondulé; L & A: 55° > B & Ch: 49°; SR : 30°
- 135/136 :  
Surface gliss. du «Claps-deLuc» ; H < S (marneux?)
- 222a/234 :  
2 plans stylolitiques, donc «R» et «L» non comp. ;  
L & A: 45° > B & Ch: 39°
- 223/230 :  
presque sans aspérités ; L & A: 39° > B & Ch: 38°
- 226/235 :  
235: hard-ground ; L & A: 42° > B & Ch: 40°
- 227/233 :  
L & A: 44° ≤ B & Ch: 45°
- 229/231 :  
229: stylolite ; L & A: 46° > B & Ch: 38°

L'analyse du tableau récapitulatif, ainsi que des figures 8.5 à 8.22, nous permet de tirer les conclusions suivantes, valables pour les conditions de nos essais:

- a) L'usure des surfaces engendrée par le glissement diminue l'angle de frottement.
- b) A surface rugueuse l'influence de l'humidité de la surface de frottement n'est pas claire.
- c) Quoique le seul essai où nous avons pu constater l'influence de la rugosité c'est le 223/230, les autres surfaces ayant perdu ses caractéristiques initiales lors du sciage, il est évident que les aspérités contribuent à augmenter l'angle de frottement.
- d) Sous charge normale nous n'avons pas eu des résultats clairs permettant d'apprécier l'effet de l'humidité sur la résistance des surfaces lisses, quoique il faut dire que les stries laissées sur ces surfaces "lisses" par le frottement, ont montré qu'elles avaient des irrégularités dues au sciage.
- e) Pour tous les essais de glissement par inclination l'humidité de la surface a augmenté fortement le coefficient de frottement.
- f) La contrainte normale fait augmenter notablement le coefficient de frottement pour les surfaces lisses.

- g) Les courbes contrainte tangentielle - déplacement tangentiel montrent que lors du glissement la résistance augmente jusqu'aux valeurs pic y tombant rapidement sauf lorsque:
- la contrainte normale n'est pas très important,
  - les surfaces sont argileuses (cas des stylolites),
  - les surfaces sont humides,
- h) Pour les surfaces argileuses (stylolites) la «dilatance» a été négative, à cause de la pénétration des aspérités. Cette pénétration étant proportionnelle à la contrainte normale.
- i) L'effet que pour les paramètres choisis les valeurs calculées avec la formule de Ladanyi et Archambault ont été systématiquement supérieures à ceux obtenues avec la formule de Barton et Choubey n'est pas significatif les formules étant très sensibles à des paramètres que nous n'avons pas mesurés.
- j) Les formules de Ladanyi et Archambault, et de Barton et Choubey, ne semblent pas être applicables lorsque les joints des surfaces de glissement ont bougé par rapport à sa position originale, les formes des "promontoires" et des creux ne coïncidant plus.

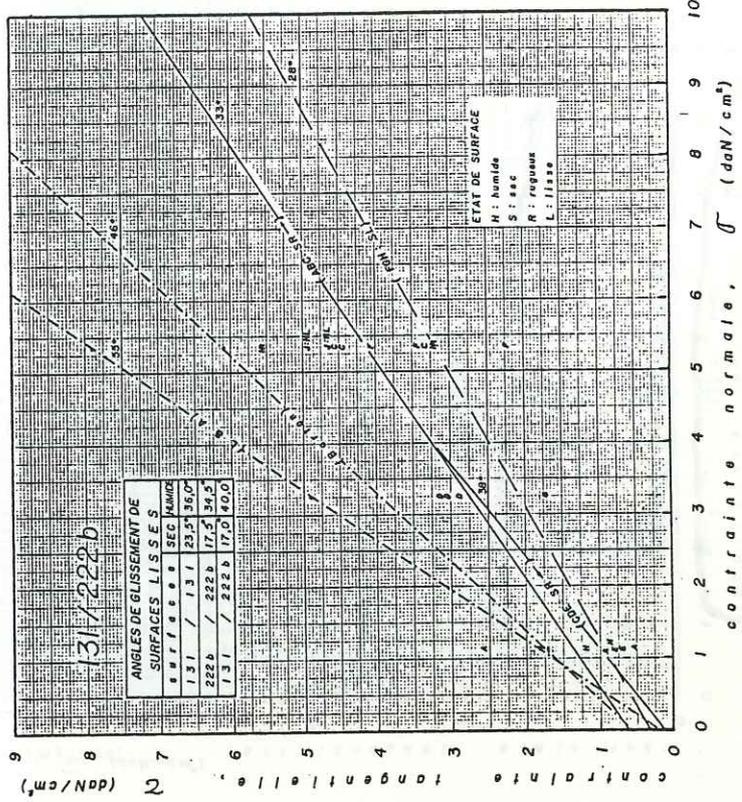
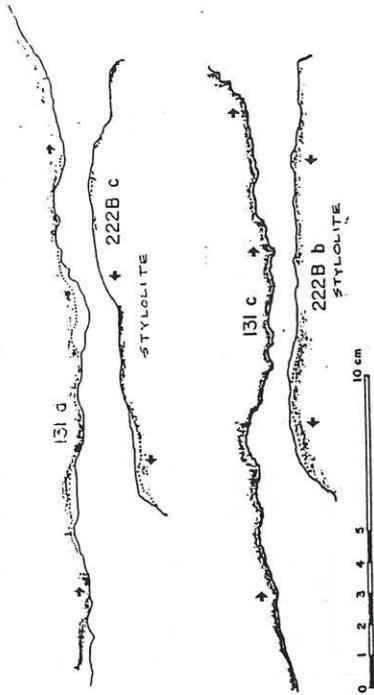


Fig.8.6.

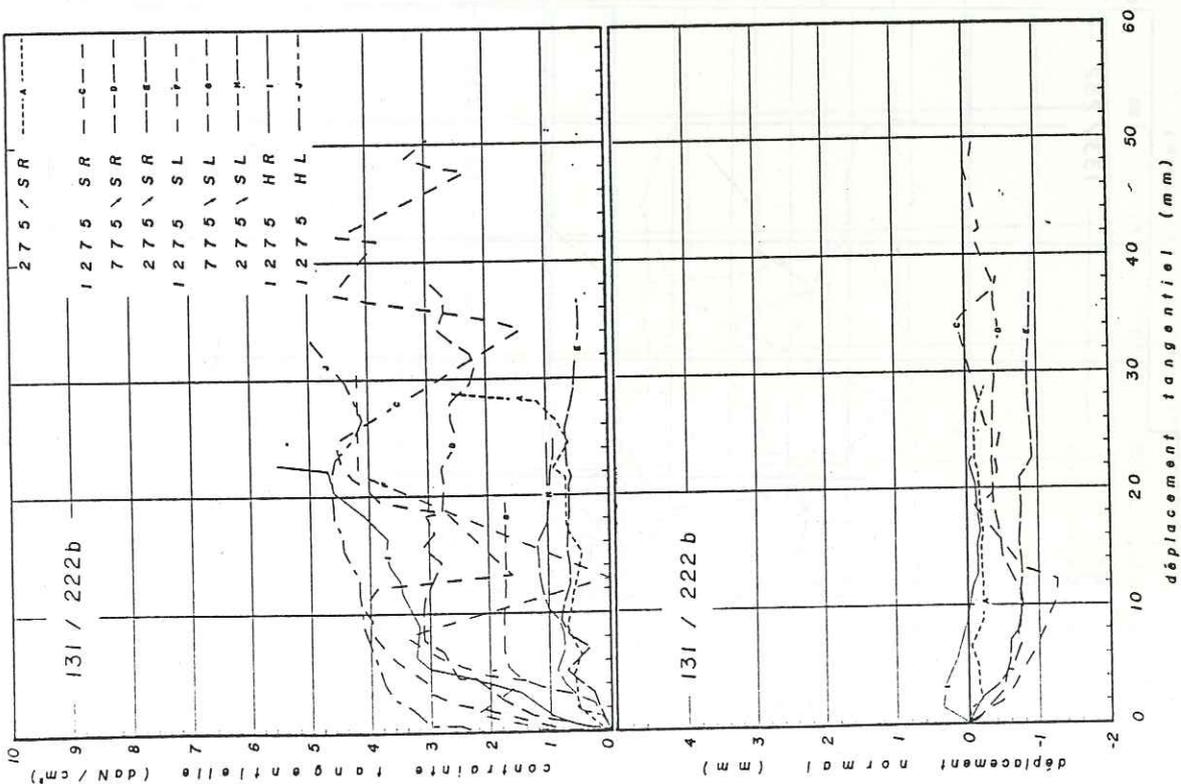


Fig.8.5.

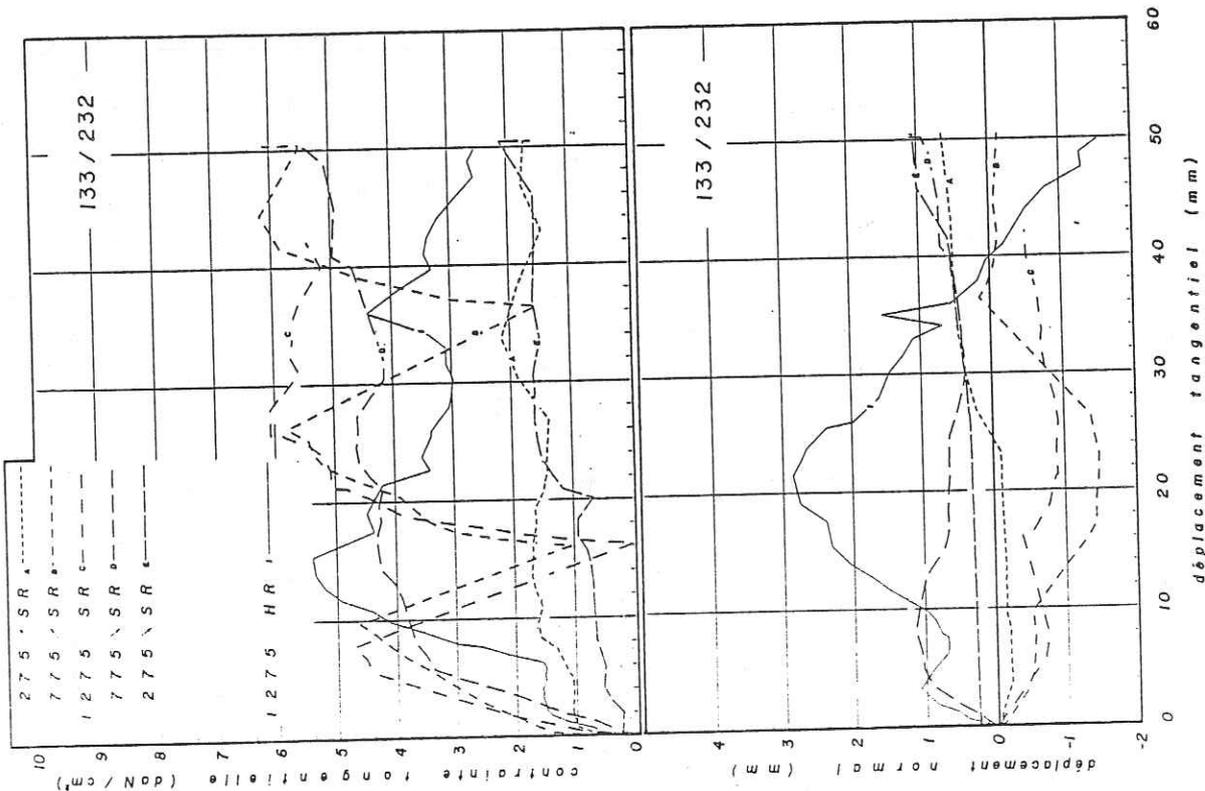
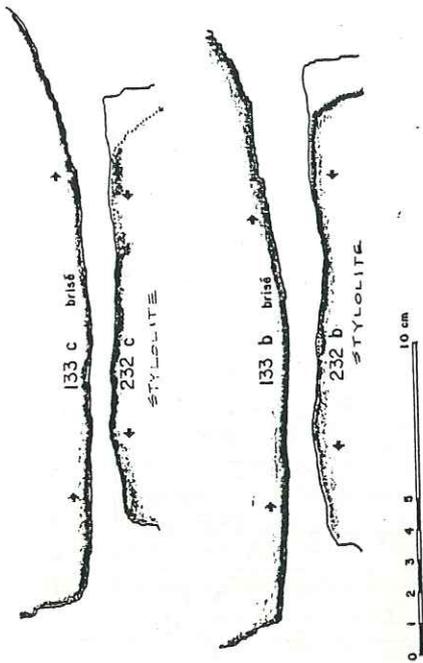


Fig. 8.7.

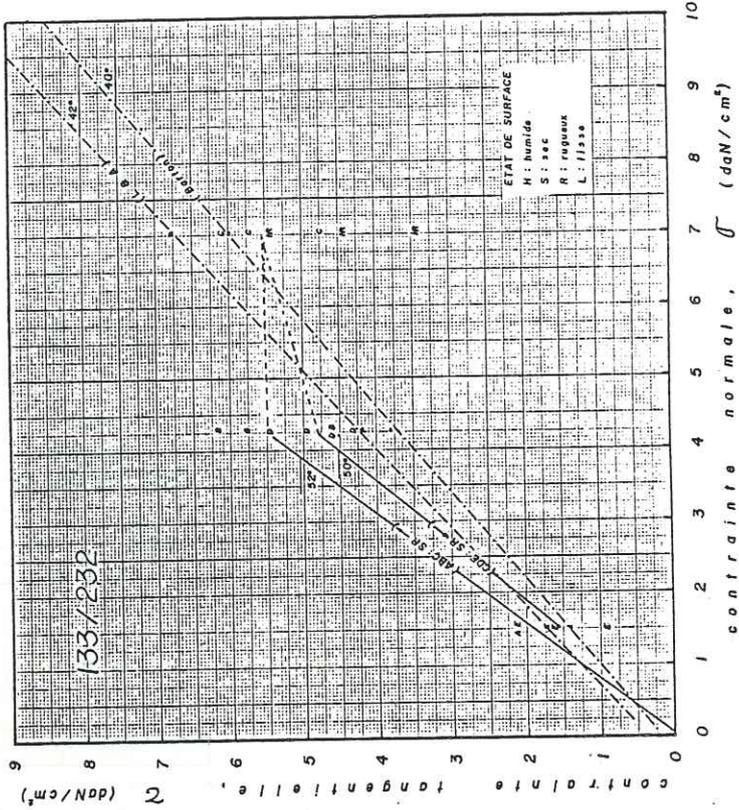


Fig. 8.8.

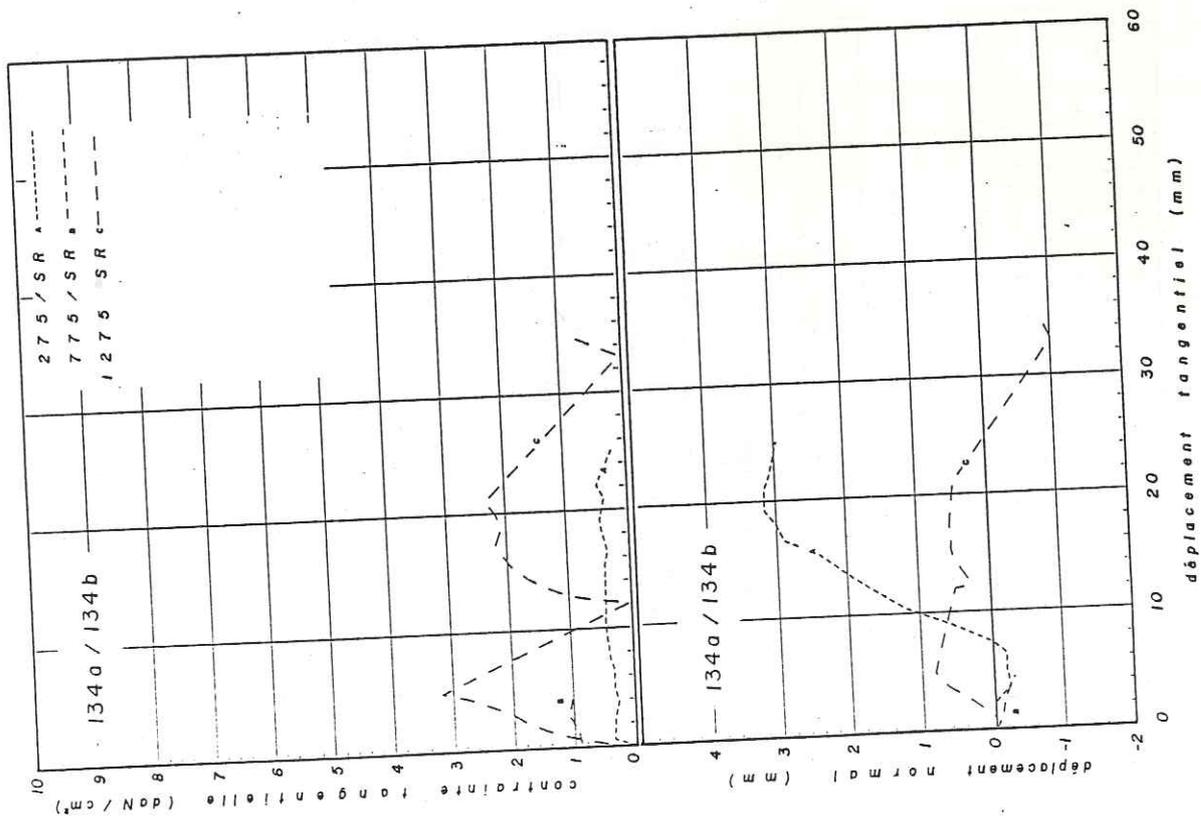
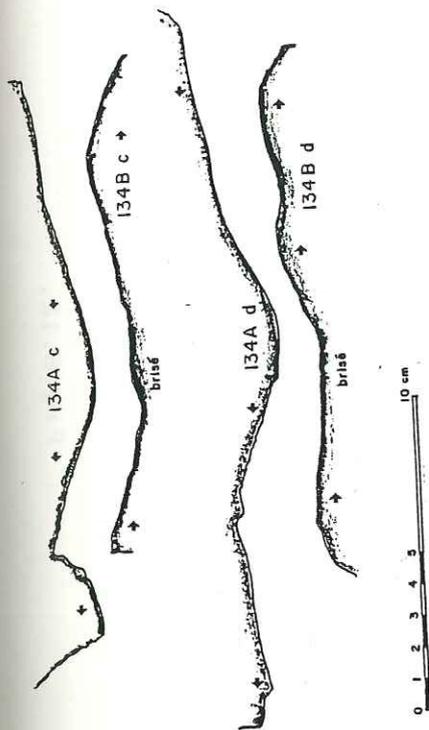


Fig. 8.9.

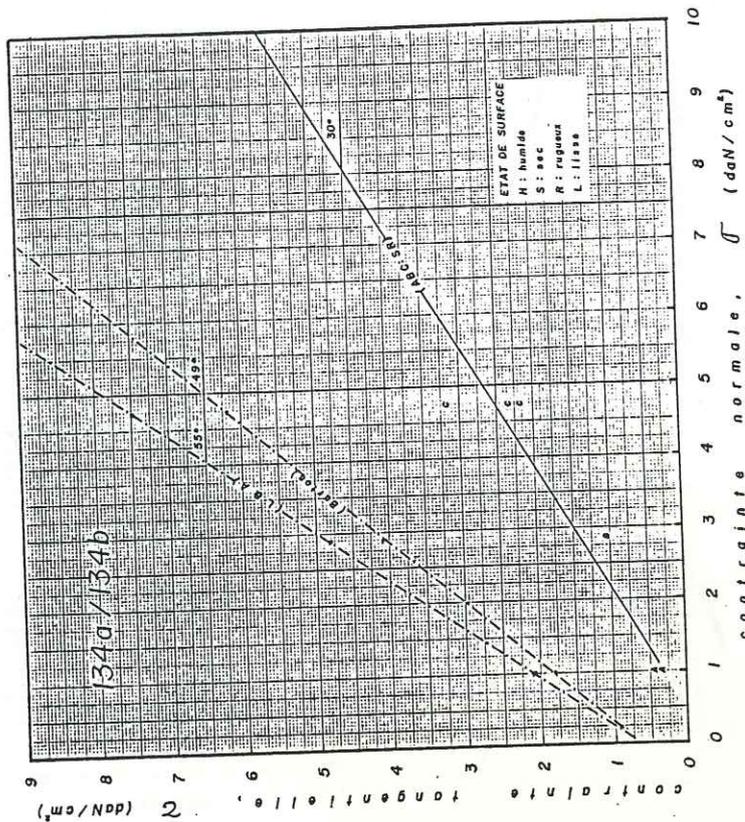


Fig. 8.10.

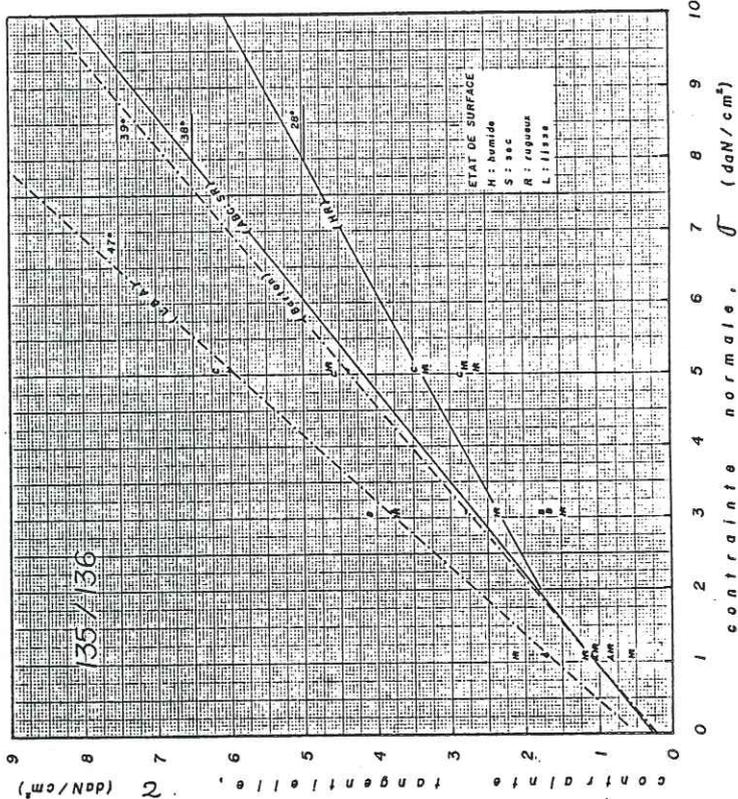
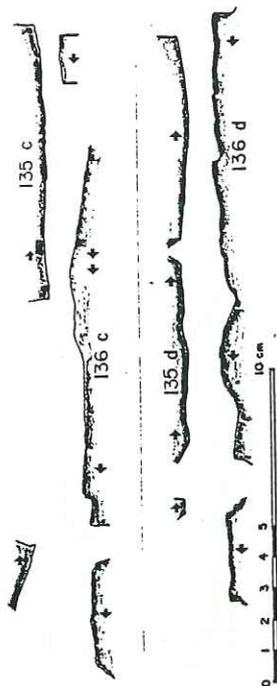


Fig.8.12.

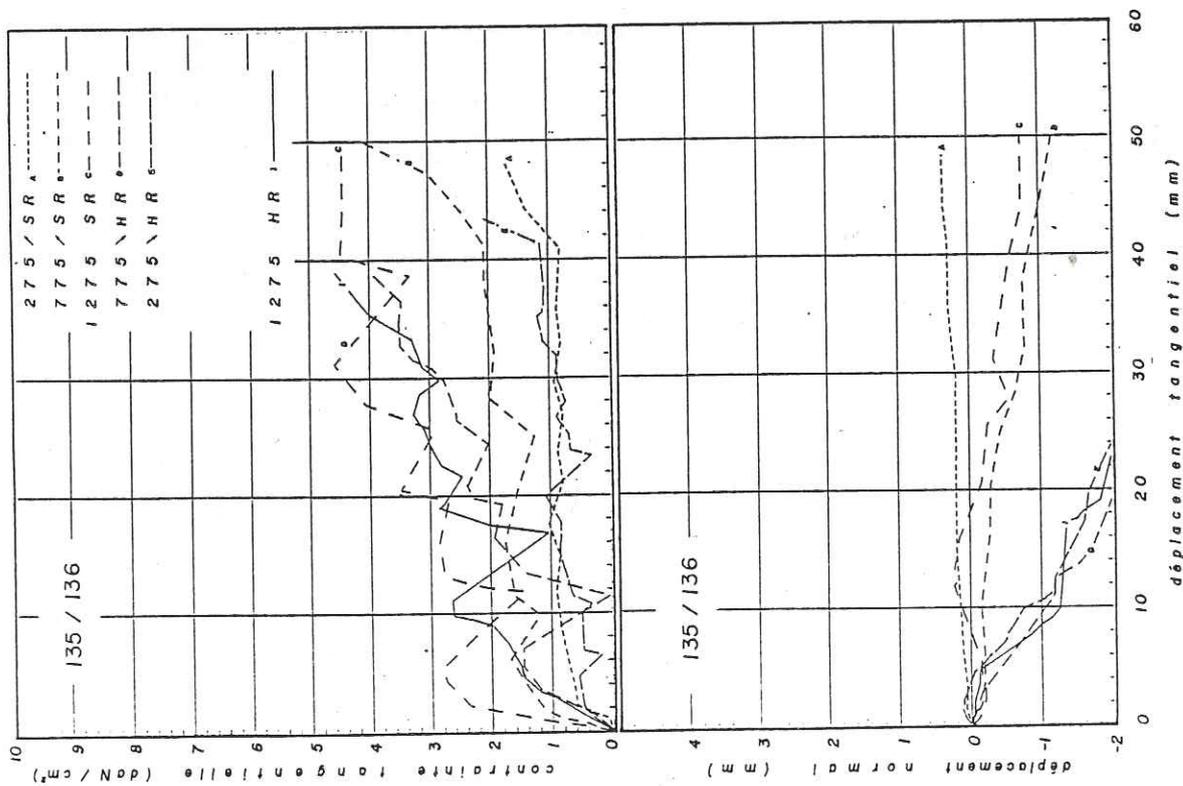


Fig.8.11.

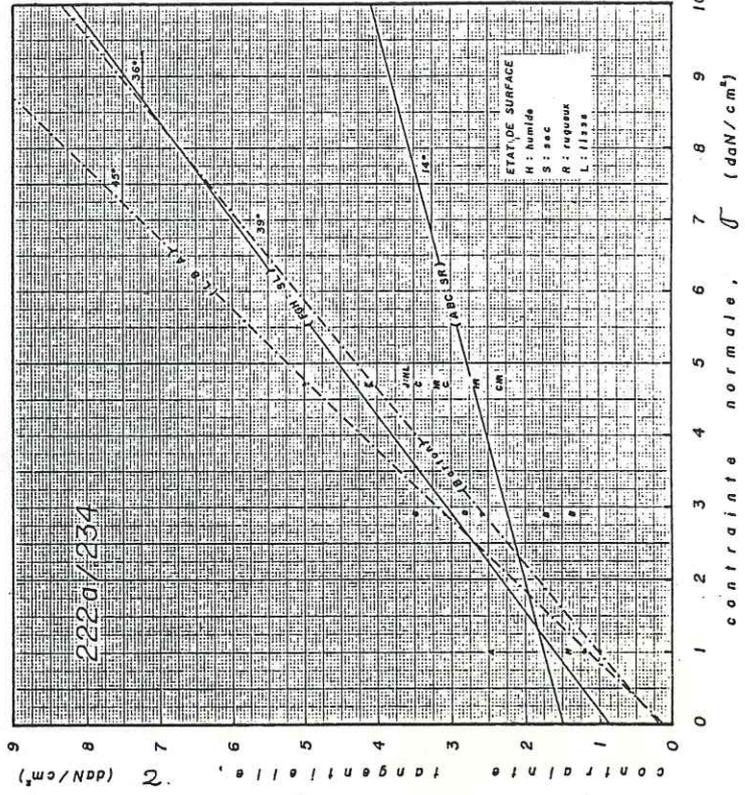
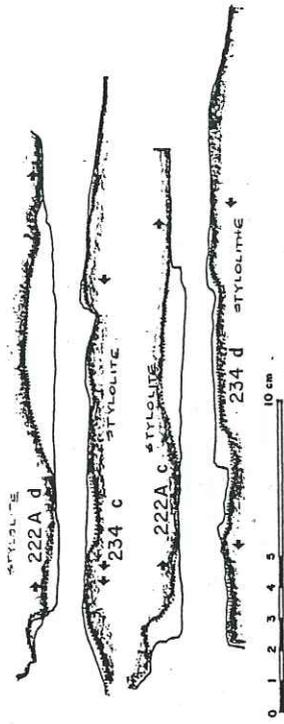


Fig. 8.14.

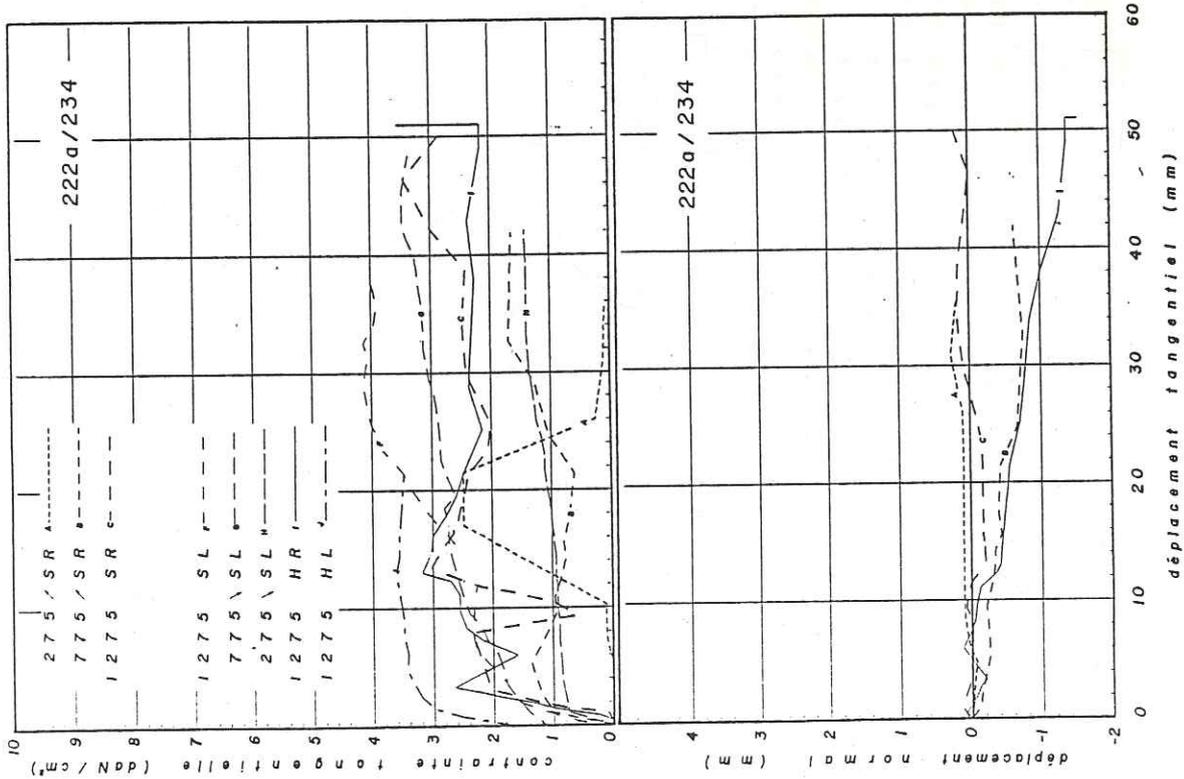


Fig. 8.13.

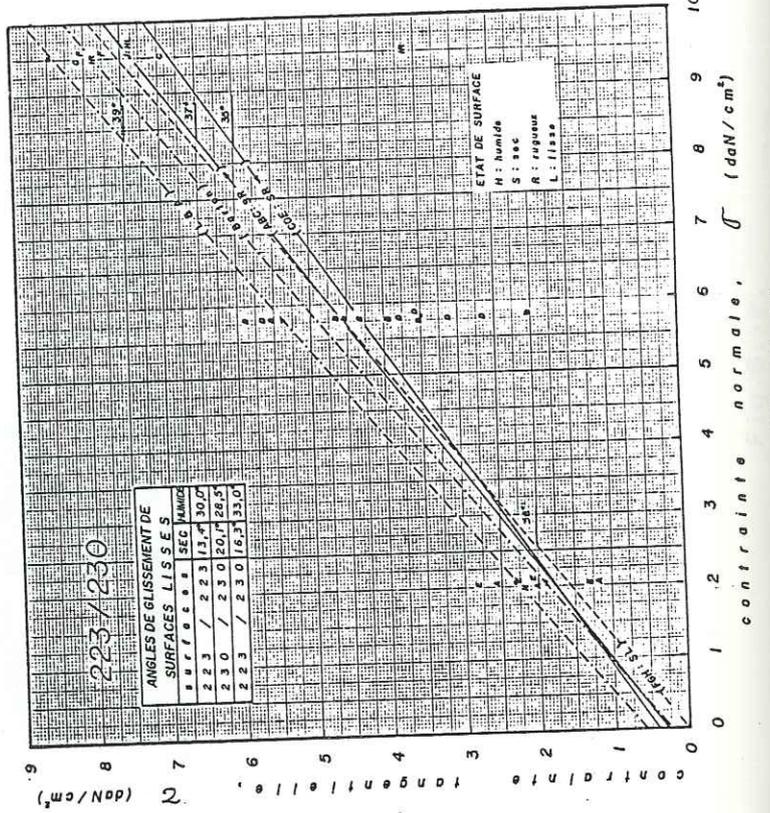
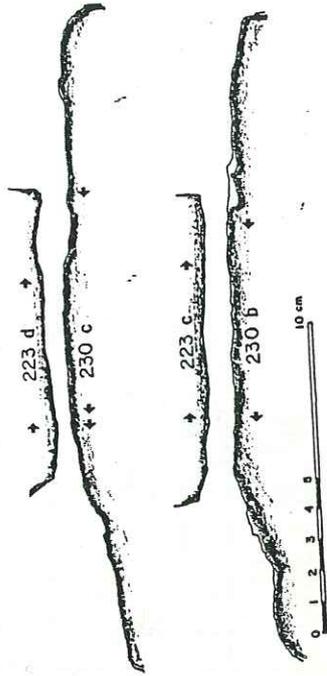


Fig. 8.16.

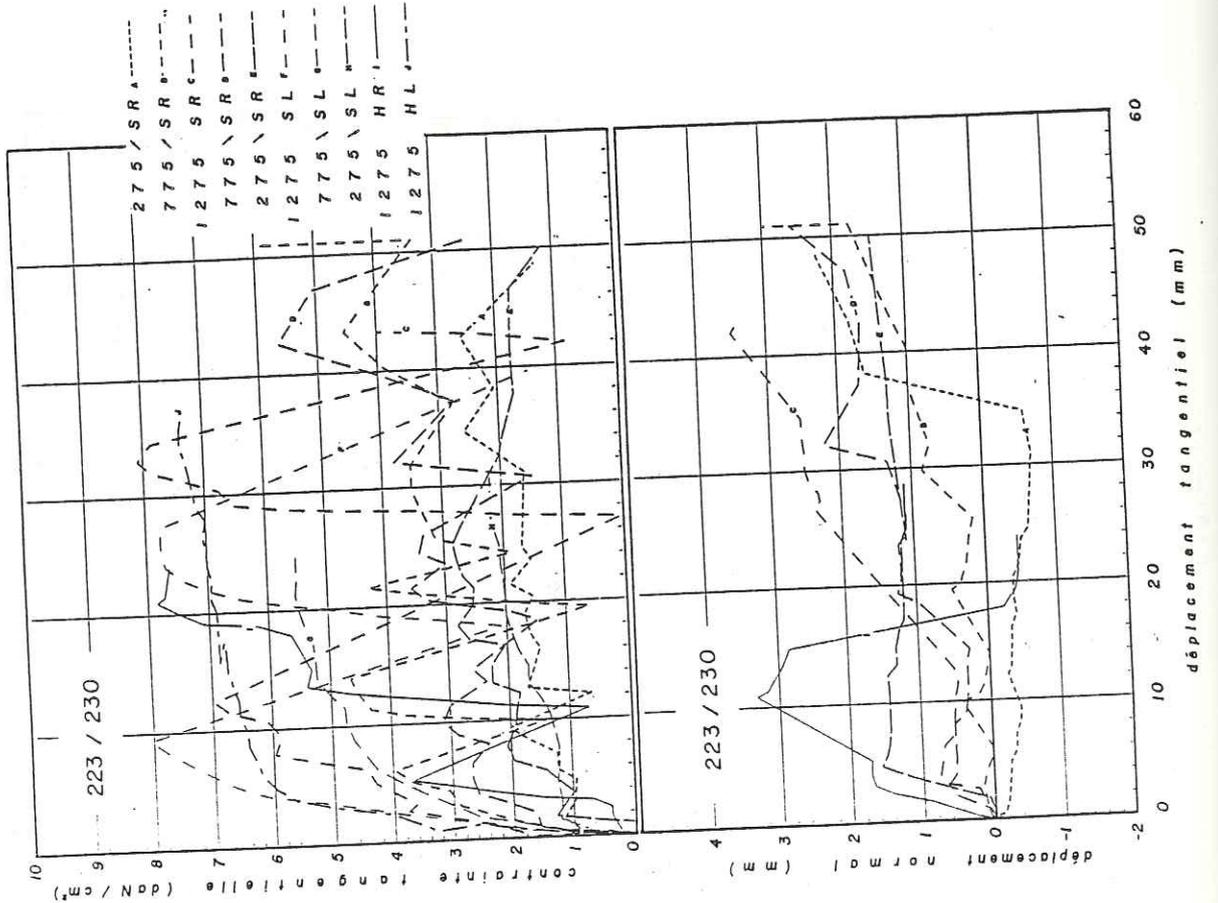


Fig. 8.15.

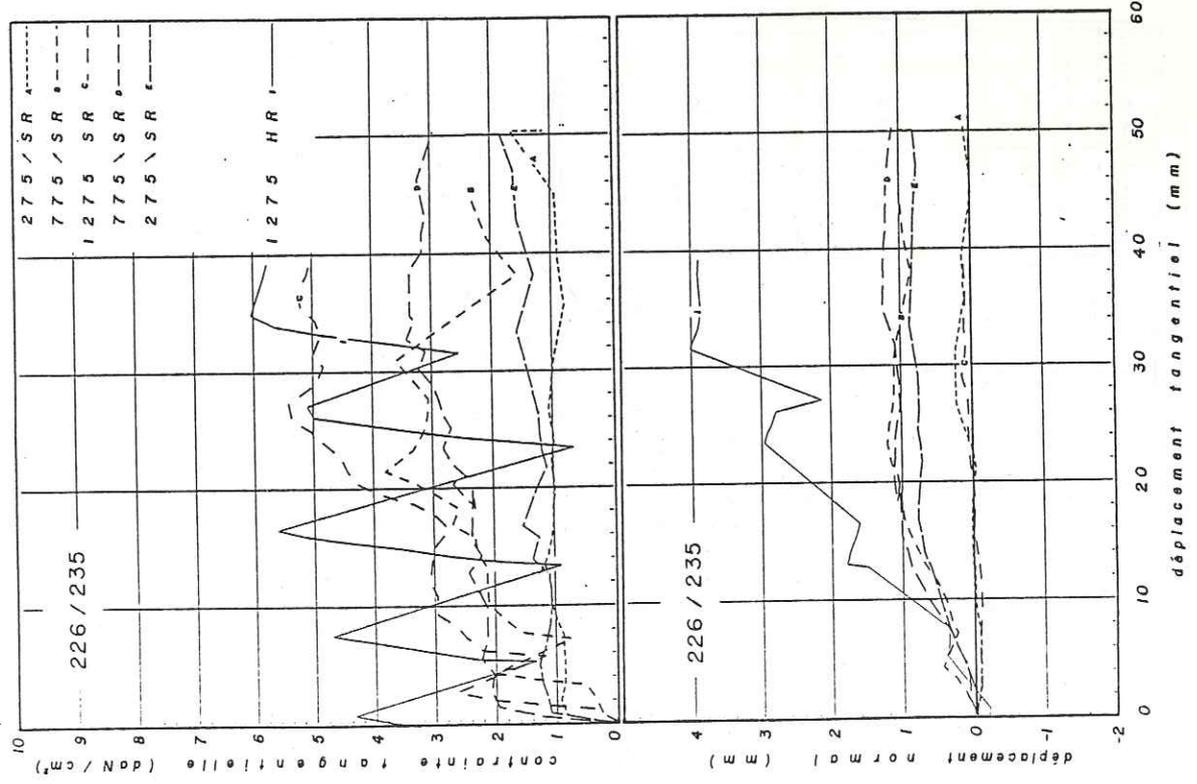
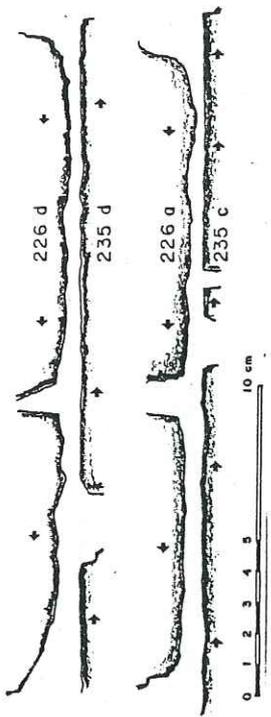


Fig. 8.17.

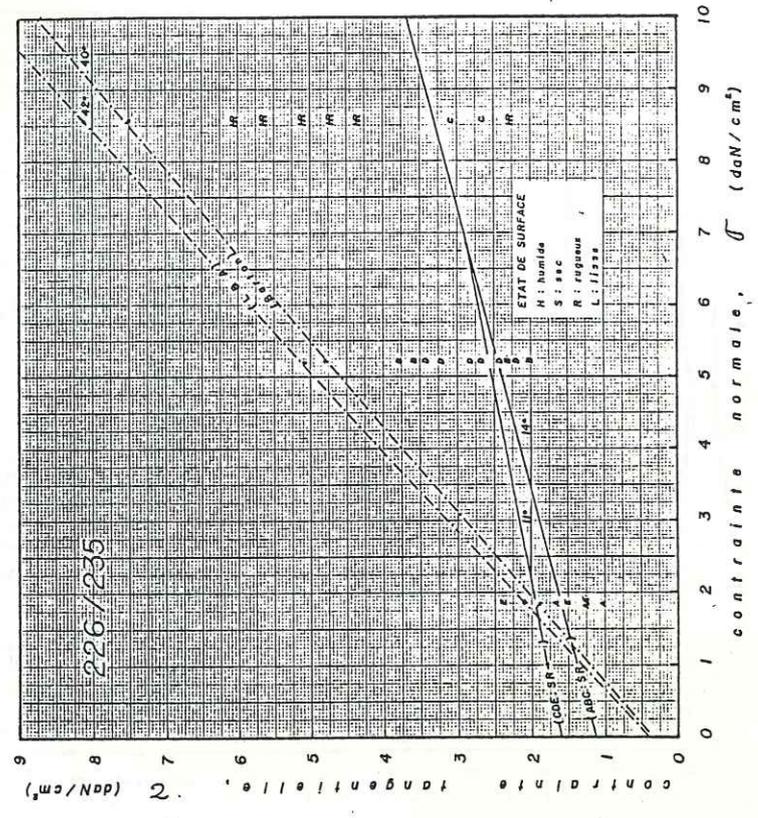


Fig. 8.18

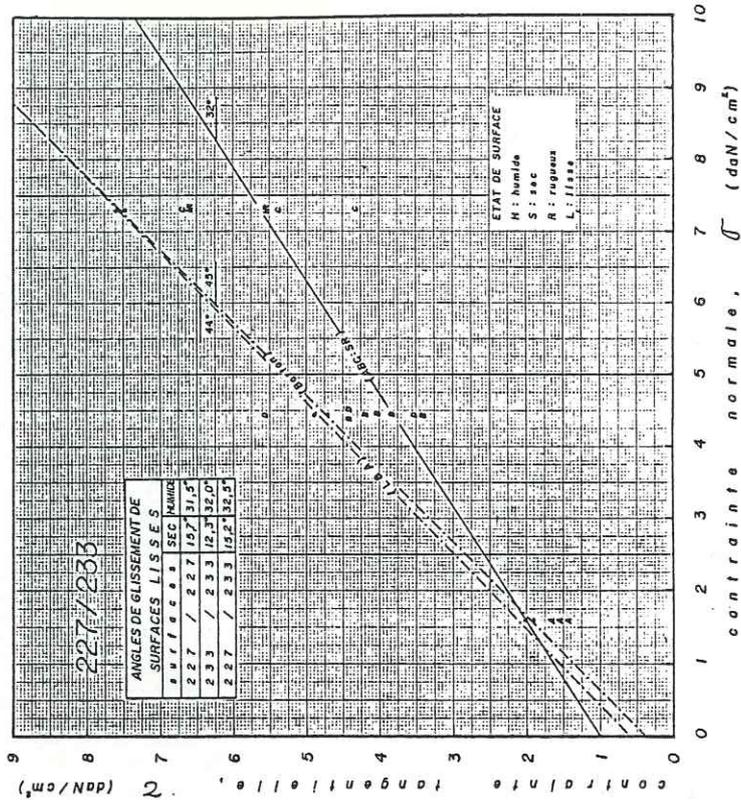
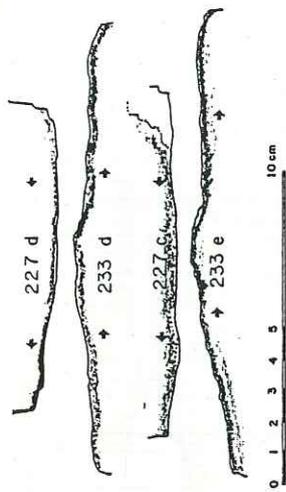


Fig.8.20.

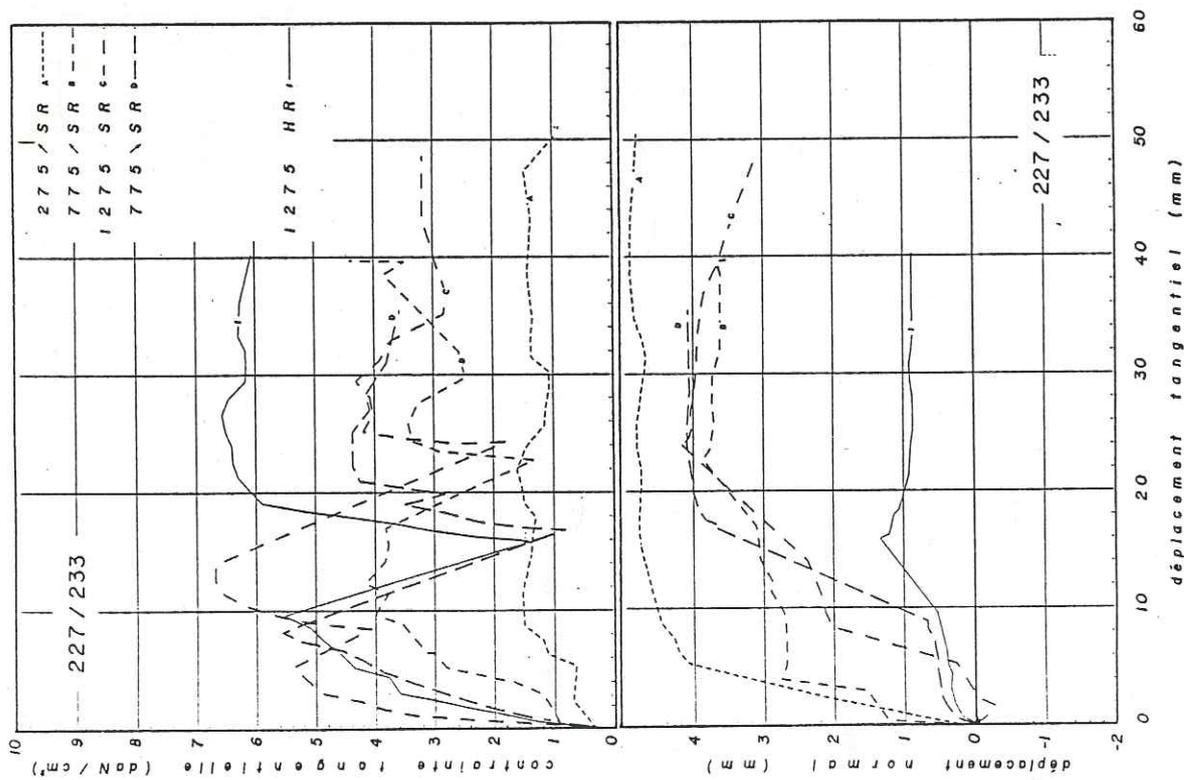


Fig.8.19.

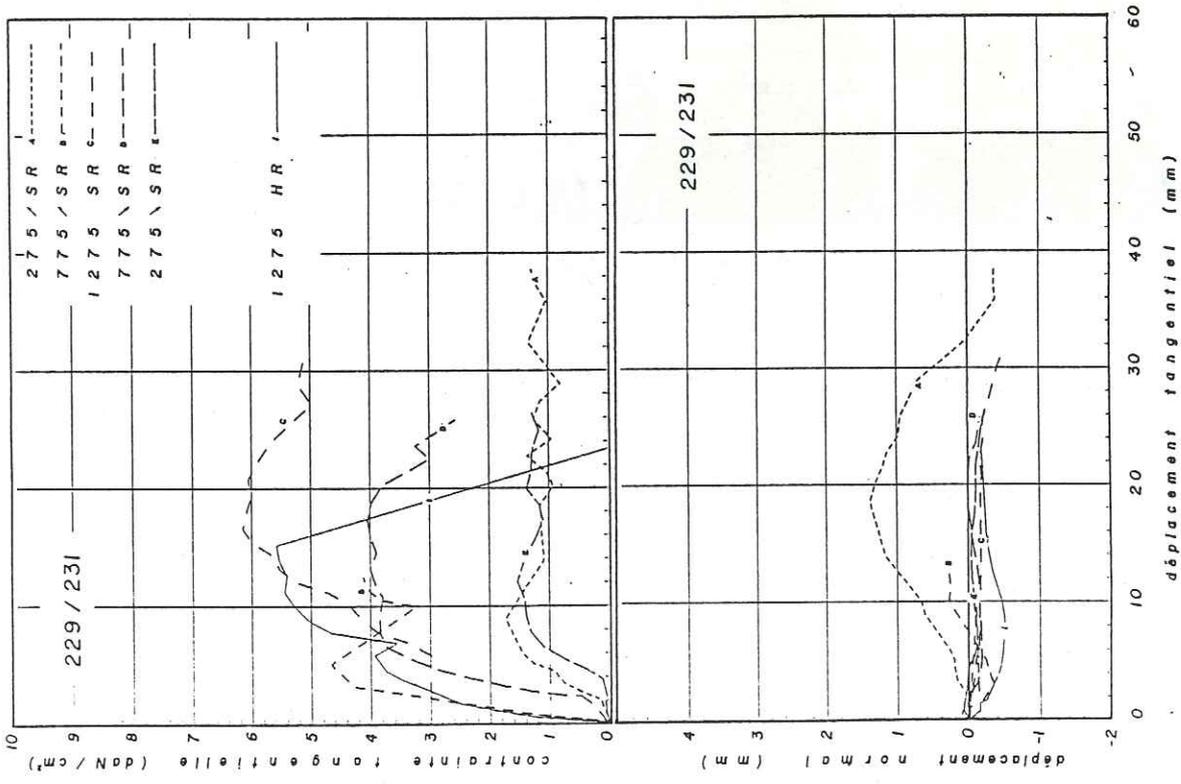
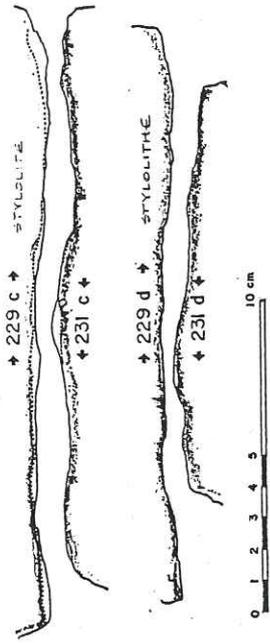


Fig. 8.21.

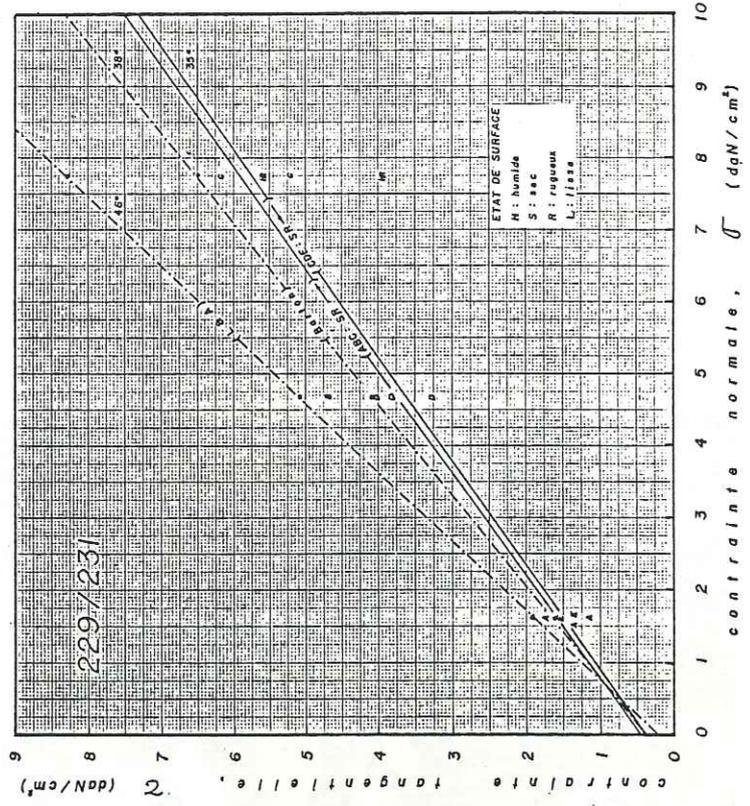
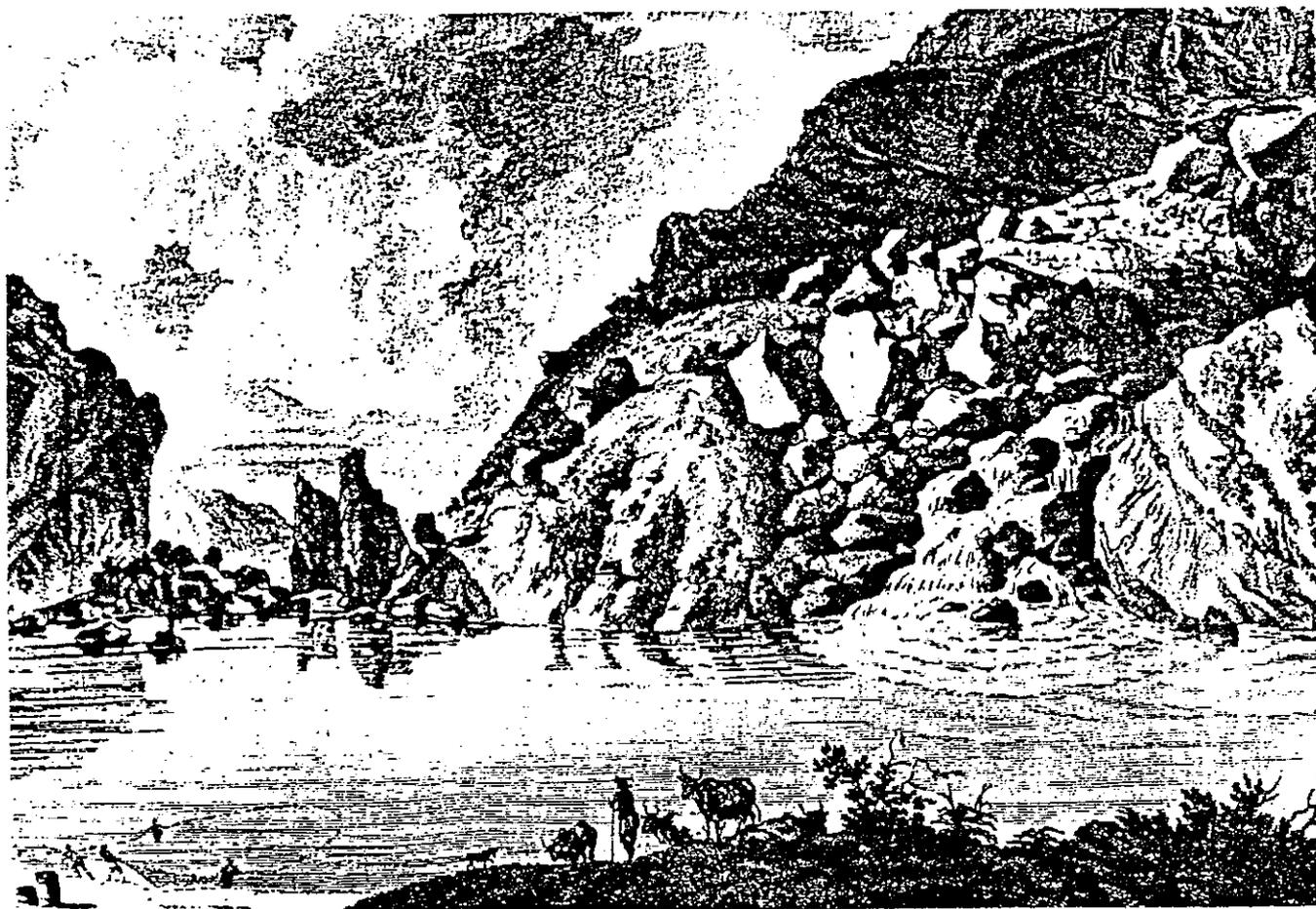


Fig. 8.22.

TROISIEME PARTIE :

ETUDE DU CLAPS-DE-LUC

( D r   m e )



*Dessin de Le May  
Gravure de François Née*

LE CLAPS ET LE PETIT LAC AU XVIII<sup>e</sup> S.

*(Cliché Combier, Mâcon)*

(illustr. tirée de Froment, 1983).

« .....c'est une ellipse  
  deux foyers. Les faits sont l'un,  
les idées sont l'autre. »

Victor Hugo

## 9. PRESENTATION ET GEOLOGIE DU CLAPS - DU - LUC

### 9.1. Présentation.

Le Claps-de-Luc est un écoulement historique qui a obstrué le lit de la Drôme 1,5 km au sud de Luc-en-Diois. Cet écoulement est insu des flancs du Pic-de-Luc, qui constitue l'obstacle majeur que doit franchir la Drôme avant d'atteindre le bassin de Die.

Structuralement, le site correspond à la terminaison périclinale occidentale du Synclinal de Lesches. Cette structure est typiquement, dans cette région où se superposent deux plissements succesifs (le premier grossièrement orienté E-W, et le deuxième N-S: voir p.ex. M. Lemoine, 1972), l'extrémité d'une organisation en "dômes et bassins" suivant le modèle 1 des structures d'interférences décrites par Ramsay (1967). (P. Vialon, communication personnelle).

Dans cette situation, on peut se poser la question de l'appartenance des fractures observées, à l'un ou à l'autre des deux épisodes de plissement. Ainsi l'alignement de La Drôme et celui de Beaumont-en-Diois de direction N45° coupant en diagonale le synclinal de Lesches, pourrait correspondre à un système de fractures conjuguées, liées à ce plissement E-W, mais ces formations sont reprises par la déformation ultérieure, et il est difficile d'en préciser l'âge exact.

La quasi totalité des flancs élevés du Synclinal de Lesches, sont constitués par les gros bancs calcaires du Tithonique qui, dans la zone qui nous intéresse, sont constitués par des pseudo-conglomérats engendrés par des glissements sous-marins synsédimentaires (fig.9.1).

C'est aux environs de 1442, que presque 2 millions de m<sup>3</sup> de l'assise tithonique supérieure et massive du Pic-de-Luc, qui barrait le passage de La Drôme, se détachèrent du versant et glissèrent sur la surface de stratification qui les supportait (fig.9.2). L'assise se disloqua en blocs très volumineux qui comblèrent le lit du torrent et s'amoncelèrent en chaos de part et d'autre d'un éperon de la même formation, resté en place et encore visible, appelé aujourd'hui Le Pigeonnier (Froment, 1983), dont il sera question plus tard (figs.9.3 et 9.4).

Les interprétations passées de ce cataclysme font toutes appel à un séisme, mais il n'existe aucune évidence objective pour cette hypothèse. La méconnaissance de la date précise du glissement, rend hypothétique la détermination des conditions météorologiques.



Fig.9.1. Copie (échelle 1/100.000) de la zone NW de la carte géologique de Luc-en-Diois, qui montre la terminaison périclinale du Synclinal de Lesches, couronné par les dalles calcaires du Tithonique (j9-8b), ainsi que le tracé de La Drôme et le Pic-de-Luc (IGN-BRGM 1970).

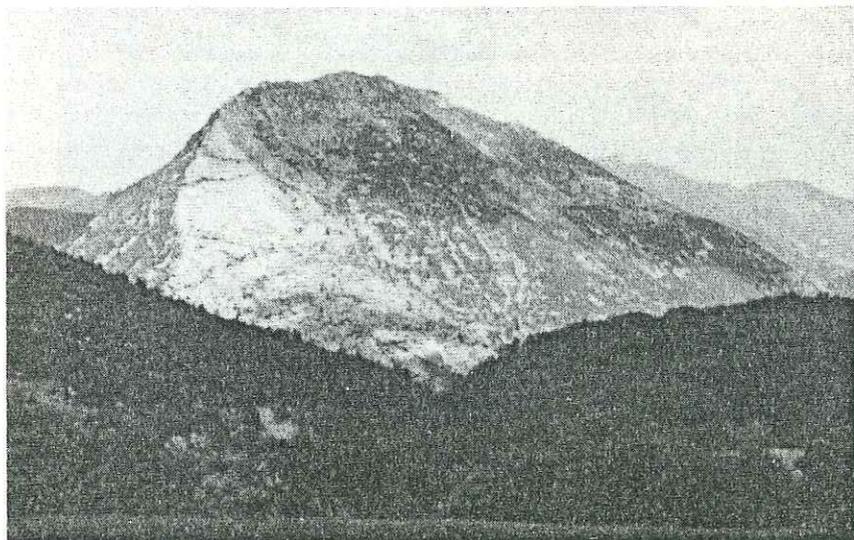


Fig.9.2. Le Pic-de-Luc vu de la Montagne de Salles. A gauche, surface de glissement et sommet du «Claps-de-Luc».

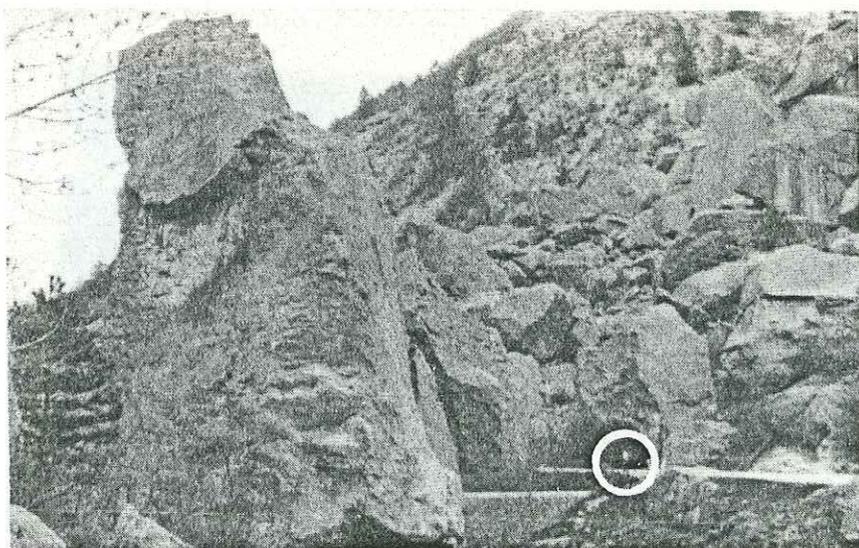


Fig.9.3. Blocs décimétrique constituant «Le Claps». L'échelle est donnée par la personne qui marche sur la route.

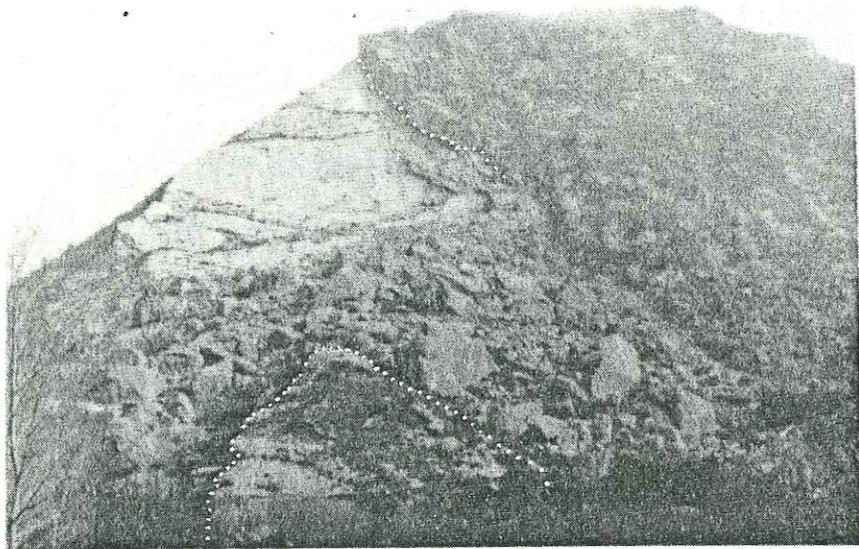


Fig.9.4. La surface de glissement, «Le Claps», et «Le Pigeonnier».

Il faut noter par ailleurs que, les débris du glissement barrèrent la rivière en deux points (l'entrée et la sortie de la zone constituant l'obstacle précédemment mentionné), en donnant naissance à deux lacs; un premier barrage, à hauteur de l'actuel Saut de la Drôme, fut à l'origine du Grand Lac, qui allait s'étendre sur 5km en amont; le deuxième, à 300m en aval et de 30m moins élevé, forma le Petit Lac, qui remplissait la zone entre les deux barrages.

Les argiles lacustres déposées sur le fond des lacs dès leur formation jusqu'à 1787, date à laquelle les Chartreux ont commencé l'assèchement des bassins, atteignent environ 70m au Grand Lac et 35m au Petit Lac (Barbier, 1959) (fig.9.5).

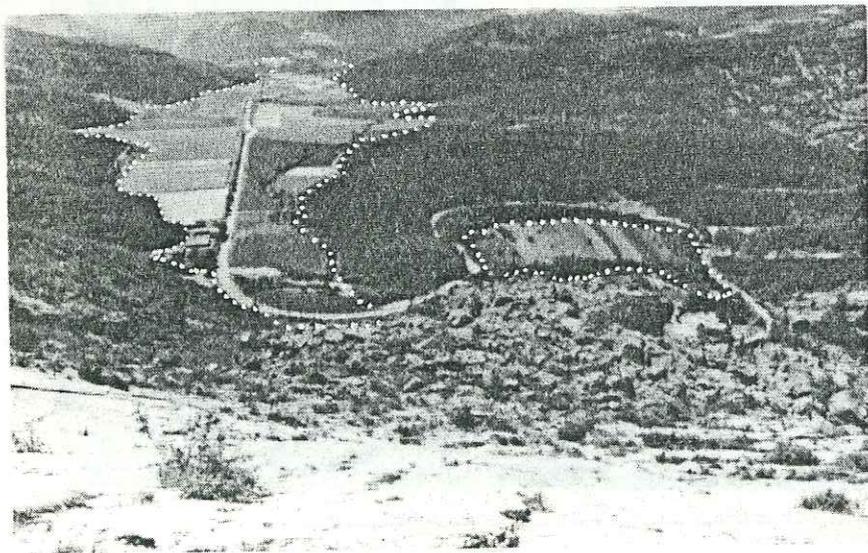


Fig.9.5. Les plaines laissées par les dépôts des sédiments du «Grand Lac» à gauche, et du «Petit Lac» à droite, vues de la surface de glissement. Noter que le Pic-de-Luc constitue un obstacle à la vallée rectiligne de La Drôme.

## 9.2 Géologie du Site

La région étudiée se situe dans le domaine vocontien, près de sa limite nord. En fait, les couches qui nous intéressent au Pic-de-Luc, correspondent à un dépôt de talus sous-marin sur une zone inclinée vers le Sud (glissements synsédimentaires, importantes variations d'épaisseur, etc.), réactivé par les effets de la tectonique alpine (figs.9.6, 9.7 et 9.8).

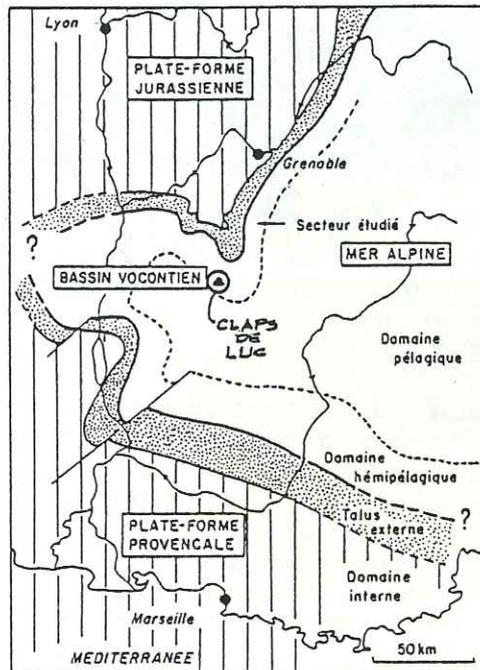


Fig.9.6. Carte paléogéographique schématique du SE de la France à la fin du Barrémien, montrant la situation du «Claps». (d'après Arnaud, 1981).

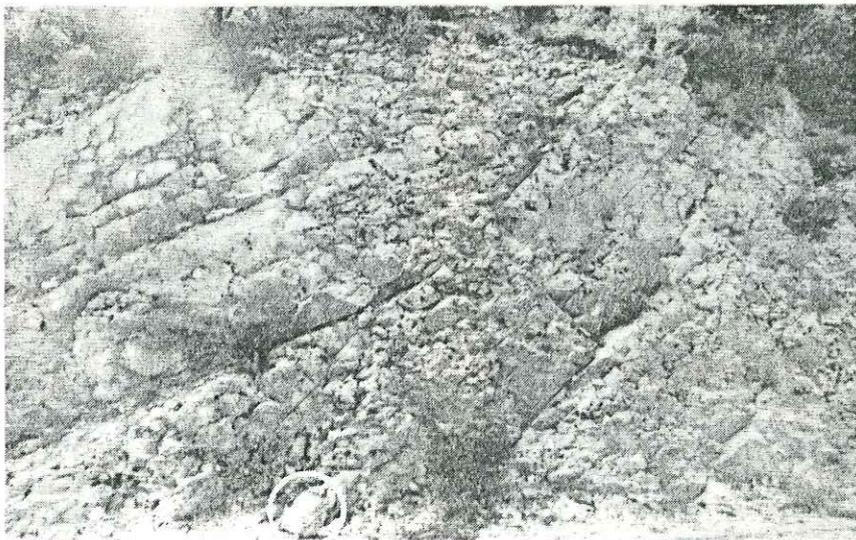


Fig.9.7. Couches calcaires à interlits marneux, du Rauracien, ayant subi un glissement synsédimentaire. Le Sud est à gauche. Pour l'échelle, voir le sac à dos en bas.

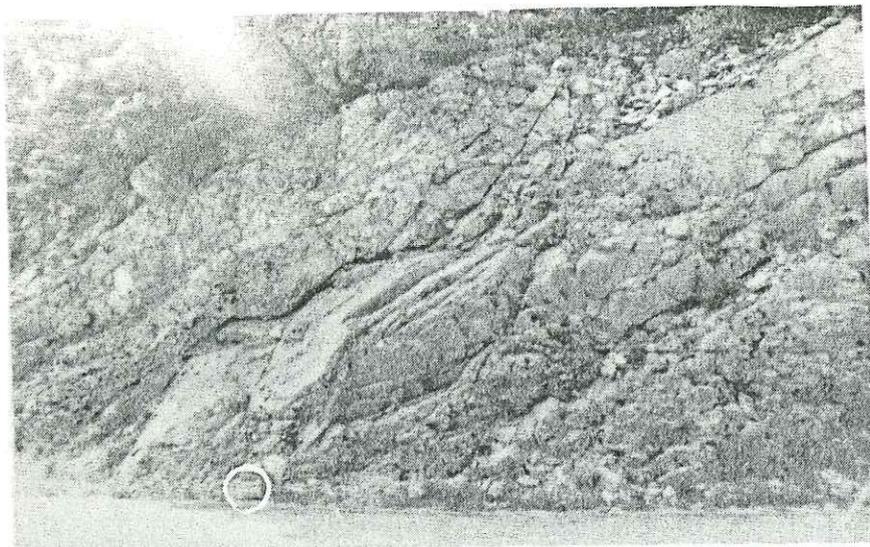


Fig.9.8. Couches calcaires du Rauracien ayant subi des glissements synsédimentaires. Le Sud est à gauche. Pour l'échelle voir sac à dos au pied.

La forte activité tectonique subie par ce secteur pendant tout le cycle alpin, a engendré d'importants glissements par flexion, dont témoignent les stries trouvées sur les surfaces de stratification de différentes couches, notamment au niveau de la surface de glissement du «Claps»; ce dernier fait est tout à fait compréhensible si l'on considère l'épaisseur et la rigidité relatives des dalles calcaires du Tithonique (fig.9.9). L'analyse des éléments géologiques nous permet de conclure que les déformations de cette zone se sont produites dans un niveau structural supérieur.

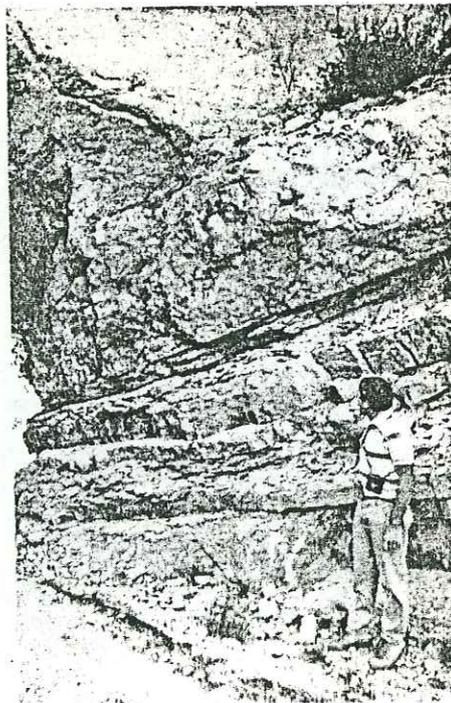
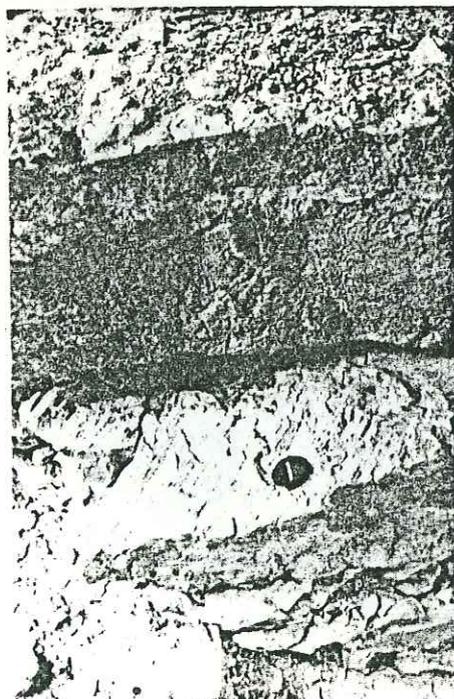


Fig.9.9. Stries sur une couche au niveau de la surface de glissement du «Claps», trouvées dans le tunnel situé au SE du Pic-de-Luc.

L'affaiblissement de la résistance au frottement entre les différentes couches, conséquence des glissements par flexion, a facilité l'occurrence d'autres glissements sur des plans de stratification, que l'on peut voir du côté est du Pic-de-Luc, dans les calcaires massifs du Séquanien (fig.9.10).



Fig.9.10. Glissement banc sur banc entre deux couches de calcaire massif du Séquanien (Est du Pic-de-Luc). Ici le contact entre les deux dalles ne présente pas d'argile, bien qu'il y en ait quelques mètres plus bas (vers le Sud). La surface a une direction  $N37^\circ$  et un pendage de  $34^\circ$  vers le Sud.

D'autre part, le fait que le Pic-de-Luc soit à la limite d'une zone periclinale complique davantage le système de fractures, qui finit par présenter, outre le réseau caractéristique du site, des discontinuités et des déformations qui ne correspondent à aucun système précis.

Dans cette région on trouve bien les caractéristiques principales de la tectonique vocontienne: d'une part les plis E-W, d'autre part de grandes fractures, les unes méridiennes, les autres d'orientation NW-SE, postérieures aux plis (Notice explicative de la carte géologique 1/50000 de Luc-en-Diois).

Les logs stratigraphiques des couches proches à la surface de glissement en quatre sites: le flanc est du Pic-de-Luc, la surface de glissement elle-même, le Pigeonnier, et la falaise opposée au «Claps» sur la rive gauche de La Drôme sont présentés dans les figures 9.11 et 9.12.

En nous basant sur la colonne stratigraphique (fig.9.11), nous avons établie la carte géologique du Pic-de-Luc (figure 9.13), et une carte de la surface de glissement (figure 9.14), où nous avons reporté les mesures (direction et pendage) effectuées à son niveau. Ces mesures se répartissent au-dessus et au-dessous d'une importante irrégularité de la dite surface, qui la traverse en direction  $N74^\circ$ , just au niveau de la partie haute de la masse glissée.

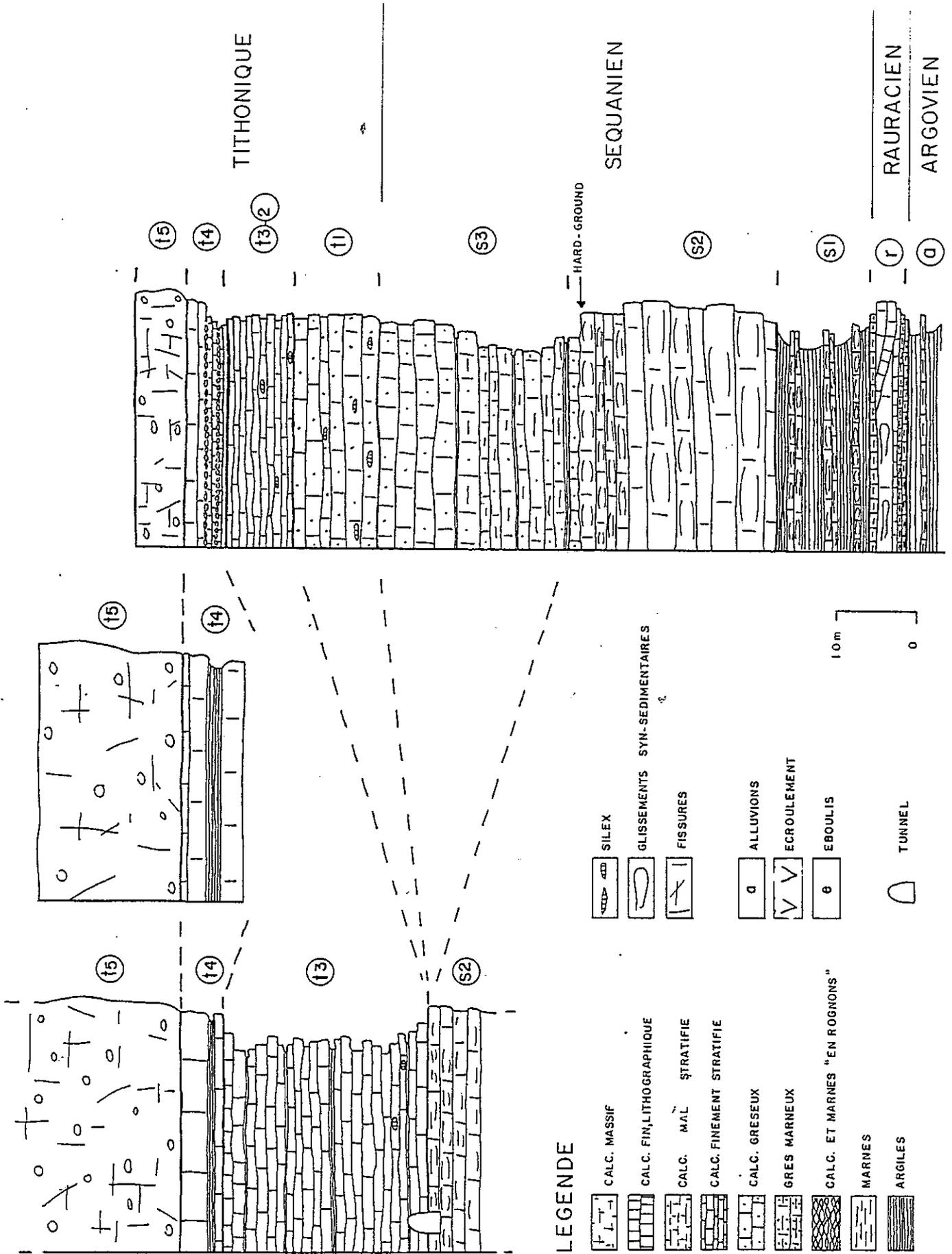


Fig.9.11. Colonnes stratigraphiques des formations constituant le Pic-de-Luc.

S.E PIC DE LUC  
(tunnel vers Miscon)

LE CLAPS

MONTAGNE DE SALLES  
(tunnel du chemin de fer)

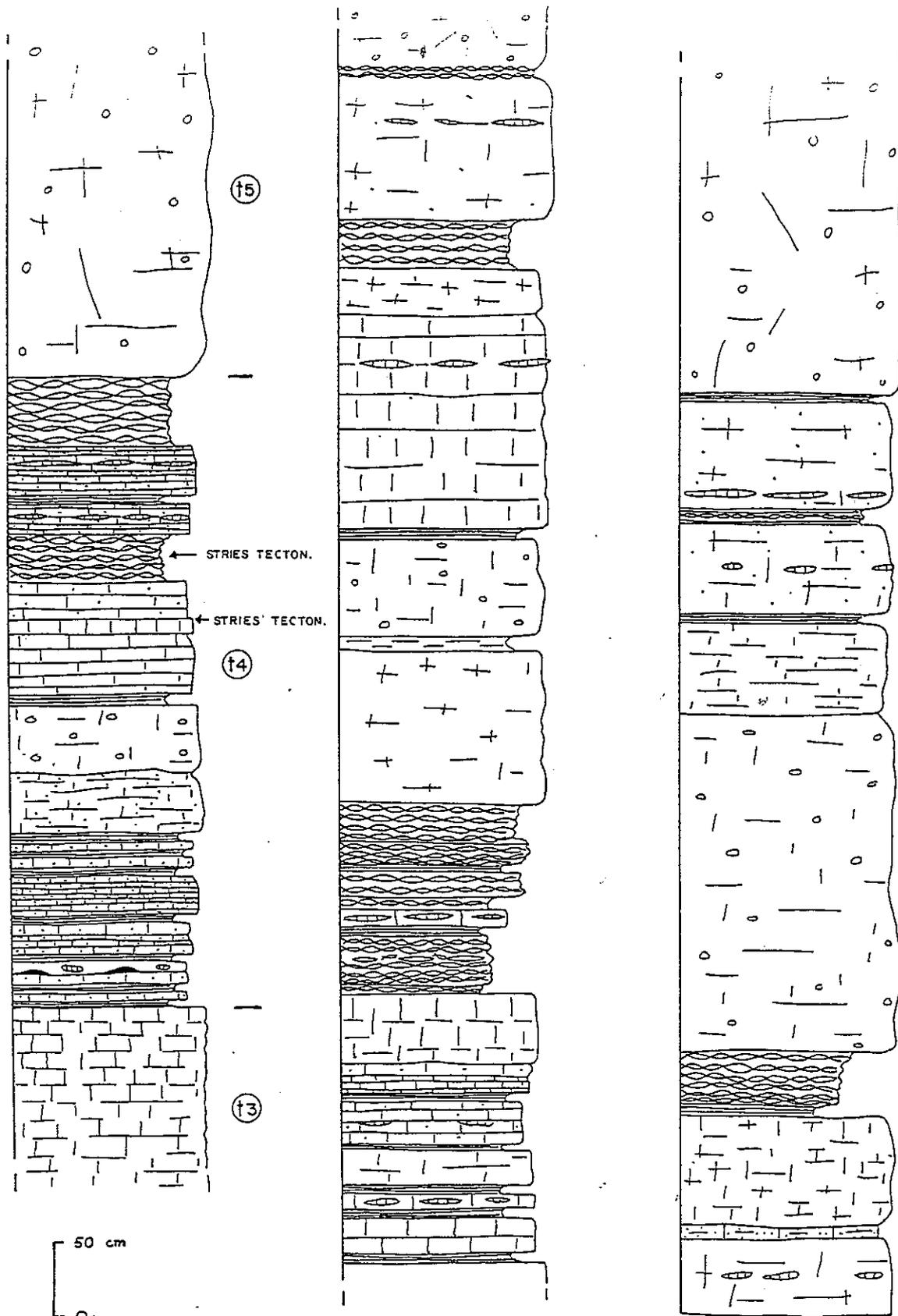


Fig.9.12. Colonnes stratigraphiques détaillées des couches proches à la surface de glissement.

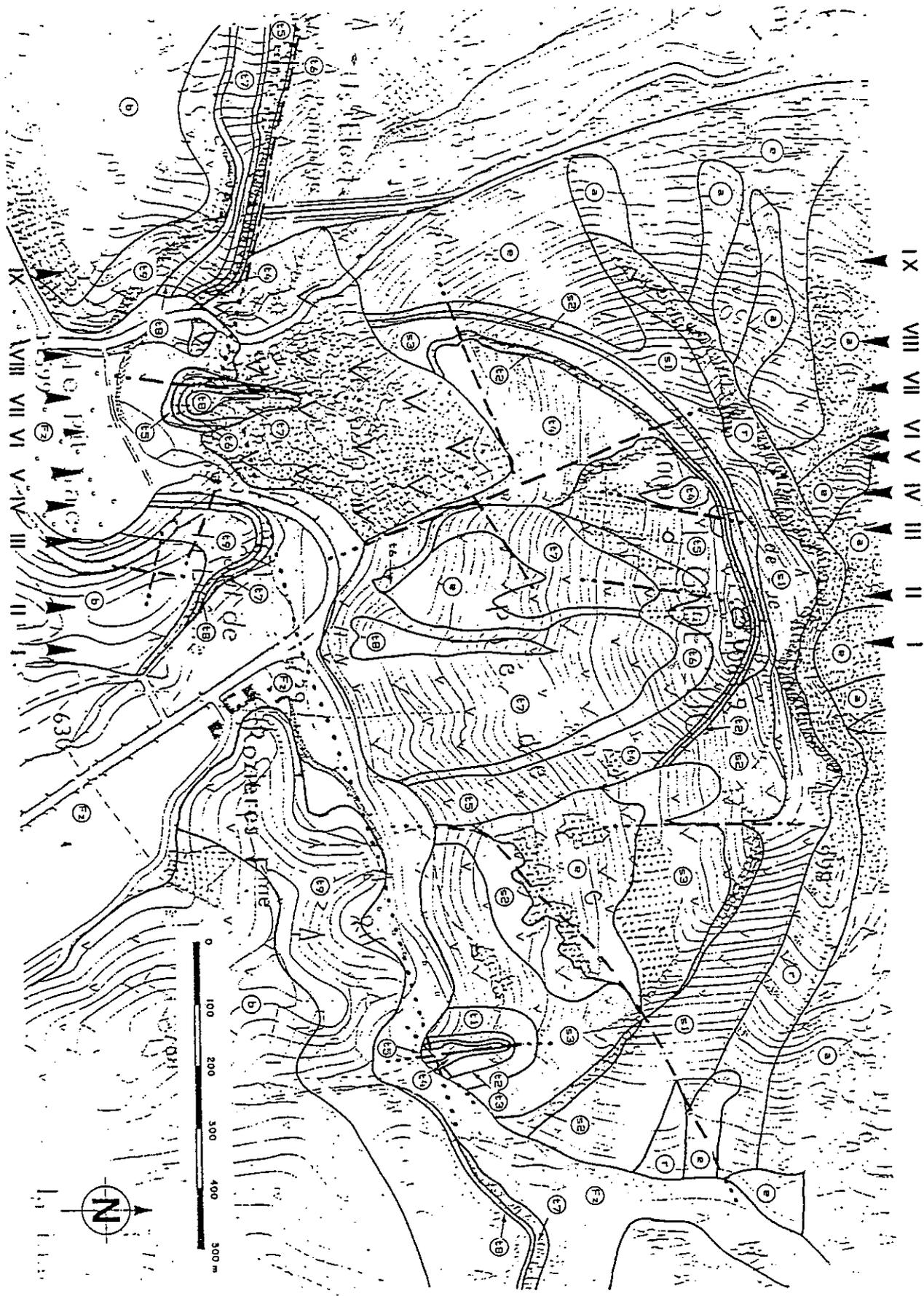


Fig.9.13. Carte Géologique du Pic-de-Luc.

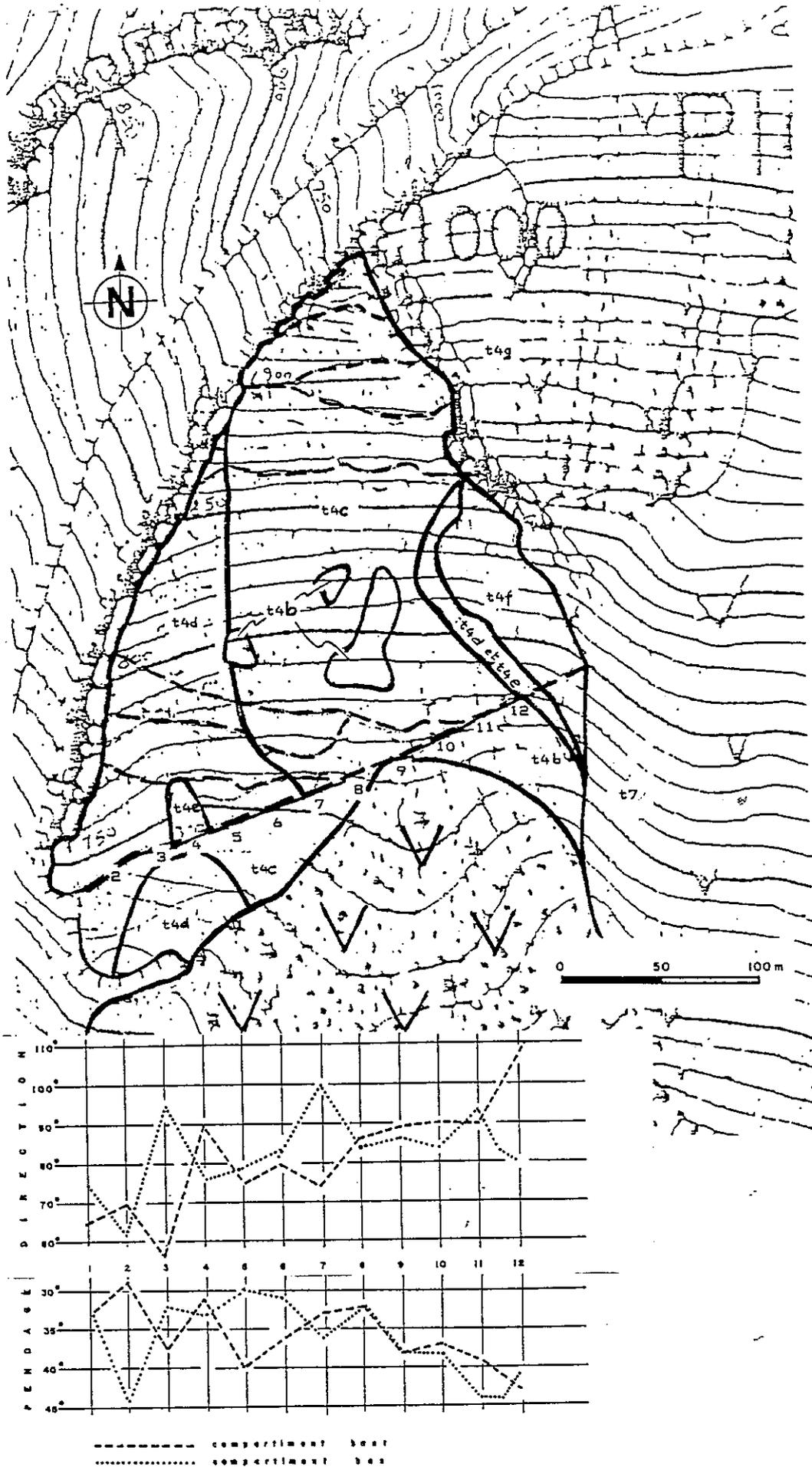


Fig.9.14. Carte Géologique de la Surface de Glissement.

## 10. RECONSTITUTION DE LA TOPOGRAPHIE AVANT LE GLISSEMENT.

Deux éléments sont à la base de la reconstitution de la topographie du Pic-de-Luc avant le «Claps»: la Drôme et le Pigeonnier.

Pour ce qui concerne la Drôme, on doit déduire si elle passait au Nord ou au Sud du Pigeonnier; pour ce dernier, on se demande s'il est en place, et même, s'il n'appartient pas à l'écroulement.

Pour la reconstitution topographique du site nous avons pris comme données de base:

- a) l'influence de la géologie sur le profil de la Drôme dès sa naissance jusqu'au Pic-de-Luc,
- b) la profondeur des dépôts argileux au centre du Grand Lac,
- c) la géologie et la morphologie du site.

Pour ce faire le Pigeonnier a joué un rôle fondamental, du fait qu'il déterminait la position de la Drôme lors du glissement. Il est à remarquer que sa situation et l'orientation de sa stratification ne s'accordent pas toujours très bien avec les autres données géologiques.

Le Pigeonnier se trouve sur le tracé possible d'une discontinuité, qui longerait les falaises à regard Nord que dessinent les dalles tithoniques au SE et au SW du Pic-de-Luc (figs. 10.1 et 10.2). Toutefois, on peut remarquer dès à présent qu'il ne paraît pas faillé, d'où l'hypothèse supplémentaire qu'il aurait subi un déplacement horizontal.

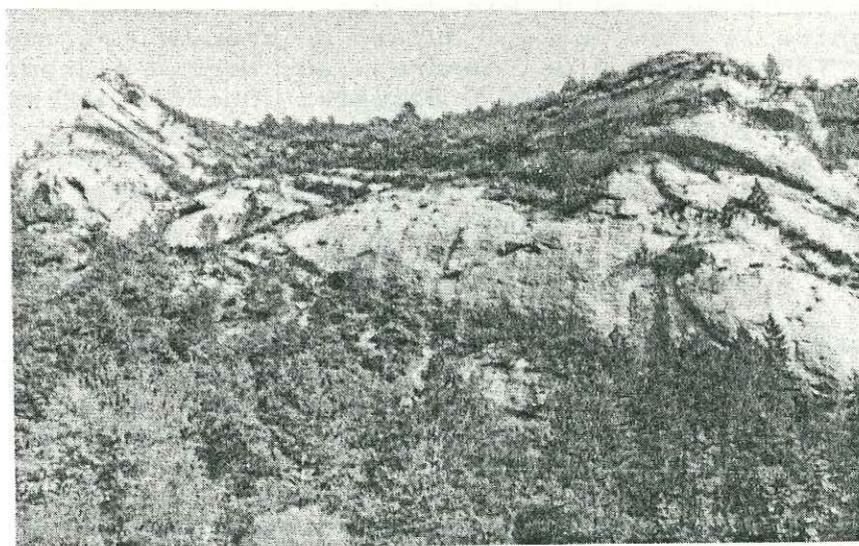


Fig.10.1. Falaise des dalles calcaires du Tithonique sur la rive gauche du Rif, au SE du Pic-de-Luc.

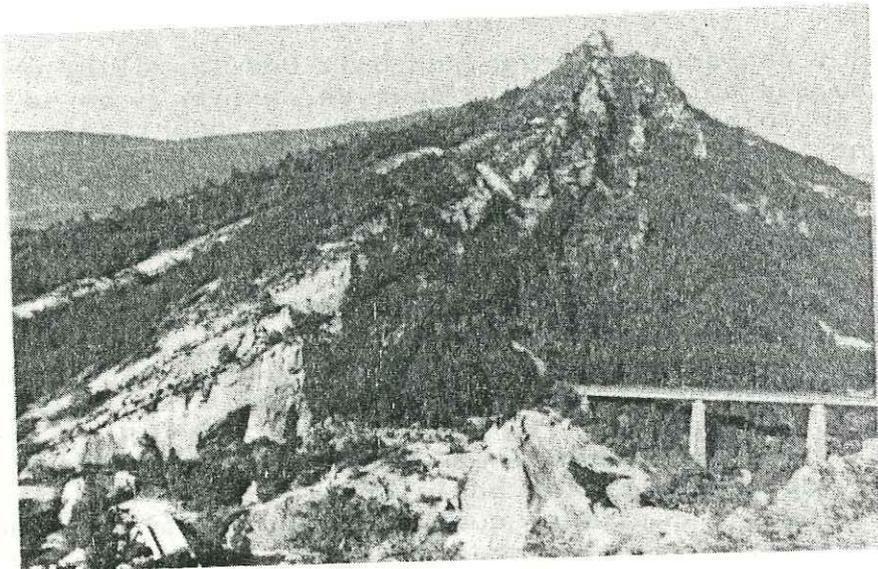


Fig.10.2. Falaise opposée au «Claps», sur la rive gauche de La Drôme.

D'ailleurs, on voit mal pourquoi le Rif, ruisseau peu important que coule au pied du Pic-de-Luc pour rejoindre la Drôme où elle rencontre le Pic, et qui aurait pu trouver une sortie à travers des formations plus tendres au Nord, a choisi la formation la plus massive pour y écouler; quoique on en peut trouver une explication banale, on peut aussi se demander s'il suit une cassure. Or s'il s'agissait d'une faille de compression, celle-ci permettrait d'expliquer certains décalages apparents des couches entre les deux rives du Rif.

D'autre part, lorsque nous avons essayé de trouver l'équation d'un plan représentant la surface de glissement, qui aurait contenu les points où nous l'avons vu et mesuré, autant sur la falaise opposée au «Claps» (fig.10.2) que sur «Le Pigeonnier» (fig.10.3), les résultats ont été fort contradictoires; cependant il faut dire que en s'agissant d'une zone périclinale très déformée, ces résultats ne sont pas suffisants pour affirmer que le Pigeonnier n'est pas en place, et en outre il faut considérer que la géométrie ne cadre que très rarement avec les données de terrain.

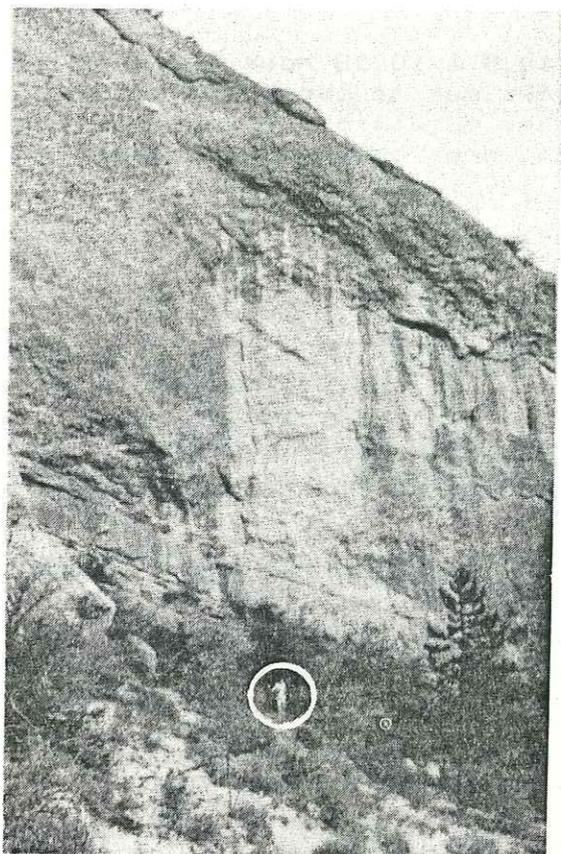


Fig.10.3. Falaise (N10° vert.) à regard ouest du «Pigeonnier». L'épaisseur de l'assise supérieure est de 17m.

On a donc finalement, à partir des données disponibles, établi deux passages possibles de la Drôme (fig.10.4): le premier au sud du Pigeonnier, sur un tracé semblable à l'actuel; le deuxième plus au Nord, coïncide avec la ligne de falaises à regard nord des rives gauches du Rif et de la Drôme.

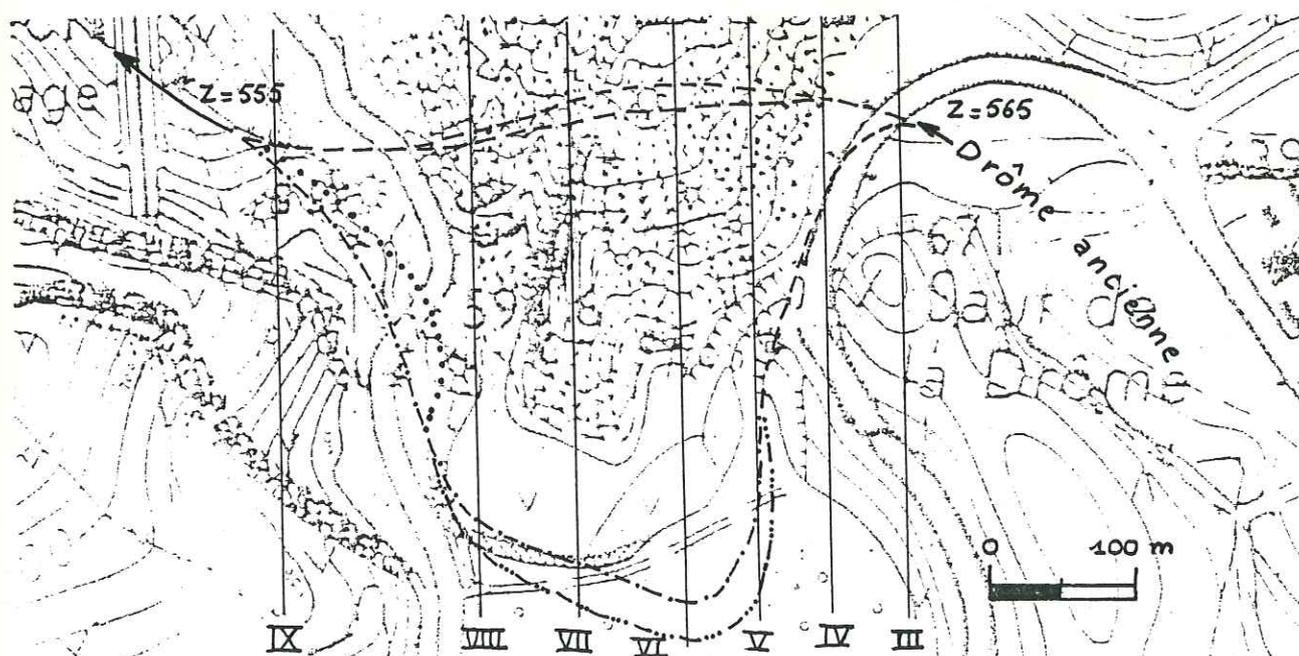


Fig.10.4. Tracés possibles du lit de la Drôme au pied du Pic-de-Luc.

Dans les figures 10.5 à 10.13 nous présentons des coupes des sections I à IX (repérés sur la carte géologique, fig.9.13), qui montrent, en plus des conditions actuelles, celles supposées avant le glissement, pour chacun des tracés possibles de La Drôme.

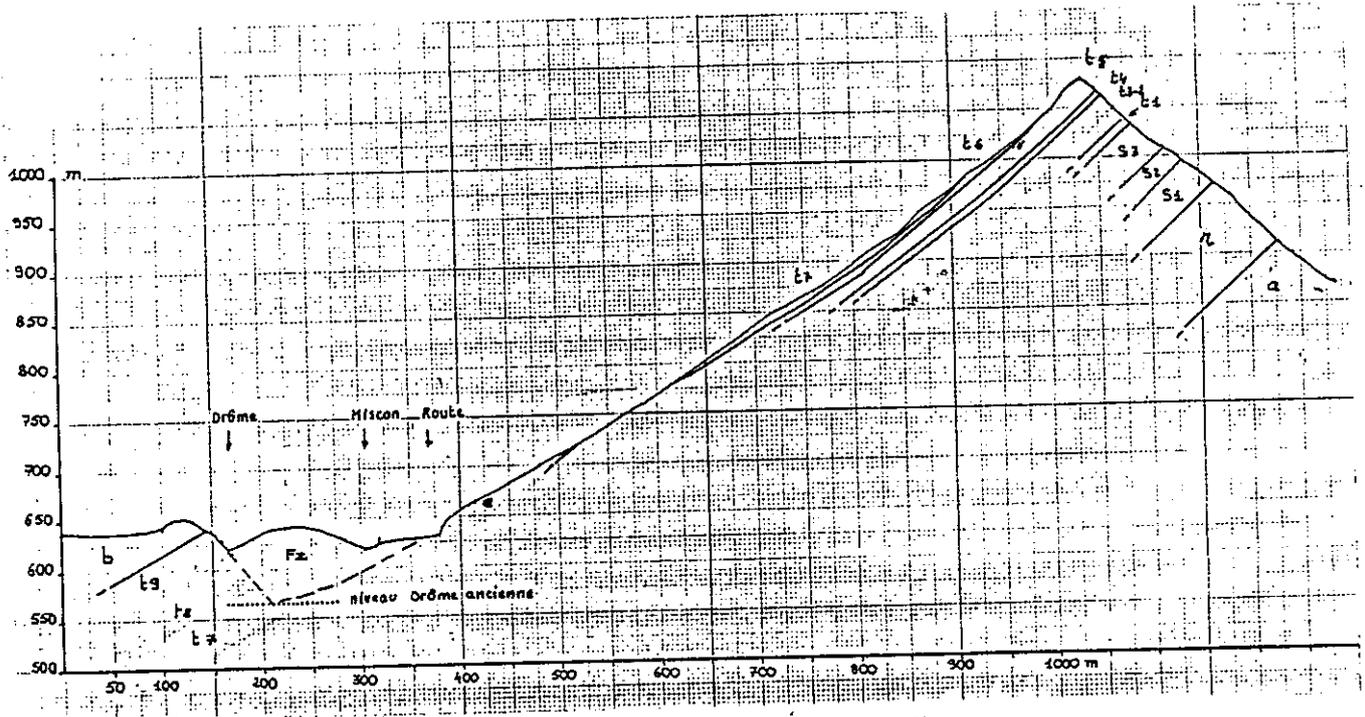


Fig.10.5. Coupe géologique de la section I.

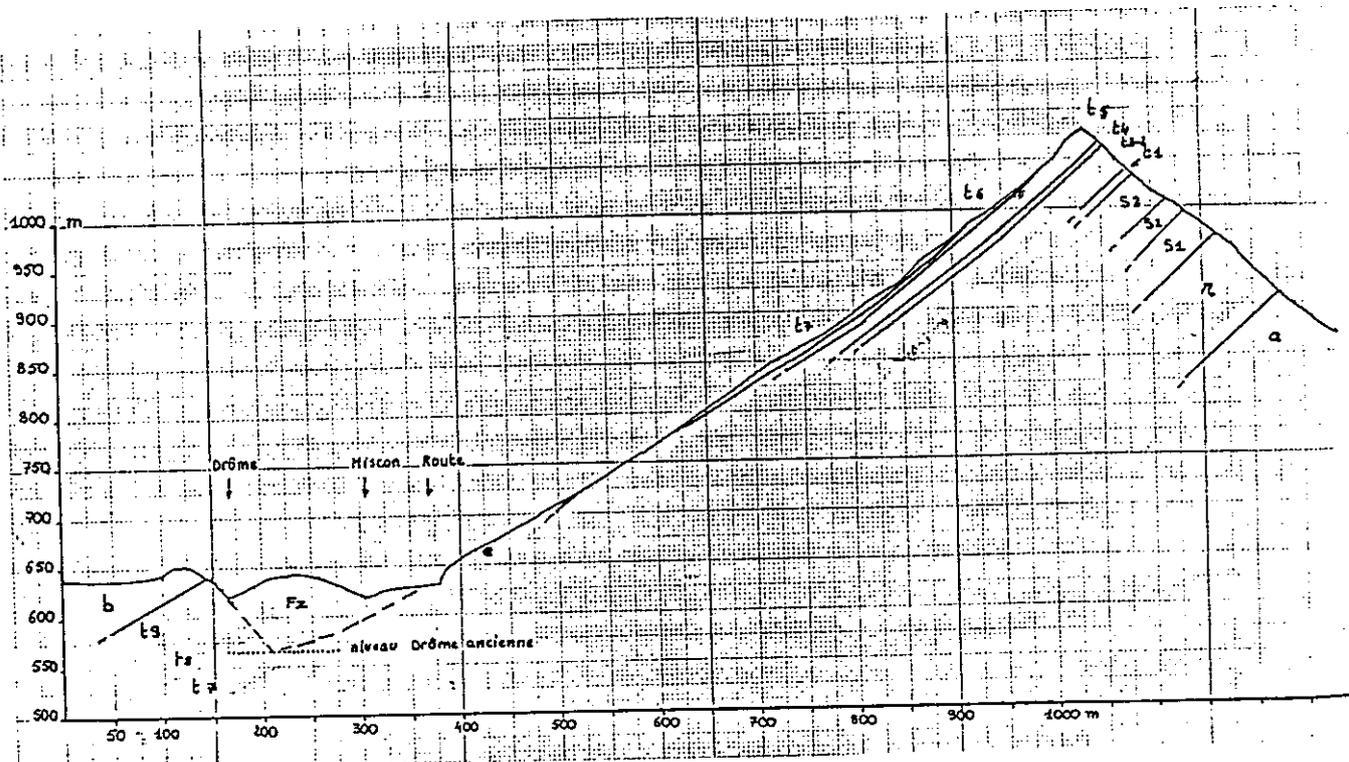


Fig.10.6. Coupe géologique de la section II.

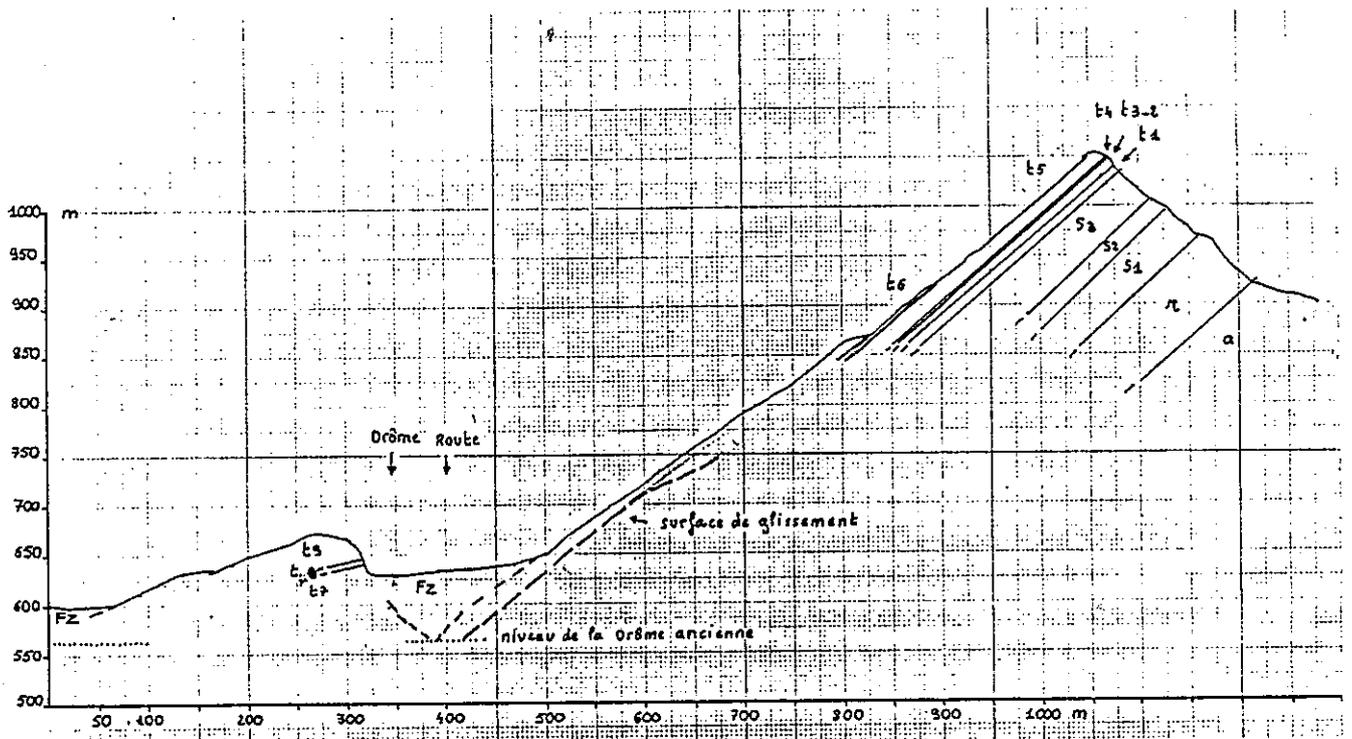


Fig.10.7. Coupe géologique de la section III.

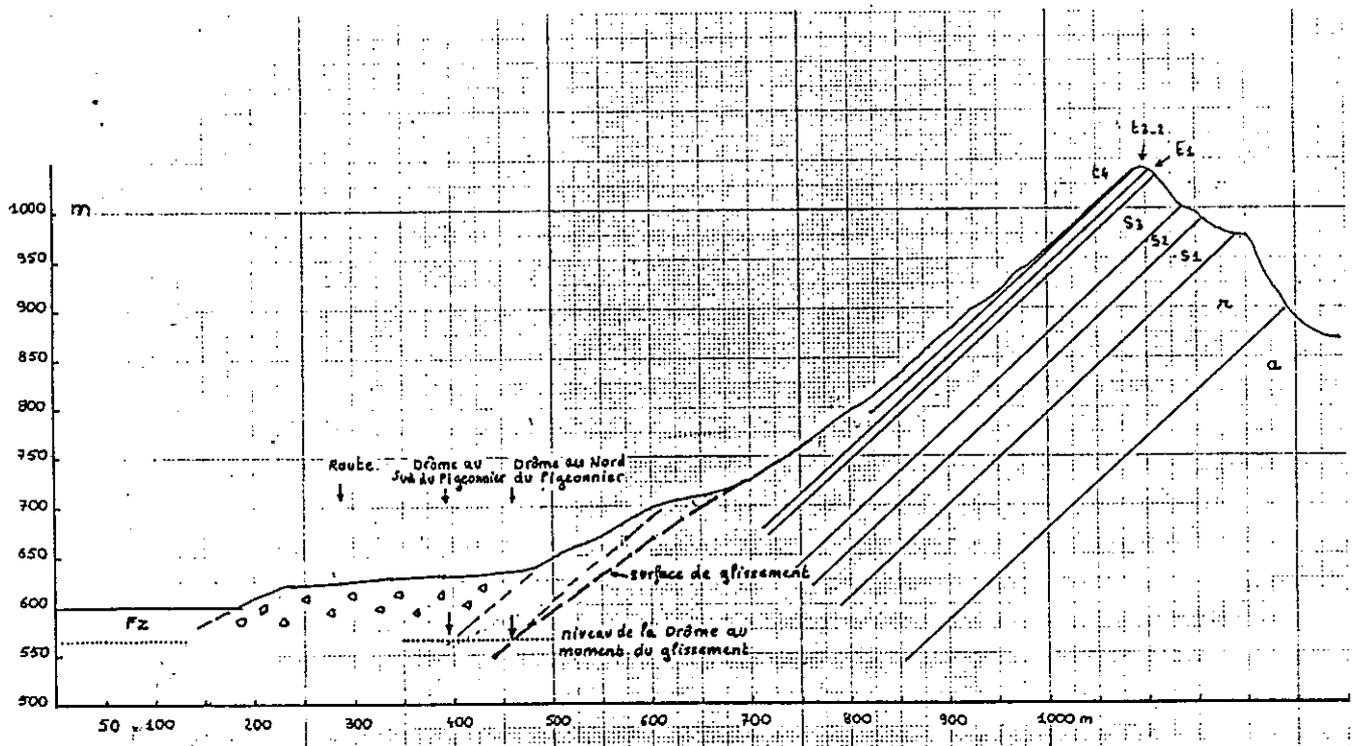


Fig.10.8. Coupe géologique de la section IV.

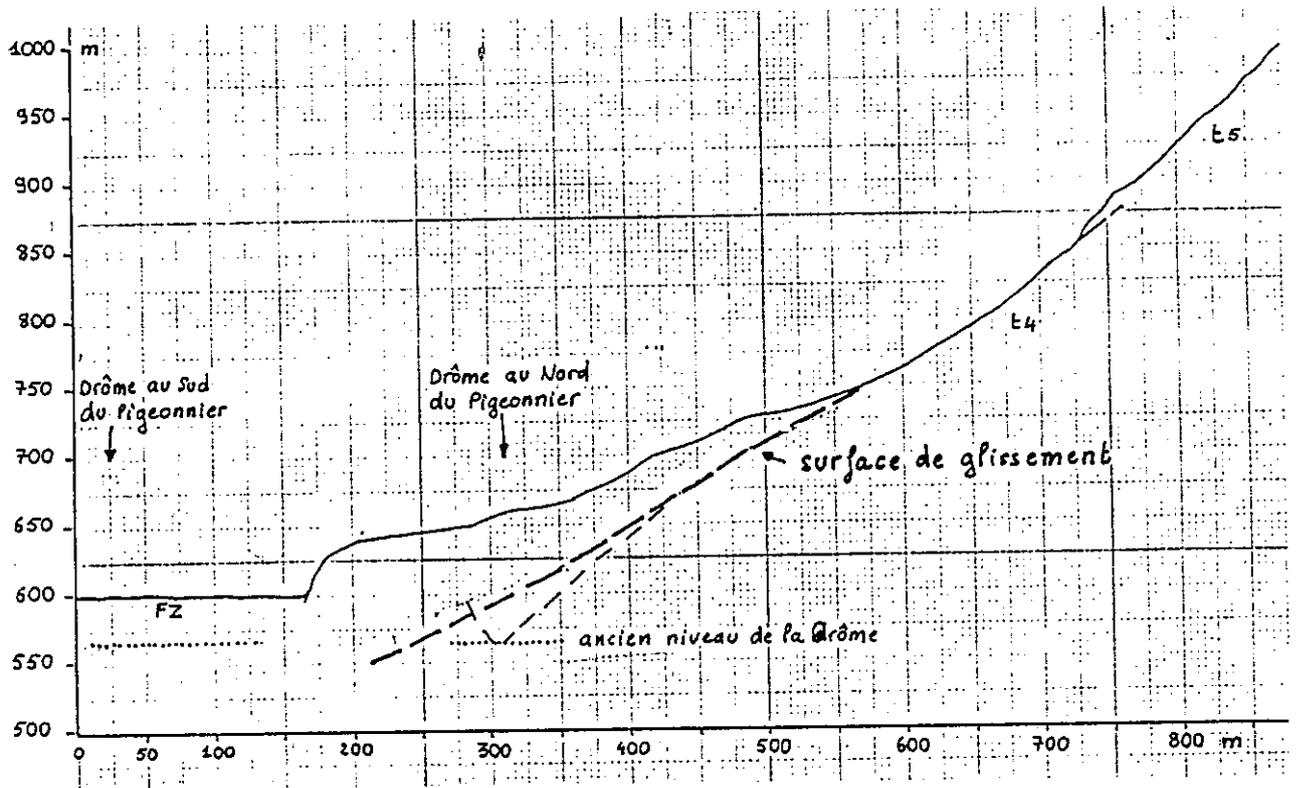


Fig.10.9. Coupe géologique de la section V.

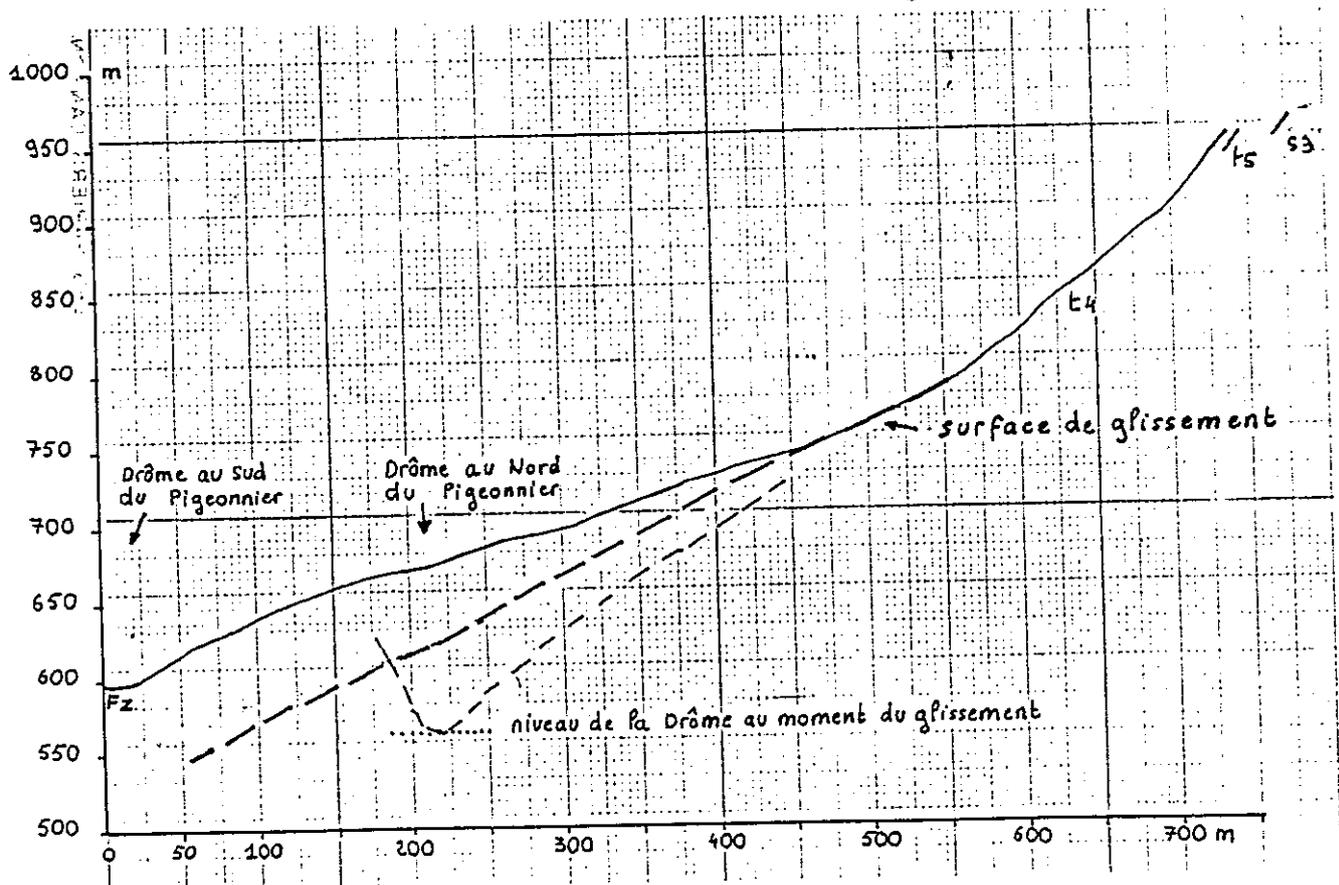


Fig.10.10. Coupe géologique de la section VI.

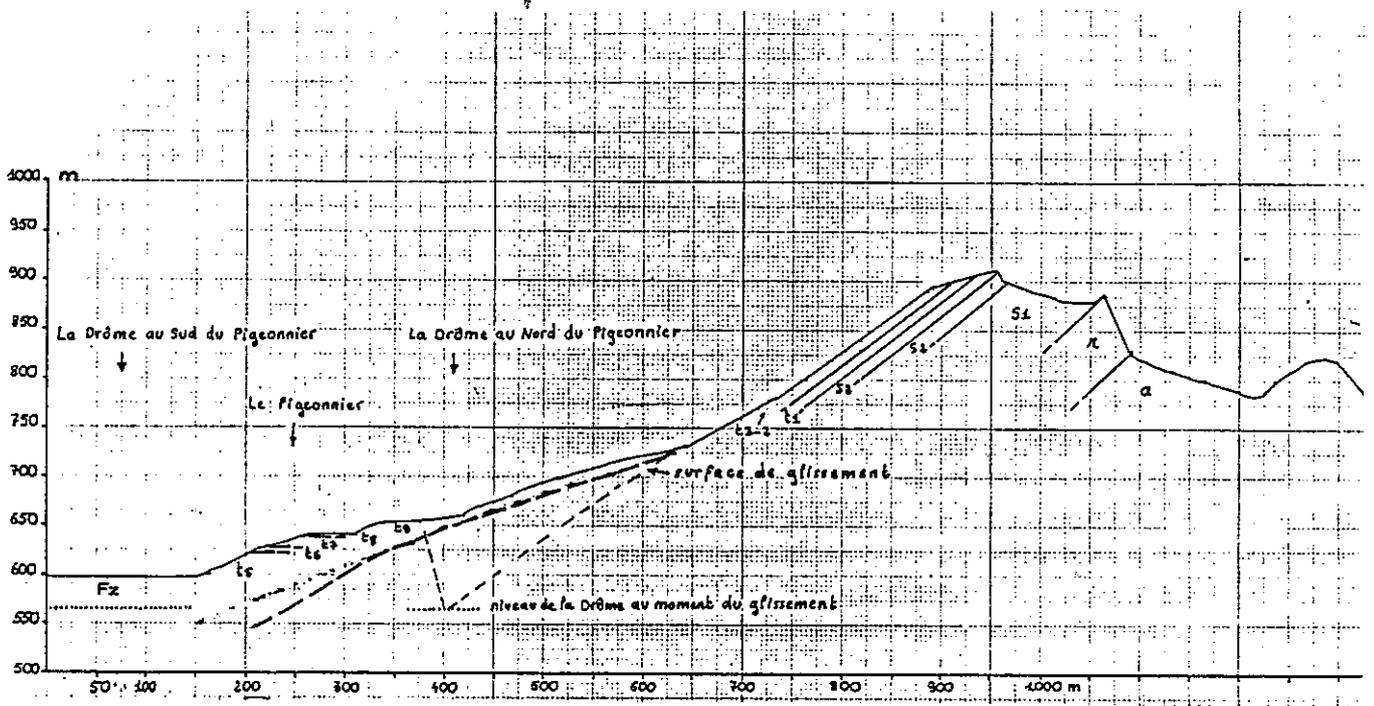


Fig.10.11. Coupe géologique de la section VII.

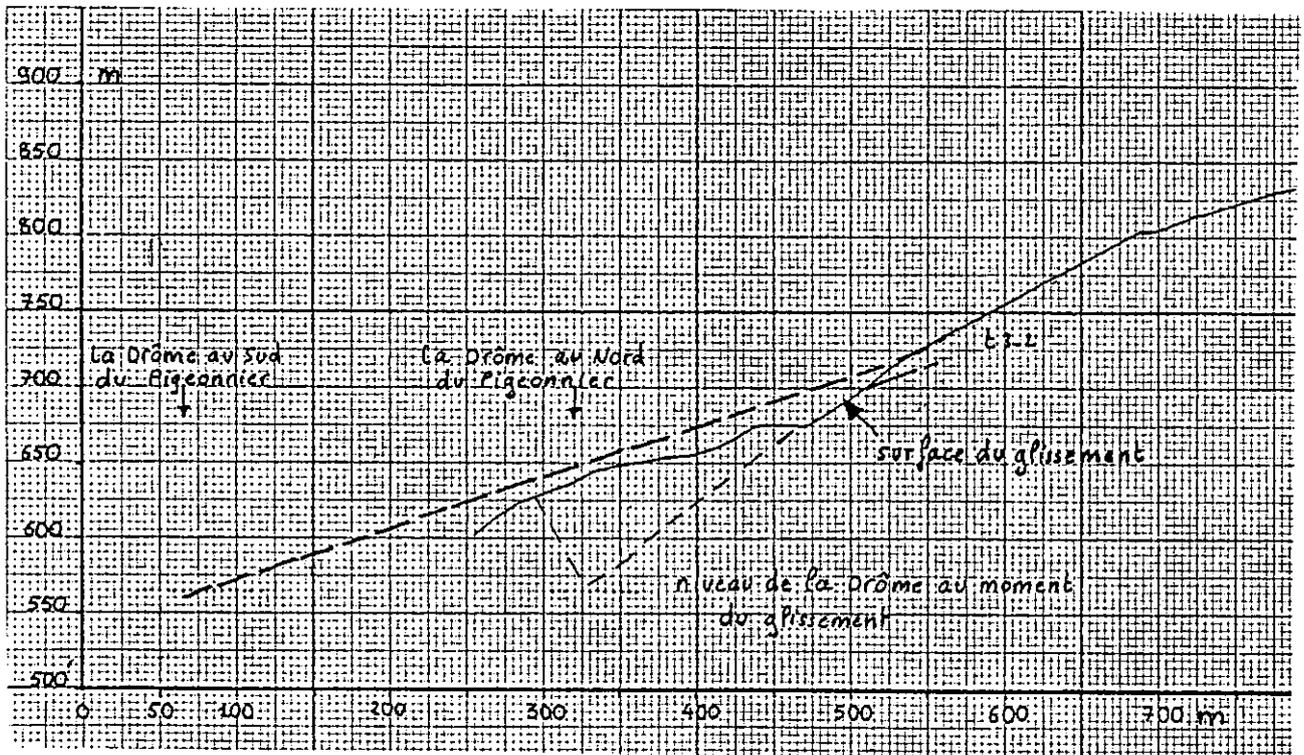


Fig.10.12. Coupe géologique de la section VIII.

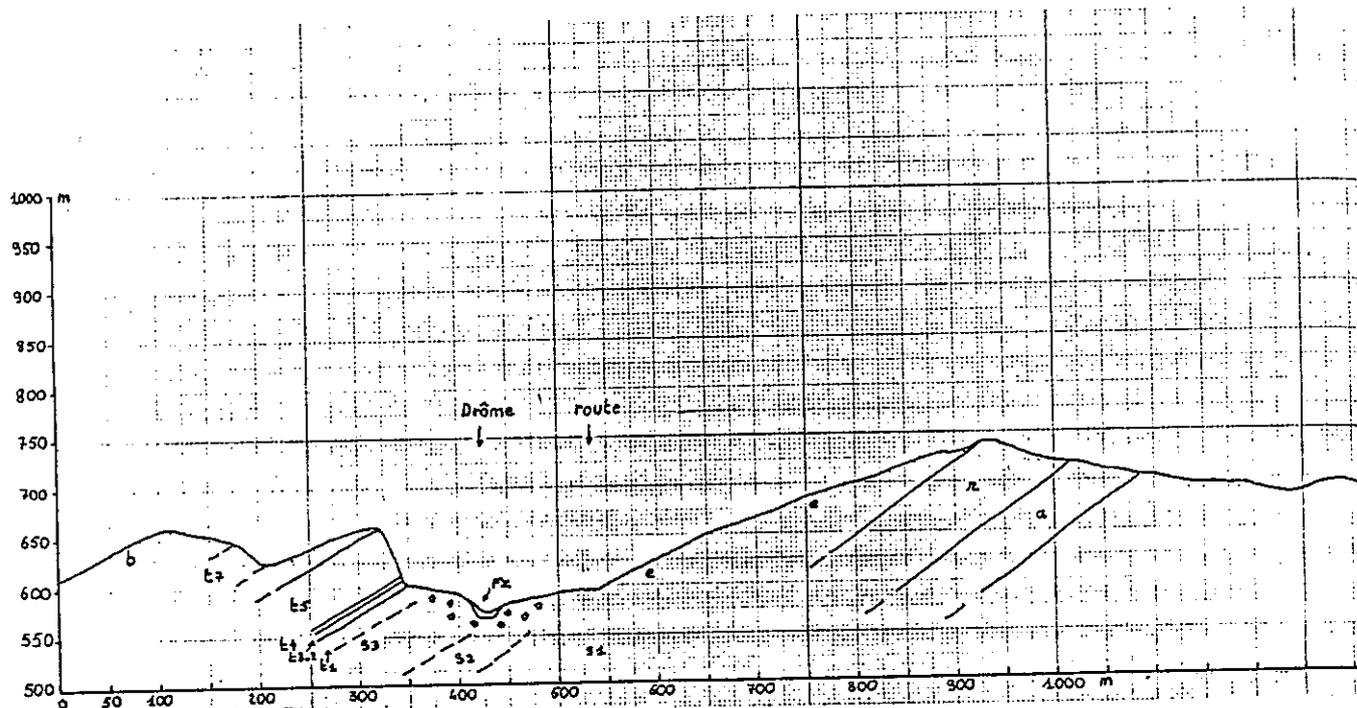


Fig.10.13. Coupe géologique de la section IX.

Une première question à laquelle on peut essayer de répondre à partir des éléments disponibles, est de savoir si le Pigeonnier est en place ou non.

Contre l'hypothèse de déplacement du Pigeonnier on peut mentionner son aspect très massif et aussi que la prolongation vers le Nord de la direction de sa falaise ouest, coïncide bien avec une autre discontinuité que l'on trouve près du sommet du Pic-de-Luc.

Par ailleurs, le Pigeonnier ne semble pas être descendu du Pic-de-Luc, puisque les couches de ce dernier sont stratigraphiquement plus basses que leurs homologues du premier (voir section VII, fig.10.11). Il est donc valide de supposer, que même si cet éperon n'est pas en place, il était déjà là au moment du glissement, ce qui permet de conserver, sans changement, les deux trajectoires possibles de la Drôme que nous avons supposées.

D'autre part, il faut mentionner que lorsqu'à partir de la carte géologique (fig.9.13), nous avons essayé de reconstituer la surface de glissement entre le Pigeonnier et la limite est du glissement (sections IV et VII), la différence des pendages de la couche de glissement a constitué un élément additionnel pour appuyer l'hypothèse d'une faille inverse entre cet éperon et le Pic-de-Luc. Il ne reste alors que deux possibilités:

- a) Il y a une faille entre le Pigeonnier et le Pic-de-Luc, et la Drôme y coulait, son passage ayant élargi cette discontinuité, sinon le compartiment soulevé constituerait un contrefort qui aurait empêché le glissement.
- b) La Drôme coulait au Sud du Pigeonnier, et la base des couches épaisses du Tithonique est courbe, comme on le voit sur la figure 10.14 (cette topographie a été reprise dans les figures 10.5 à 10.13).

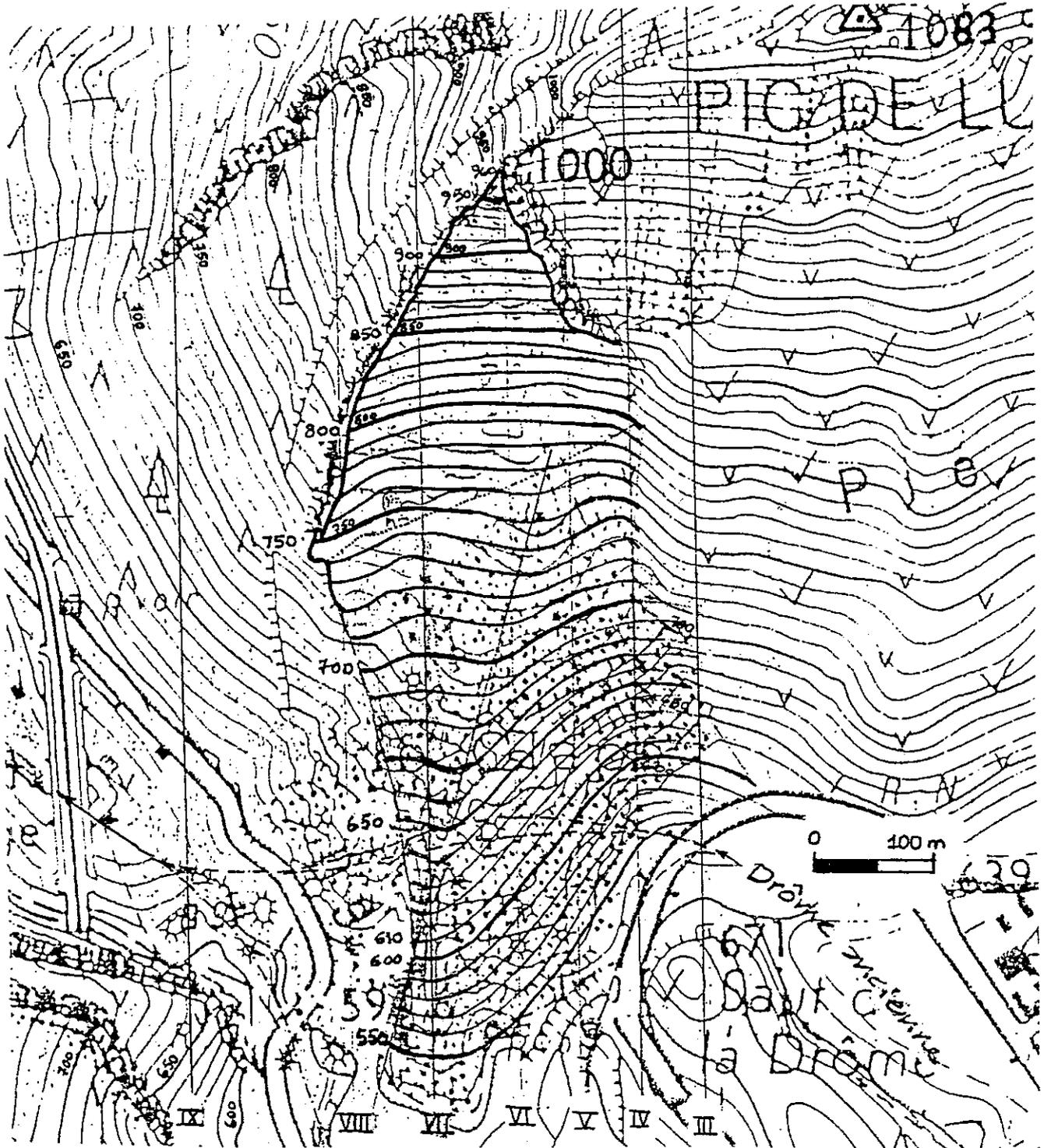


Fig.10.14. Reconstitution topographique de la surface de stratification qui supportait l'assise de calcaire tithonique à l'origine du Claps-de-Luc.

Or une dernière analyse nous amène à rejeter la première de ces possibilités, parce que pour cette condition, le volume creux entre le Pic-de-Luc et Le Pigeonnier entre les sections V à VIII, où s'accumule la majeure partie de la masse glissée, serait de 2.8 millions de m<sup>3</sup>; et si l'on suppose une épaisseur moyenne de 15m à la dite masse, et un coefficient de foisonnement de 1.5, le volume des débris étant de 2 millions de m<sup>3</sup>, il s'en faudrait de beaucoup pour qu'ils aient obstrué le passage de la Drôme.

On peut ajouter aussi, que si l'on garde la première possibilité, on doit considérer que le pied des dalles décimétriques du Tithonique était profondément érodé avant le glissement, la seule résistance au frottement ( $c = 0$ ,  $\phi = 28^\circ$ , cf. chap. 11) le long de la surface de glissement maintenant cette assise. Or on voit mal comment une telle stabilité a pu durer longtemps, l'angle de frottement étant légèrement inférieur à la pente moyenne ( $28,6^\circ$ ) de la dite surface!

Finalement, nous précisons que la reconstitution de la figure 10.14, ne résulte pas de la seule considération du raccord des courbes de niveau du Pigeonnier avec celles des formations du Pic-de-Luc à l'Est du glissement, mais aussi du fait que la surface de glissement, en dessus du chaos rocheux, montre l'amorce de deux dépressions à l'Ouest et à l'Est du Pigeonnier, qui coïncident avec la topographie dessinée (cf. figs. 9.14 et 10.15). On pourrait même supposer que le Pigeonnier constituait un sommet relatif par rapport à ces dépressions qui le flanquaient selon une section E-W.

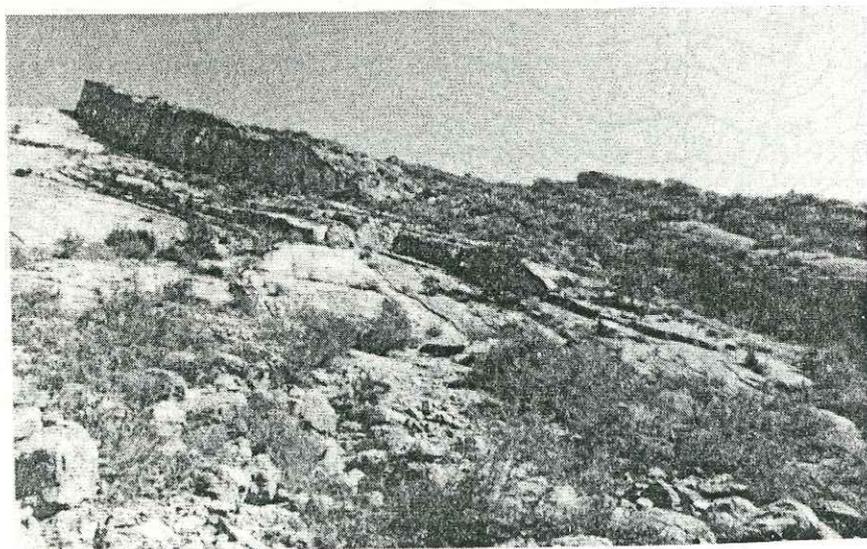


Fig. 10.15. Dépression vers le SE de la surface de glissement, et apparition des nouvelles couches, calcaires et argileuses, engendrées par les dépôts sur la dépression.

## 11. A N A L Y S E M E C A N I Q U E

Ayant conclu que lors du glissement la Drôme coulait au Sud du Pigeonnier, nous étudierons que deux configurations:

- a) Une configuration tout à fait hypothétique (fig.11.1), qui considère l'assise de calcaire tithonique posée sur une surface de stratification E-W, plane, contenant deux points de la surface de glissement réelle: les sommets de cette surface et du Pigeonnier (points B et F), ce qui lui confère un pendage vers le Sud de  $28,6^\circ$ .

Cette surface est limitée par des droites qui dans la partie supérieure suivent à peu près la configuration réelle. En bas, elle est limitée par une ligne horizontale (ED) à l'altitude 565m, correspondante au profil de la Drôme (cf.fig.10.4).

Le point C, très hypothétique, ne sert qu'à donner une forme et un volume approximatifs au prisme représentatif de l'assise tithonique.

Il faut préciser que l'un des intérêts principaux de cette configuration, est de permettre l'estimation du frottement le long du côté est du Pigeonnier contribuant à la stabilité. Dans cette configuration on suppose donc que l'assise en frottant sur deux plans:

- Plan 1 (ABCDE).- avec une orientation  $N90^\circ/28,6^\circ S$ , et
- Plan 2 (bord est du Pigeonnier: ligne EF).-  $N163^\circ$ /vertical.

- b) Une deuxième configuration (fig.11.2), très proche de la reconstitution topographique que nous avons réalisée (cf.fig.10.14), est composée des plans suivants:

- Plan 1 (ABCD).- De même orientation et pendage que le plan de la configuration antérieur ( $N90^\circ/28,6^\circ S$ ).  
La ligne CD correspond à la prolongation d'une fracture probable qui aurait modelé le côté ouest du Pigeonnier, et que l'on retrouve près du sommet du Pic-de-Luc.

- Plan 2 (CDEF).- De orientation  $N52^\circ/42^\circ SE$ , ce plan correspond à la dépression de la surface de stratification qui s'approfondie vers l'Est du Pigeonnier (cf.fig.10.14).

- Plan 3 (CFGH).- Perpendiculaire à la précédent, cette surface est orientée  $N160^\circ/75^\circ SW$ , et correspond à la limite est du glissement (continuation vers l'Est des dalles du Tithonique).

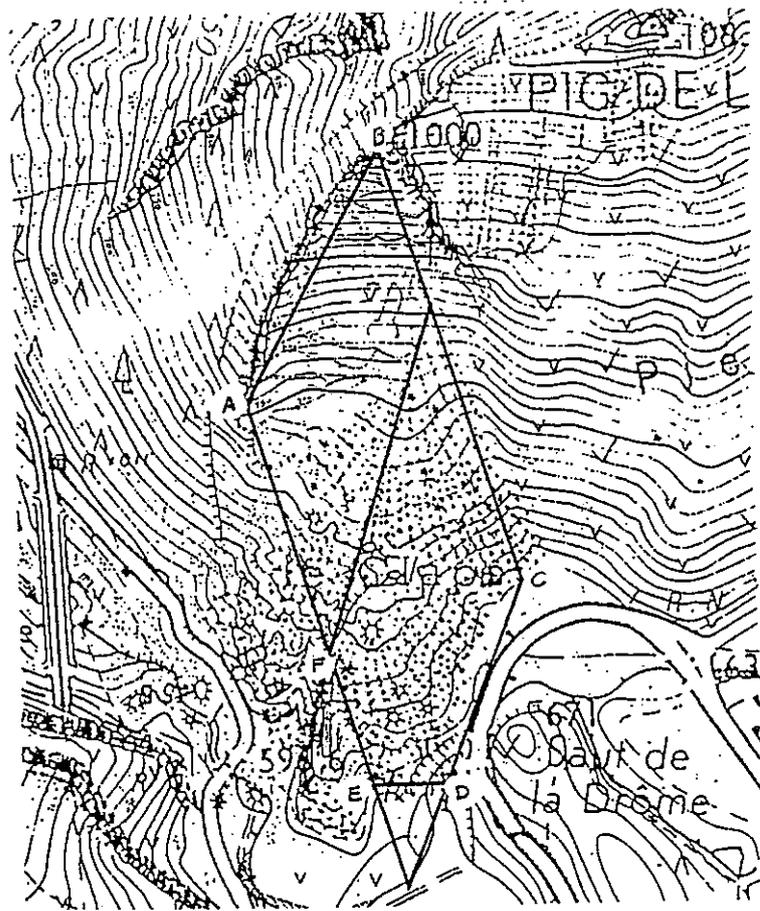


Fig.11.1. Surface plane représentant la première configuration étudiée.

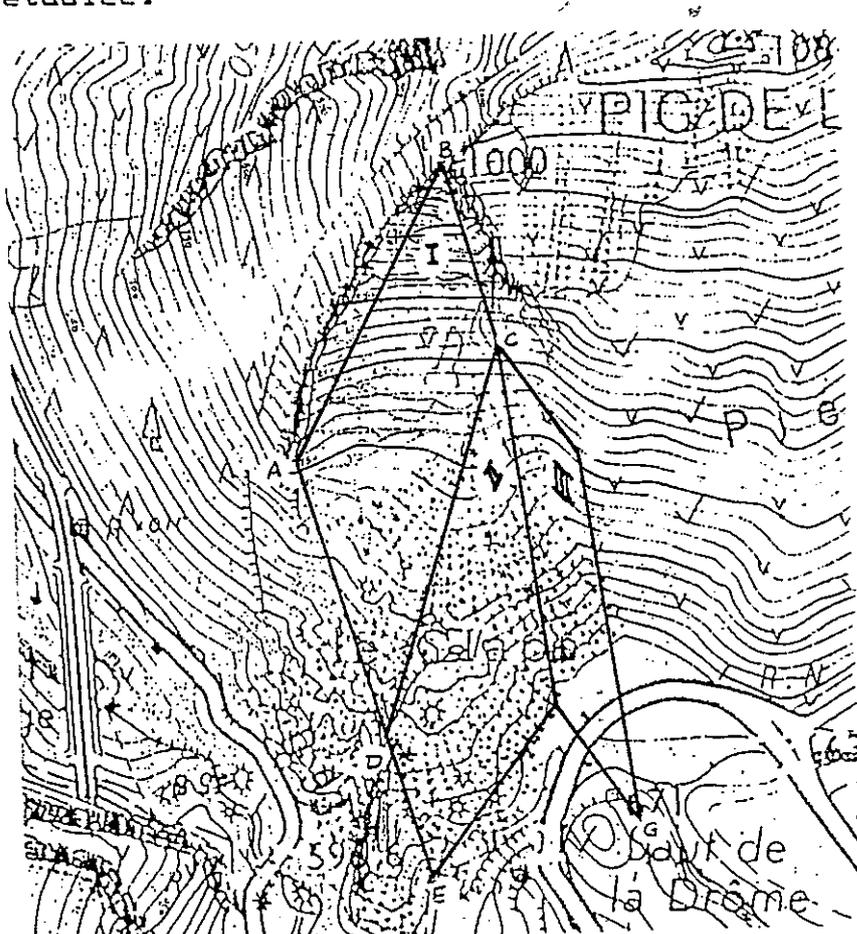


Fig.11.2. Deuxième configuration étudiée, composée de trois plans.

### 11.1. Analyse de la première configuration (glissement sur une surface plane et sur le bord est du Pigeonnier).

#### Etat de surface et paramètres de résistance.-

Dans les figures 9.12 et 9.14, nous avons présenté une description détaillée des matériaux constituant la surface de glissement et de l'orientation des couches. Ici, nous assignerons des valeurs de résistance au frottement à cette surface.

Dans la première partie de ce mémoire on a largement discuté sur la nature de la résistance au frottement, et sur la signification des paramètres de résistance. Parmi les nombreux éléments pouvant nous indiquer la grandeur de la résistance au frottement, entre les surfaces qui ont joué un rôle dans le glissement du Claps nous citerons:

a) les essais de frottement, au laboratoire, entre les surfaces sur lesquelles a eu lieu plus de 50% du glissement du Claps, ont donné des angles de frottement de  $38^\circ$  et  $28^\circ$ , pour des surfaces respectivement sèches et humides, (cf.chap.8, fig.8.12).

b) la pente moyenne de la surface de glissement étant de  $28,6^\circ$ , est très proche de l'angle de frottement "humide".

c) la surface de glissement présente une grande quantité d'aspérités et d'irrégularités, de taille millimétrique jusqu'à décimétrique (figs.11.3 et 11.4), qui ont opposé au glissement une force que nous ne pouvons pas évaluer d'une façon précise, mais que nous essayons de modéliser («Conditions d'équilibre», voir ci-après).

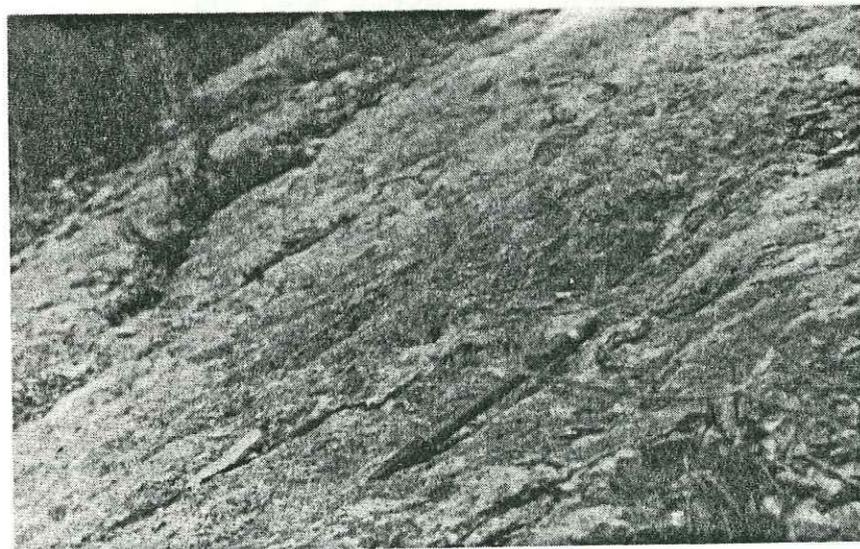


Fig.11.3. Aspérités de la zone est de la surface de glissement.

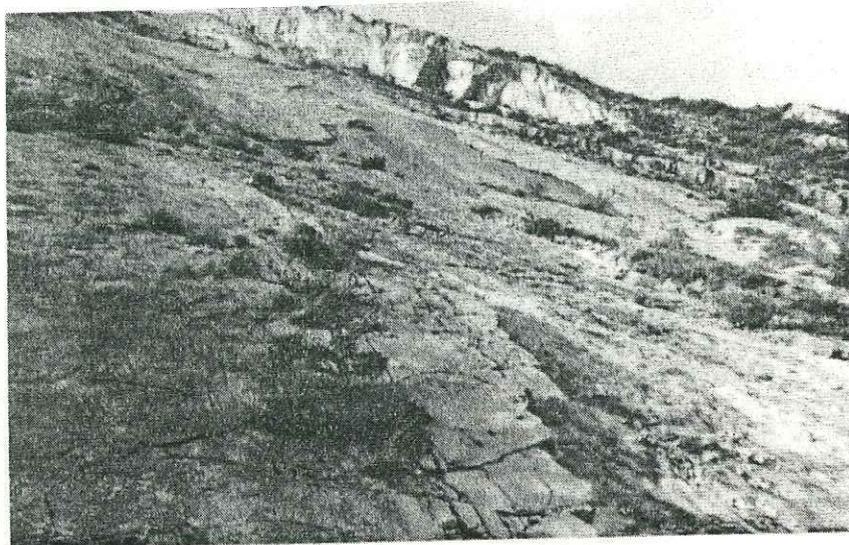


Fig.11.4. Aspect de la surface de glissement. Premier plan zone ouest; au fond limite est.

d) sur la surface de glissement nous avons retrouvé, en général à la limite inférieure de bancs restés en relief, quelques "vestiges" de couches déplacés de plusieurs centimètres par rapport à leur position initiale, mais n'ayant pas continué leur mouvement:

altitude	côté	pendage	caractéristiques du bloc
760m	est	34°	12cm d'épaisseur
850m	ouest	46°	1,8 x 1,8 m <sup>2</sup> et 30cm d'épaisseur ce bloc est en place. Cohésion?
750m	ouest	27°	0,8 x 0,4 m <sup>2</sup> et 21cm d'épaisseur surface très lisse mais ondulée

Vu ces éléments, il nous semble utile d'analyser la stabilité pour quatre cas de résistance au frottement:

	∅ pour le plan 1	∅ pour le plan 2
cas I	28°	40°
cas II	38°	40°
cas III	28° + irrégularités	40°
cas IV	Le Pigeonnier n'influe pas sur le glissement	

En considérant les nombreux signes de glissement par flexion que nous avons trouvés sur le site, nous supposons que la cohésion le long de la surface de glissement est nulle.

### Conditions d'équilibre.-

Effet des irrégularités sur la résistance au glissement.- Les irrégularités les plus importantes que l'on trouve sur la surface de glissement du Claps, sont constituées par des cassures (dues à la déformation périclinale?) qui la traversent en diagonale, et qui modifient légèrement la pente. Parmi elles, celle qui se développe un peu au dessus des débris, en direction N74° à partir de la limite est, à 740m d'altitude, semble être la plus importante. En fait, il s'agit d'une petite faille inverse dont le compartiment inférieur présente une saillie variable (de 1m vers l'Ouest à 0m du côté Est). Nous avons modélisé les irrégularités sous la forme d'un redan calcaire d'une saillie de 0,5m le long de 300m qui, si l'on considère que sa résistance à la compression unidimensionnelle est de 8.000 Ton/m<sup>2</sup>, opposerait au glissement une résistance de 1,2 millions de tons, cette force ayant une direction N-S et un pendage égal à celui de la surface de glissement.

Pression Hydraulique- Sur la carte géologique du Pic-de-Luc (cf.fig.11.13) on trouve, entre la partie haute de la surface de glissement et le sommet, un creux de la dalle de calcaire conglomératique inférieure, qui découvre le plan de stratification basal, et qui éventuellement pourrait se remplir d'eau en transmettant, sur un point 100m plus bas, à travers des discontinuités, une pression hydrostatique équivalente qui se dissiperait progressivement vers les limites de la masse glissée, où elle serait nulle. Nous considérerons donc, que celle-ci est la condition hydraulique la plus défavorable.

Seisme.- Considérant que parmi les causes possibles du glissement les chroniqueurs citent une secousse sismique plus ou moins forte (cf.Froment, 1983), nous proposons de calculer la stabilité en supposant que le seisme le plus défavorable, aurait pu communiquer à l'assise glissée une accélération horizontale égale à 10% de celle de la gravité.

Epaisseur de la couche.- Nous avons considéré, à partir des épaisseurs des dalles calcaires du Tithonique trouvées sur les différentes sections du Pic-de-Luc (figs.10.5 à 10.13), que l'épaisseur de l'assise glissée est de 15m.

Poids volumique.-A partir des résultats des essais de laboratoire cités dans le chapitre 9, nous considérons que les dalles calcaires dont il est question ont un poids volumique de 2,69 t/m<sup>3</sup>.

Compte tenu de ce qui précède, nous avons calculé, pour chacun des 3 cas de résistance au frottement de cette première configuration, la stabilité pour chacune des 9 conditions suivantes (A,B,C,D,F,G,H, et I):

		% du seisme maximal		
		100%	50%	0%
% de pression	100%	A	B	C
hydrostatique	50%	D	E	F
maximale	0%	G	H	I

#### Méthode d'Analyse.-

Pour l'analyse de stabilité nous avons utilisée une méthode proposée originalement par Londe (1965) et adaptée par John (1968), qui consiste à calculer le vecteur résultant des forces appliquées à la masse rocheuse étudiée, et à le représenter graphiquement sur une projection stéréographique contenant les plans de glissement et les courbes correspondant aux différentes valeurs du coefficient de sécurité.

Cette méthode permet de juger de l'influence des divers paramètres sur la stabilité de l'ensemble.

Pour illustrer la méthode, nous présentons ici le procédé suivi pour la préparation du canevas correspondant à la condition B (100% de la pression hydrostatique maximale et 50% du seisme maximal), lorsque  $\phi_1 = 28^\circ$  et  $\phi_2 = 40^\circ$  (fig.11.5):

1) préparation d'un canevas représentant les pôles des surfaces de glissement, leurs lignes d'intersection, et les grands cercles des plans normaux aux surfaces de glissement dans la direction du mouvement (ces derniers contiennent les réactions respectives des surfaces au frottement);

2) détermination des valeurs de  $\phi'$  pour différents coefficients de sécurité (F) :

$$\phi' = \arctg (tg \phi / F)$$

F =	1,0 (base)	0,8	0,9	1,1	1,2	1,5
Plan 1 :	28°	33,6°	30,6°	25,8°	23,9°	19,5°
Plan 2 :	40°	46,4°	43,0°	37,3°	35,0°	29,2°

3) représentation des valeurs de  $\phi'$  sur les grands cercles, dans la direction du glissement, et liaison des points d'égal F par de nouveaux grands cercles;

4) détermination de la direction du seisme le plus défavorable (perpendiculaire aux courbes d'égal F): N130°;

5) détermination des vecteurs représentatifs des forces affectant l'équilibre de la masse (valeurs en millions de tonnes):

poids ( 0 , 0 , -5,6 )

hydro ( 0 , -2,18 , 4,0 )

seisme ( 0,43 , -0,36 , 0 )

6) direction de la résultante: N174,8°/34°S.

Dans les canevas des figures 11.5, 11.6, 11.7 et 11.8 nous présentons l'influence de chacune de ces conditions A à I, sur le coefficient de sécurité vis-à-vis de la stabilité au glissement, pour les quatre cas de résistance au frottement considérés.

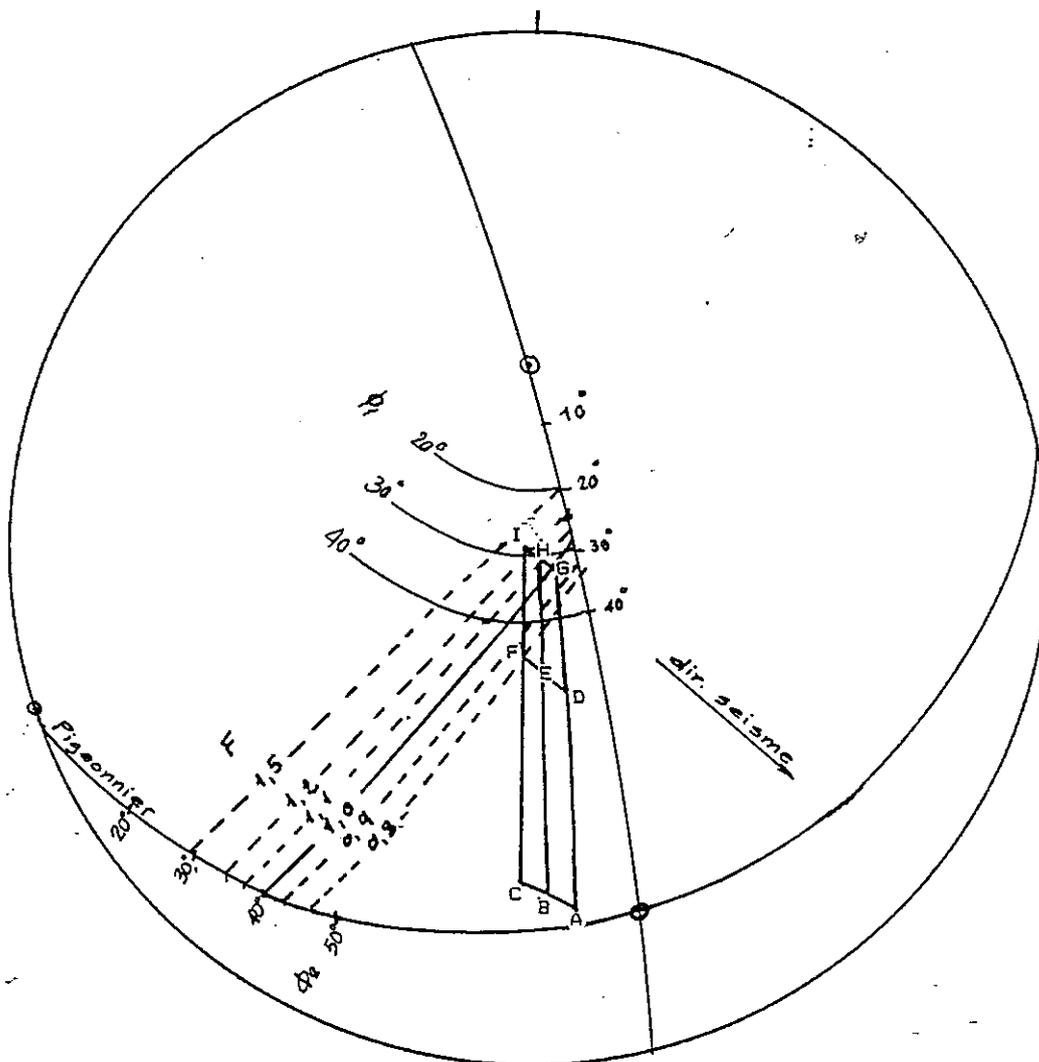


Fig.11.5. Influence des différentes conditions analysées sur la stabilité pour la configuration 1, lorsque  $\phi_1 = 28^\circ$  et  $\phi_2 = 40^\circ$ .



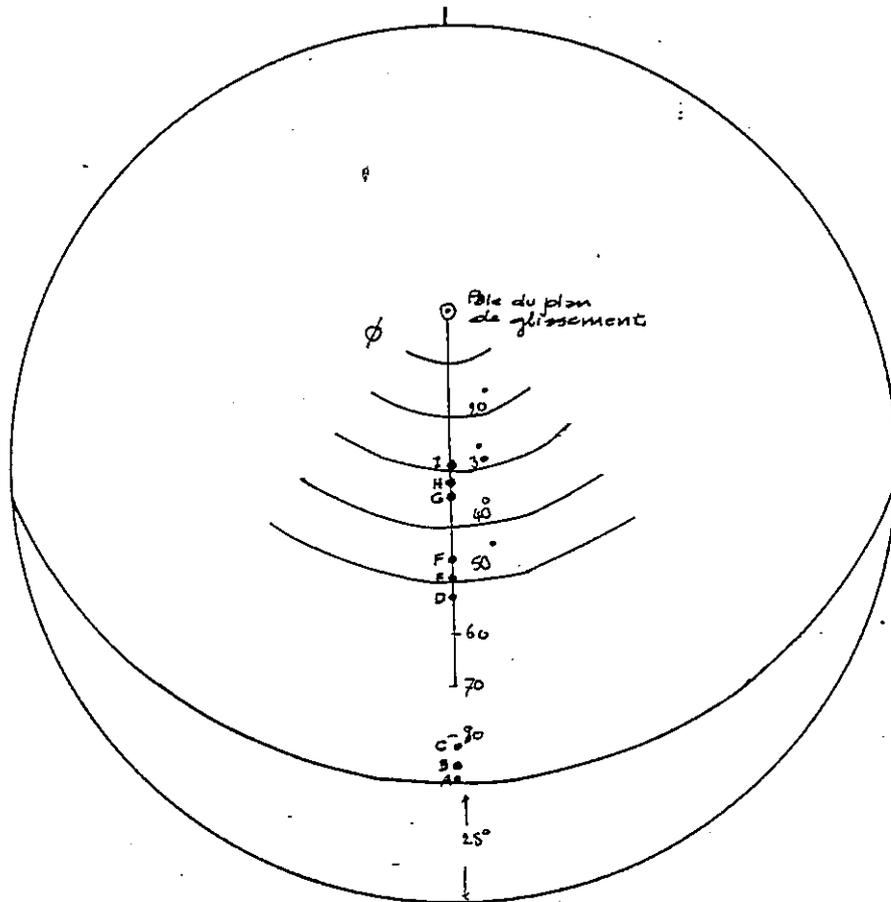


Fig.11.8. Influence des différentes conditions analysées sur la stabilité pour la configuration 1, lorsque Le Pigeonnier n'influe pas sur le glissement.

L'analyse des résultats nous permet de tirer les conclusions suivantes, valables pour les conditions d'équilibre choisies:

- L'augmentation de la pression hydrostatique "pèse" davantage que celle du séisme.
- En l'absence de pression hydraulique, la stabilité est garantie pour toutes les conditions considérées, même sous l'effet de séismes relativement importants.
- La résistance apportée par les irrégularités de la surface de glissement (considérée selon on a indiqué auparavant) est beaucoup plus importante que celle offert pour le frottement sur le plan vertical limitant à l'Est le Pigeonnier.
- L'augmentation de l'angle de frottement de 28° à 38° (passage humide-sec), joue le même rôle que les irrégularités.

11.2. Analyse de la deuxième configuration  
(glissement sur trois surfaces planes).

Etat de surface et paramètres de résistance.-

La surface correspondant au plan 1 de cette deuxième configuration, étant celle que l'on a déjà décrite pour le plan 1 de l'analyse antérieure, on en conservera un angle  $\phi_1$  de  $28^\circ$ , et la force résistante due aux irrégularités déjà proposée.

Or dans les figures 9.12 et 9.14 on a vu des différences entre les zones qui, pour cette nouvelle configuration, correspondent aux plans 1 et 2. Au niveau de la résistance au frottement, ces différences sont très importantes, parce que la présence de plusieurs couches argileuses dans la zone correspondant au plan 2 (fig.11.38), se traduit par une forte diminution de cette résistance. Nous avons considéré deux cas pour l'angle de frottement de cette dernière surface:  $15^\circ$  et  $28^\circ$ .

Pour ce qui concerne le plan 3, où le frottement se produit entre calcaires probablement rugueux, nous supposons (comme pour le plan 2 de la configuration étudiée en 11.1) une valeur de  $\phi$  égale à  $40^\circ$ .

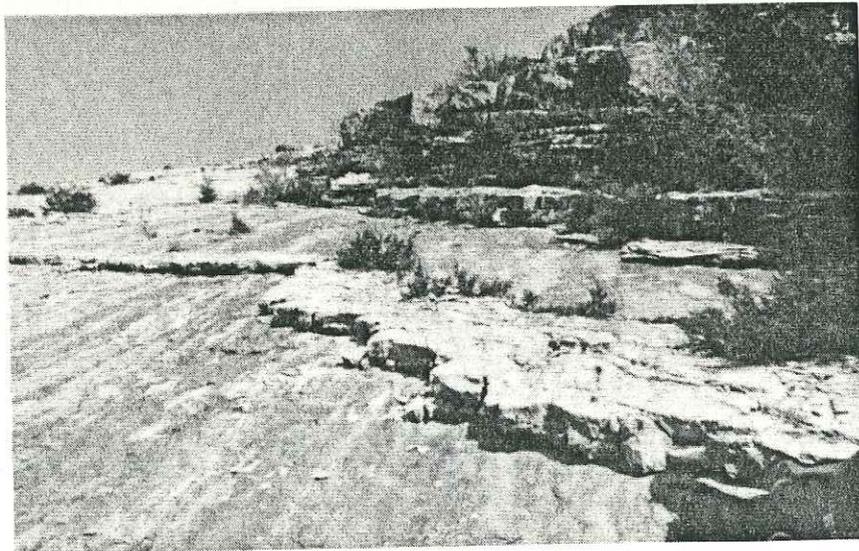


Fig.11.9. Couches à interlits argileux dans la partie SE de la surface de glissement du «Claps».

## Conditions d'équilibre.-

Pour cette configuration nous allons considérer et analyser les mêmes conditions d'équilibre supposées en 11.1.

## Méthode d'Analyse.-

Quoique la méthode d'analyse reste essentiellement la même (cf.11.1), il faut ici distinguer deux étapes: la première consiste à calculer, pour chacune des conditions, le vecteur représentant la force transmise par la masse 1 (celle qui se trouve sur le plan 1) sur la masse 2 (sur le plan 2), et la deuxième à calculer aussi, pour chacune des conditions d'équilibre A à I, le vecteur résultant de toutes les forces (masse 1 + masse 2).

## Résultats.-

Nous présentons donc les résultats de cette analyse sur trois canevas:

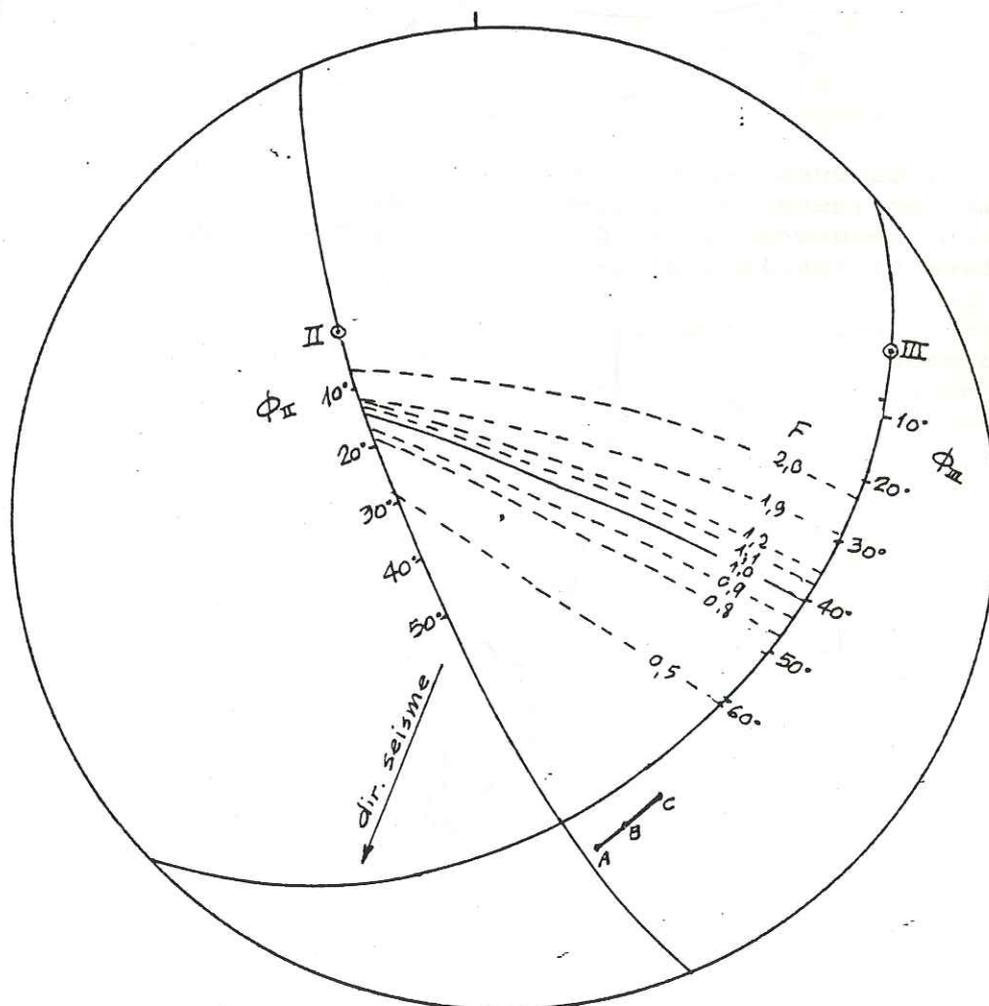


Fig.11.10. Canevas représentatif des conditions d'équilibre de la deuxième configuration étudiée, pour  $\phi_1=28^\circ$ ,  $\phi_2=15^\circ$  et  $\phi_3=40^\circ$ , lorsque on suppose une contribution à la résistance au glissement des irrégularités du plan 1.

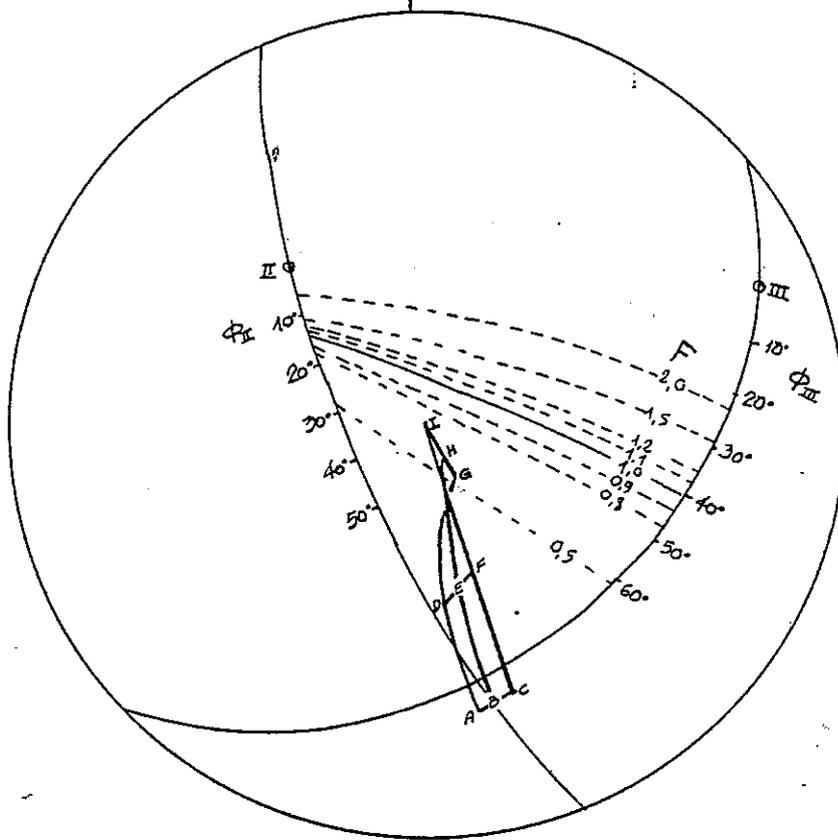


Fig.11.11. Canevas représentatif des conditions d'équilibre de la deuxième configuration étudiée, pour  $\phi_1=28^\circ$ ,  $\phi_2=15^\circ$  et  $\phi_3=40^\circ$ , lorsqu'on ne prend pas en compte la résistance au glissement des irrégularités sur le plan 1.

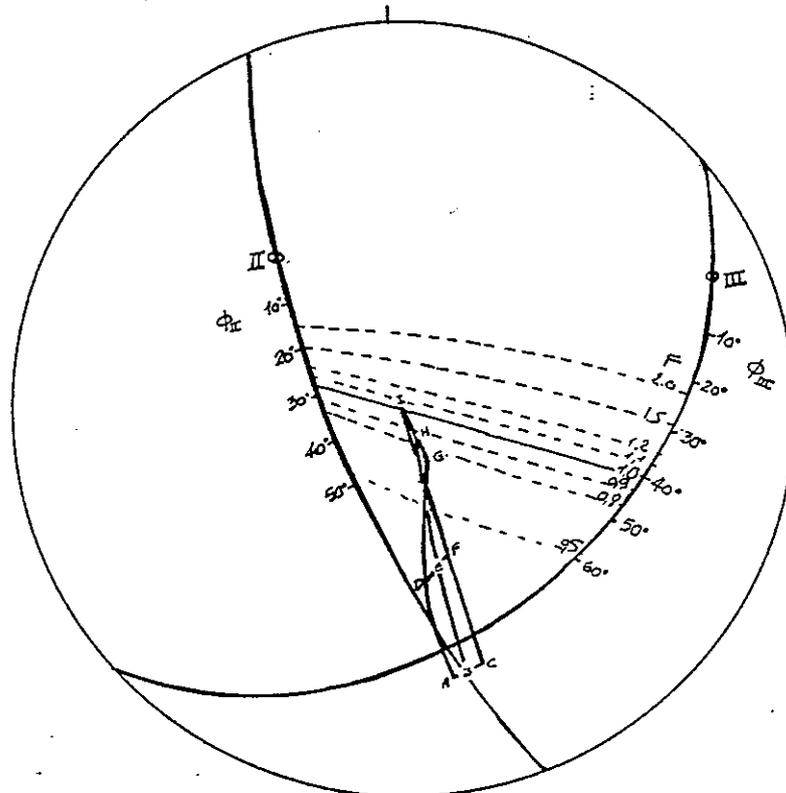


Fig.11.12. Canevas représentatif des conditions d'équilibre de la deuxième configuration étudiée, pour  $\phi_1 = \phi_2 = 28^\circ$  et  $\phi_3=40^\circ$ , lorsqu'on ne prend pas en compte la résistance au glissement des irrégularités sur le plan 1.

Des canevas antérieures on peut tirer les conclusions suivantes, valables pour les conditions considérées:

- Comme pour la première configuration étudiée, l'augmentation de la pression hydrostatique est beaucoup plus défavorable que celle du séisme.
- Aucune des conditions proches à la réalité n'est pas stable lorsque la résistance au glissement est donnée par la seule contribution de la surface. Le cas I de la figure 11.12 (très peu probable si l'on considère les couches argileuses sous le plan II) est le seul où l'on trouve équilibre ( $F = 1$ ).
- lorsqu'on prend en compte les irrégularités de la surface de glissement, la masse supérieure ne glisse que si l'on considère la pression hydrostatique maximale. Puisque cette masse est glissée, on doit conclure donc que, soit les irrégularités jouent un rôle moins important que celui que l'on a supposé, soit le Claps a eu lieu lors d'une importante augmentation de la pression hydrostatique.
- l'effet de la masse qui repose sur le plan I (supérieur) sur la stabilité de la masse inférieure (sur le plan II) est double: d'une part elle diminue la force normale sur les plans II et III, d'autre part elle augmente la force tangentielle sur ces plans.
- Enfin, si cette deuxième configuration étudiée, est représentative du Claps-de-Luc, tel qu'il a eu lieu en 1442, pour maintenir la stabilité de cette masse (masses I et II) était nécessaire la présence d'un appui au pied du talus; on peut donc suggérer que le glissement fut nécessairement causé par la disparition de la base du versant, et que la cause plus logique de ceci semble être le sapement, que depuis de siècles, y réalisait La Drôme.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'analyse de l'équilibre naturel d'un versant exige le concours de plusieurs branches de la géologie et de la mécanique. C'est seulement cette «interdisciplinarité» qui permet de comprendre son état et de déterminer, en tenant compte de leur importance relative, les facteurs qui influent sur sa stabilité.

D'une façon très générale, c'est l'approche géologique qui nous permet de prendre conscience du problème et de le cerner, ainsi que de juger les résultats de l'approche mécanique, qui pour sa part, établit des modèles capables d'évaluer le poids des divers paramètres recensés.

Durant l'analyse, c'est en développant un processus continu de confrontation entre géologie et mécanique, que l'on avance vers une compréhension progressivement plus complète. Aucune conclusion valable ne peut être obtenue sans cette confrontation.

L'approche géologique doit nous conduire d'abord à la compréhension du milieu (versant) où pourrait se produire un glissement; pour cela, la connaissance des faits géologiques -y compris tectoniques- qui ont contribué à créer le versant est fondamentale, parce que c'est le seul moyen de connaître tant les matériaux qui constituent le versant que la structure qu'ils forment. On ne doit pas oublier que, dans la nature, à toutes les échelles, les mouvements de translation ont lieu le long de surfaces déjà dessinées par la structure.

Or, puisque les versants sédimentaires sont le résultat des contraintes tectoniques (qui ont incliné les couches), ils contiennent normalement des discontinuités engendrées par ces contraintes elles-mêmes, ainsi qu'éventuellement par d'autres épisodes génétiques. La localisation et la caractérisation de toutes les discontinuités pouvant jouer un rôle dans la stabilité du versant est donc indispensable.

Localiser les discontinuités est fréquemment difficile et, dans ce sens, l'application de certains concepts tectoniques de base, comme les relations angulaires de la déformation discontinue, est très utile; l'analyse géomorphologique joue aussi dans cette tâche un rôle majeur.

Mais le procédé inverse, consistant à tirer des conclusions sur les processus tectoniques, à partir des caractéristiques de la déformation, est aussi valable.

On doit également tenir compte, lors du recensement des caractéristiques du versant, du domaine de déformation -souple ou cassant- où il s'est trouvé, entraînant ou non des flexions et glissements entre couches, rupture de la cohésion entre celles-ci et réduction du coefficient de frottement interstrates.

Vu les dimensions parfois importantes des versants, toutes les variations latérales possibles au niveau du banc doivent être également envisagées:

- variabilité lithologique (ou sédimentologique) du faciès, entraînant des différences mécaniques, interstratification continue ou discontinue de joints plus tendres (marneux ou argileux);
- variabilité morphologique de la surface des bancs (aspérités et irrégularités);
- variabilité (dans l'espace, mais aussi dans le temps) de la pression interstitielle éventuellement exercée par l'eau au niveau de chaque joint.

Enfin, à côté de ces considérations "de détail", la détection plus globale de contextes géologiques locaux propices au glissement ne doit évidemment pas être négligée: versants très hétérogènes et fortement tectonisés, séries massives et rigides reposant sur de couches minces constituées de matériaux plus déformables, etc.

Pour sa part, l'approche mécanique peut se faire de façon classique, ou avec des méthodes plus élaborées, en s'appuyant sur la rhéologie des matériaux impliqués (résistance à l'écrasement, au cisaillement, etc.), et sur les conditions aux limites, géométriques (morphologie du versant, architecture interne) ou hydrauliques.

C'est dire que toutes les données qui lui permettent d'opérer sont justement celles que l'on recueille lors de l'inventaire strictement géologique, et que la validité de ses conclusions dépendra de la qualité de celui-ci. En d'autres termes, essais et calculs ne trouvent leur efficacité que si le préalable géologique est intégralement acquis.

Ajoutons encore que, vu la diversité des conditions possibles, chaque versant doit être considéré comme un cas d'espèce. Pas question, donc, de fixer à la reconnaissance un cadre rigide, ni un programme normalisé. On saura seulement que, pour aborder convenablement les problèmes posés, on ne devra rien laisser au hasard, et qu'une observation minutieuse, appuyée sur une cartographie détaillée, devra traiter à fond tout ce qui concerne la structure, la sédimentologie et le faciès, ainsi que les conditions hydrauliques, sans négliger pour autant la comparaison des particularités du site avec celles que d'autres désordres, observés localement ou dans un périmètre plus vaste, auront pu révéler.

## A N N E X E

RAPPEL DE QUELQUES METHODES ANALYTIQUES SIMPLES A UTILISER SUR  
LE TERRAIN

L'utilisation sur le terrain d'une calculatrice programmable se révèle très utile pour la solution de quelques problèmes simples qui se posent lors de l'analyse d'un versant naturel.

A1. FORMULES POUR LE CALCUL DE L'ÉPAISSEUR D'UNE COUCHE  
(à partir des mesures sur un affleurement ou sur une carte).

Pour ce qui suit on désigne par :

$h$  = épaisseur d'une couche,

$\beta$  = son pendage,

$\alpha$  = sa direction,

$L$  = longueur d'un affleurement sur une ligne horizontale en direction  $\tau$ ,

$\tau$  = direction sur laquelle on mesure  $L$ ,

$\delta$  = pente topographique moyenne dans la direction du pendage de la couche,

$M$  = largeur d'une couche, mesurée sur un plan horizontal (p.ex. une carte) en direction perpendiculaire à  $\alpha$ .

a) L'épaisseur d'une formation à partir de la largeur horizontale de son affleurement est donnée par :

$$h = L \sin|\alpha - \tau| \sin \beta \quad \dots\dots\dots(A1.1)$$

Cette expression étant directement proportionnelle à la fonction sinus, pour son utilisation il faut se souvenir que, pour des petites valeurs angulaires de  $|\alpha - \tau|$  ou de  $\beta$ , la formule devient très, voire trop sensible aux erreurs de mesure (fig.A.1).

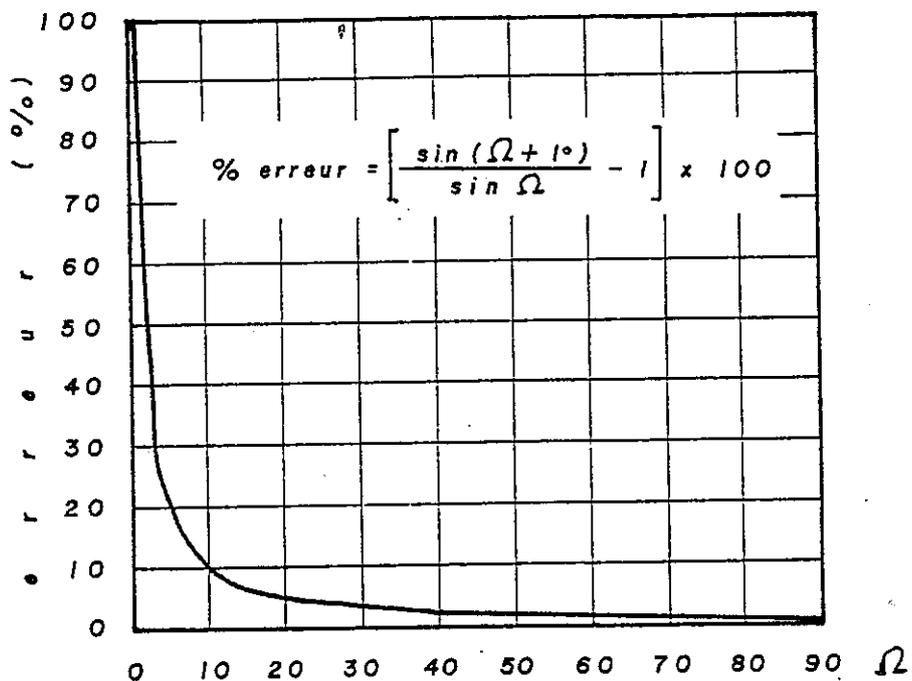


Fig.A.1. Influence de l'erreur des angles mesurés ( $\Omega = |\alpha - \tau|$  ou  $\Omega = \beta$ ) sur l'équation A1.1, pour des différentes valeurs de  $\Omega$ .

b) L'épaisseur d'une formation à partir de sa largeur horizontale mesurée sur une carte en direction de son pendage est donnée par:

$$h = [M \sin (\beta - \delta)] / \cos \delta \quad \dots\dots\dots(A1.2)$$

quand le pendage de la formation et la pente topographique ont la même direction.

Quand les pentes (topographique et stratigraphique) ont une direction opposée:

$$h = [M \sin (\beta + \delta)] / \cos \delta \quad \dots\dots\dots(A1.3)$$

En ce qui concerne les formules A1.2 et A1.3, pour des petites valeurs de  $(\beta \pm \delta)$  on fera les mêmes réserves que pour l'utilisation de la formule A1.1 (cf. fig.A.1).

De plus, les formules A1.2 et A1.3, peuvent donner des valeurs très distinctes pour des très petites différences de la pente topographique ( $\delta$ ) quand celle-ci est très inclinée. Le graphique de la figure A.2 montre, en fonction de  $\delta$ , le pourcentage d'erreur de la valeur calculée de l'épaisseur de la couche, pour chaque degré de différence entre la pente topographique réelle et la valeur de  $\delta$  considérée.

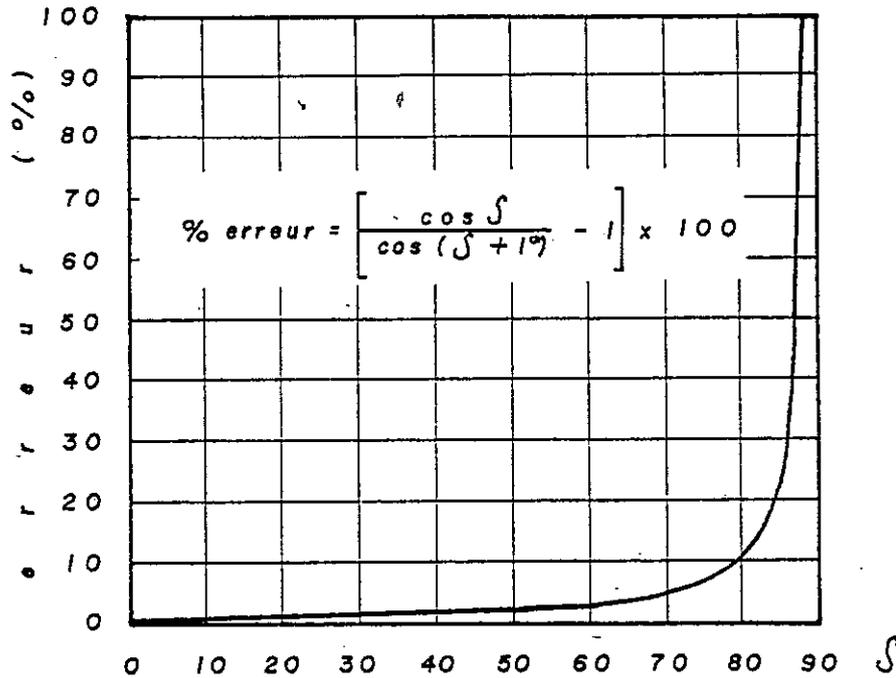


Fig. A.2 Influence de l'erreur dans la mesure de  $\delta$  sur les équations A1.2 et A1.3, pour des différentes valeurs de  $\delta$ .

## A2 GEOMETRIE ANALYTIQUE.

L'analyse cartographique du terrain devient beaucoup plus profitable si l'on peut situer tous les points de la carte géologique dans un espace cartésien tridimensionnel, ce qui est très facile si la carte est dressée sur un plan en courbes de niveau, et si l'on emporte avec soi un papier transparent millimétrique avec des axes x et y gradué à l'échelle de la carte.

Nous proposons maintenant une série des formules (Chossat, 1977), faciles à utiliser à l'aide d'une calculatrice programmable. Ces formules permettent de calculer des distances et des équations de plans, ce qui se révèle très utile pour la vérification de suppositions lors de l'élaboration d'une carte géologique.

a) Distance entre deux points  $P_1(x_1, y_1, z_1)$  et  $P_2(x_2, y_2, z_2)$

$$d = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + (z_1 - z_2)^2} \quad \dots (A2.1)$$

- b) L'équation d'un plan qui passe par 3 points non alignés P1, P2, et P3 est de la forme:

$$a x + b y + c z + d = 0$$

.....(A2.2)

Les coefficients a,b,c et d sont calculés par déterminants:

$$\begin{vmatrix} Y1 & Z1 & 1 \\ Y2 & Z2 & 1 \\ Y3 & Z3 & 1 \end{vmatrix} x - \begin{vmatrix} X1 & Z1 & 1 \\ X2 & Z2 & 1 \\ X3 & Z3 & 1 \end{vmatrix} y + \begin{vmatrix} X1 & Y1 & 1 \\ X2 & Y2 & 1 \\ X3 & Y3 & 1 \end{vmatrix} z - \begin{vmatrix} X1 & Y1 & Z1 \\ X2 & Y2 & Z2 \\ X3 & Y3 & Z3 \end{vmatrix} = 0$$

.....(A2.3)

Evidemment, l'obtention de l'équation du plan devient beaucoup plus facile si l'on a enregistré par avance le programme correspondant dans la calculatrice (cf.A3).

- c) L'équation d'un plan qui passe par un point P1(x1,y1,z1) et qui est parallèle aux vecteurs OP2(x2,y2,z2) et OP3(x3,y3,z3) est calculée par le déterminant:

$$\begin{vmatrix} x - X1 & y - Y1 & z - Z1 \\ X2 & Y2 & Z2 \\ X3 & Y3 & Z3 \end{vmatrix} = 0 \quad \text{.....(A2.4)}$$

- d) Direction et pendage d'un plan dont on connaît l'équation (cf.A3).

$$\alpha = \text{arc tg} (-b / a) \quad \text{.....(A2.5)}$$

$$\beta = \text{arc cos} [ |c| / \sqrt{a^2 + b^2 + c^2} ] \quad \text{.....(A2.6)}$$

e) Angle (  $\theta$  ) entre deux plans:

$$\theta = \arccos \left( \frac{|a_1 \cdot a_2 + b_1 \cdot b_2 + c_1 \cdot c_2|}{\sqrt{a_1^2 + b_1^2 + c_1^2} \cdot \sqrt{a_2^2 + b_2^2 + c_2^2}} \right) \dots\dots(A2.7)$$

f) Intersection de deux plans:

$$\frac{x - X_1}{X_2 - X_1} = \frac{y - Y_1}{Y_2 - Y_1} = \frac{z - Z_1}{Z_2 - Z_1} \dots\dots(A2.8)$$

g) Distance d'un point à un plan:

$$D = \frac{|a \cdot X_1 + b \cdot Y_1 + c \cdot Z_1 + d|}{\sqrt{a^2 + b^2 + c^2}} \dots\dots(A2.9)$$

h) Volume du tétraèdre dont les sommets sont P1, P2, P3, et P4

$$V = \frac{1}{6} \begin{vmatrix} X_1 & Y_1 & Z_1 & 1 \\ X_2 & Y_2 & Z_2 & 1 \\ X_3 & Y_3 & Z_3 & 1 \\ X_4 & Y_4 & Z_4 & 1 \end{vmatrix} \dots\dots(A2.10)$$

A13. Programme pour le Calcul des Coefficients a, b, c et d du plan qui passe par P1, P2 et P3, ainsi que de la direction et du pendage du plan, à utiliser sur une calculatrice programmable HP 15-C (équations A2.2, A2.3, A2.5 et A2.6):

	g	P/R		E X E C U T I O N
	f	clear	PRGR	
001	f	LBL	A	Un fois chargé le
002		RCL	.6	programme dans la
003		RCL	.8	calculatrice, on
004		*		peut calculer les
005		RCL	.2	coefficients, direc-
006		RCL	.9	tions et pendages
007		*		d'autant de plans
008		+		qu'on voudra à
009		RCL	.3	condition d'emmagasi-
010		RCL	.5	ner à chaque fois
011		*		les coordonnées des
012		+		points P1, P2 et P3
013		RCL	.2	dans l'ordre indiqué:
014		RCL	.6	
015		*		x1 STO .1
016		-		y1 STO .2
017		RCL	.5	z1 STO .3
018		RCL	.9	x2 STO .4
019		*		y2 STO .5
020		-		z2 STO .6
021		RCL	.3	x3 STO .7
022		RCL	.8	y3 STO .8
023		*		z3 STO .9
024		-		
025		R/S		copier "a" ensuite déclencher
026		STO	7	(et frapper R/S) marcher le pro-
027		RCL	.6	gramme avec:
028		RCL	.7	
029		*		lg R/S
030		RCL	.1	f A
031		RCL	.9	
032		*		
033		+		
034		RCL	.3	
035		RCL	.4	
036		*		
037		+		
038		RCL	.1	
039		RCL	.6	
040		*		
041		-		
042		RCL	.4	
043		RCL	.9	
044		*		
045		-		
046		RCL	.3	
047		RCL	.7	
048		*		
049		-		
050		CHS		
051		R/S		copier "b" et frapper R/S
052		STO	8	

053	RCL	.5	
054	RCL	.7	
055	*		
056	RCL	.2	
057	RCL	.4	
058	*		
059	+		
060	RCL	.1	
061	RCL	.8	
062	*		
063	+		
064	RCL	.1	
065	RCL	.5	
066	*		
067	-		
068	RCL	.4	
069	RCL	.8	
070	*		
071	-		
072	RCL	.2	
073	RCL	.7	
074	*		
075	-		
076	R/S		copier "c" et frapper R/S
077	STO	9	
078	RCL	.3	
079	RCL	.5	
080	RCL	.7	
081	*		
082	*		
083	RCL	.2	
084	RCL	.4	
085	RCL	.9	
086	*		
087	*		
088	+		
089	RCL	.1	
090	RCL	.6	
091	RCL	.8	
092	*		
093	*		
094	+		
095	RCL	.1	
096	RCL	.5	
097	RCL	.9	
098	*		
099	*		
100	-		
101	RCL	.3	
102	RCL	.4	
103	RCL	.8	
104	*		
105	*		
106	-		
107	RCL	.2	
108	RCL	.6	
109	RCL	.7	
110	*		
111	*		
112	-		

113		CHS		
114		R/S		copier "d" et frapper R/S
115		STO	6	
116		RCL	8	
117		CHS		
118		RCL	7	
119		/		
120	g	ARCTAN		
121		R/S		copier $\alpha$ et frapper R/S
122		STO	4	
123		RCL	7	
124	g	$x^2$		
125		RCL	8	
126	g	$x^2$		
127		+		
128		RCL	9	
129	g	$x^2$		
130		+		
131		$\downarrow x$		
132		RCL	9	
133	g	ABS		
134		$x \geq y$		
135		/		
136	g	ARCCOS		
137		R/S		copier $\beta$ et frapper R/S
138		STO	5	
139	g	RTN		

## R E F E R E N C E S

- Antoine, P., J. Biarez, P. Desvarreux, et J.P. Mouglin, 1971, "Les Problèmes Posés par la Stabilité des Pentés dans les Régions Montagneuses", *Géologie Alpine*, 47, 5-24.
- Antoine, P., et A. Pachoud, 1976, "Enseignements Tirés de Deux Essais de Cartographie Systématique de Glissements de Terrain", *Bull. liaison Labo. P. et CH.*, spécial II, 31-39.
- Antoine, P., et D. Fabre, 1980, *Géologie Appliquée au Génie Civil*, Masson.
- Arnaud, H., 1981, "De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch", *Géologie Alpine*, Mémoire n° 12, Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble.
- Arnaud-Vanneau, A., 1980, "Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Thétys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse", *Géologie Alpine*, Mém. n° 11, Thèse de doctorat ès-Sciences Naturelles, Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble.
- Asanza Cruz, M., 1985, *Contribution à l'Etude Expérimentale du Comportement Mécanique d'un Gypse et d'un Calcaire*, Thèse de Docteur-Ingénieur, U.S.M. de Grenoble.
- Barbier, R., 1959, *Nouveau Rapport Géologique sur les Recherches d'Eau pour l'Alimentation de la Commune de Luc-en-Diois (Drôme)*, déposé à la Mairie de Luc-en-Diois, Drôme.
- Barton, N., 1976, "Rock Mechanics Review: The Shear Strength of Rock and Rock Joints", *Intl. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 13, 255-279.
- Barton, N., and Choubey, 1977, "The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice", *Rock Mechanics*, 10, 1-54.
- Beyer, W., 1981, *Standard Mathematical Tables*, 26th ed., CRS Press Inc., Florida, U.S.
- Biarez, J., N. Hasbani, et B. Montel, 1976, "Rôle des Surfaces des Faiblesses de Propriétés Mécaniques des Roches dans les Grands Accidents", *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n°6, pp.1551-1571.
- Blès J.L., et B. Feuga, 1981, *La Fracturation des Roches*, Bur. Rech. Géol. et Min., *Manuels et Méthodes*, n°1.
- Blondeau, F., "Stabilité des Talus", *Bull. liaison Labo. P. et CH.*, spécial II, Rapport Général, 65-76.
- Bur. de Rech. Géol. et Min., 1970, *Carte Géologique 1/50.000 et Notice Explicative de la feuille Luc-en-Diois*.

- Bur. de Rech. Géol. et Min., 1978, Carte Géologique 1/50.000 et Notice Explicative de la feuille Grenoble, 2ème. éd..
- Bur. de Rech. Géol. et Min., 1980, Carte Géologique 1/250.000 et Notice Explicative de la feuille Valence.
- Caristan, Y., 1985, "Theorie de la Percolation et Instabilités Mécaniques", Les Instabilités Mécaniques. Développement et Périodicité, Colloque C.N.R.S., U.S.M. de Grenoble.
- Carlioni, G.C., et R. Mazzanti, 1964, "Rilevamento Geologico della Frana del Vaiont", Giornale de Geologia, XXXII, fasc. I, 105-138, Museo Geologico Giovanni Capellini, Bologna.
- Chosat, M., 1977, Mathématiques de l'Ingénieur, 2ème. éd., Dunod.
- Chowdhury, R., 1978, "Analysis of the Vajont Slide - New Approach", Rock Mechanics, 11, 29-39.
- Cruden, D.M., 1976, "Major Rock Slides in the Rockies", Canadian Geot. Journal, V.13, n°1, 8-20.
- Cruden, D.M., 1982, "The Brazeau Lake Slide, Jasper National Park, Alberta", Canadian Journal of Earth Sciences, 19, n°5, 975-981.
- Cruden, D.M., 1985, "Rock Slope Movements in the Canadian Cordillera", Canadian Geot. Journal, n°22, 528-540.
- Cruden, D.M., et P. Antoine, 1984, "The Slide of Mt. Granier, Isère and Savoie, France, on novembre 24, 1248", Proc. Fourth Intl. Symp. on Landslides, Toronto, 475-481.
- Cruden, D.M., et J. Hungr, 1986, "The Debris of the Frank Slide and Theories of Rockslide-Avalanche Mobility", Canadian Journal of Earth Sciences, 23, 425-432.
- Davis, R.O., and G.A. Salt, 1986, "Strength of Ondulating Shears Surfaces in Rock", Geotechnique, 36, n°4, 503-509.
- Delmas, Ph., 1979, Sols Renforcés par Géotextiles. Premiers Etudes, Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Scient. et Méd. de Grenoble.
- Desvarreux, P., 1968, Le Glissement de Terrain du Vajont, manuscrit inédit.
- Desvarreux, P., 1970, Recherche d'une Méthode d'Etude des Mouvements de Terrains et Applications Pratiques, Thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Grenoble.
- Duchaufour, Ph., 1984, Pédologie (abregé), Masson.
- Duchaufour, Ph., et B. Souchier 1983, Pédologie, Tome I: Pédogénèse et Classification, 2ème. éd., Masson.
- Fabre, D., 1984, "L'Hydrologie de Proveyzieux", L'Echo de Proveyzieux.

- Fabre, D., 1985, Les Essais de Laboratoire en Mécanique de Roches, I.S.T.G., U.S.M. de Grenoble.
- Fabre, D., et H. Gumichian, 1977, "Les Glaciers de Chalves", L'Echo de Proveyzieux.
- Foucault, A., et J.F. Raoult, 1984, Dictionnaire de Géologie, 2ème. éd., Masson.
- Froment, L., 1983, "Le Claps et l'Ancien Lac de Luc-en-Diois, 2ème.éd.", C.G.P. Antibes, 26310 Luc-en-Diois.
- Gamond, J.F., 1985, Conditions de Formation des Zones de Discontinuités Cinématiques dans la Croûte Supérieure. Aspects Expérimentaux et Naturels, Thèse de Docteur ès-Sciences, U.S.M. de Grenoble.
- Gaziev, E., and S.A. Erlikham, 1971, "Stress and Strains in Anisotropic Rock Foundations (model studies)", Proc. Symp. Intl. S.I.M.R., Nancy.
- Gaziev, E., 1984, "Study of the Usay Landslide in Pamir", Proc. Fourth Intl. Symp. on Landslides, Toronto.
- Gencer, M., 1982, Rupture Progressive en Versant Rocheux Stratifié et Fissuré, Thèse (n°457) de Docteur ès-Sciences Techniques, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse.
- Goguel, J., 1980, "Dossier: Les Risques des Grands Eboulements", La Recherche, n°111, 620-628.
- Goguel, J., et A. Pachoud, 1972, "Géologie et Dynamique de l'Ecroulement du Mont Granier, dans le Massif de la Chartreuse, en Novembre 1248", Bull. B.R.G.M., 2ème série, sec.III, n°1, 29-38.
- Gratier, J.P., 1984, La Déformation des Roches par Dissolution-Cristallisation, Thèse de Docteur-ès-Sciences, Univ. Scient. et Méd. de Grenoble.
- Hayashi, M., 1966, "A Mechanism of Stress Distribution in the Fissured Foundation", Proc. 1er. Cong. Intl. S.I.M.R., Lisbonne.
- Hoek, E., 1983, "Strength of Jointed Rock Masses", 33rd Rankine Lecture, Geotechnique, 33, 3, 187-223.
- Hoek, E., and J. Bray, 1981, Rock Slope Engineering, 3rd.ed, The Institution of Mining and Metallurgy, London.
- Horn, H.M., et D.U. Deere, 1962, "Frictional Characteristics of Minerals", Geotechnique, 12, 319-335.
- Jaeger, J.C., 1971, "Friction of Rocks and Stability of Rock Slopes", 11th Rankine Lecture, Geotechnique, 21, 2, 97-134.
- John, K.W., 1968, "Graphical Stability Analysis of Slopes in Jointed Rock", J. of Soil. Mechs. and Found. Div., ASCE, SM2, 497-526.

- Krahn, J., and N.R. Morgestern, 1976, "Mechanics of the Frank Slide", *Rock Engineering*, 309-331.
- Krumdieck, M.A., 1984, "On the Mechanics of Large Landslides", *Proc. Fourth Intl. Symp. on Landslides, Toronto*, 539-544.
- Ladanyi, B., and G. Archambault, 1980, "Direct and Indirect Détermination of Shear Strength of Rock Mass", *AIME, Annual Meeting, Las Vegas, U.S.*, preprint number 80-25.
- Lambe, T.W., and R. Whitman, 1969, *Soil Mechanics*, John Wiley & Sons, Inc.
- Landry, P., 1976, *Contribution à l'Etude Géologique de la Région de Roselend (Savoie)*, Thèse Docteur de Spécialité, Univ. Scient. et Méd. de Grenoble.
- Lemoine, M., 1972, "Rythmes et Modalités des Plissements Superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Françaises", *Geologische Rundschau*, 61, 975-1010.
- Londe, P., 1965, "Une Méthode d'Analyse à Trois Dimensions de la Stabilité d'une Rive Rocheuse", *Annales des Ponts et Chaussées*, I, 37-60.
- Louis, C., 1974, "Introduction à l'Hydraulique des Roches", *Bull. B.R.G.M.*, (2), III, 4, 283-356.
- Marchand, T., 1985, *La Chartreuse Méridionale. Etude des Grands Réseaux Karstiques*, Thèse Docteur 3ème Cycle, Univ. Scient. et Méd. de Grenoble, I.G.A.
- Mash, L., T. Erismann, H. Heuberger, E. Preuss, et A. Schröcker, 1981, "Fussion par Friction Sur les Surfaces de Glissement de Deux Grands Eboulements", *Risques Géologiques - Mouvements de Terrain*, 26ème Cong. Géol. Intl., *Bull. liaison Labo. P. et CH.*, spécial X, 11-14.
- Masson, H., 1976, "Un Siècle de Géologie des Préalpes: de la Découverte des Préalpes à la Recherche de leur Dynamique", *Eclogae Géol. Helv.*, 69/2, 527-575, Bâle.
- Masson, M., 1976, "Influence des Héritages Périglaciaires sur l'Instabilité des Pentes Naturelles. Application à la Normandie", *Bull. liaison Labo. P. et CH.*, spécial II, 77-89.
- Mattauer, M., 1980, *Les Déformations des Matériaux de l'Ecorce Terrestre*, Hermann.
- Maugeri, M., and E. Motta, 1986, "Parametric Back-Analysis of Shear Strength of Joints from Rock Slides", *Proc. 5ème Cong. Intl. de l'AIGI, Buenos Aires*, 375-382.
- Monjuvent, G, et A. Marnezy, 1986, "Processus d'Evolution de Versants dans les Alpes Françaises", *Géologie Alpine*, 62, 87-105.

- Moret, L., 1945, Les Eboulements en Montagne, éd. rev. Les Alpes, Grenoble.
- Moret L., 1962, Précis de Géologie, 4ème éd., Masson.
- Mugnier, J.L., 1984, Déplacements et Déformations dans l'Avant Pays d'une Chaîne de Collision, Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Scient. et Méd de Grenoble.
- Müller, L., 1968, "New Considerations on the Vaiont Slide", Rock Mechanics and Engineering Geology, IV, 1-2, 1-91.
- Nicolas, A., 1984, Principes de Tectonique, Masson.
- Panet, M., et A. Ricard, 1976, "Comportement Mécanique des Massifs Rocheux", La Mécanique des Roches Appliquée aux Ouvrages du Génie Civil, A.A.I.A.E.E.N.P. et Ch.
- Patton, F.D., 1966, "Multiples Modes of Shear Failure in Rock", Proc. 1er. Cong. Intl. S.I.M.R., Lisbonne.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks, Mc Graw Hill.
- Ramsay J.G. and M. Huber, 1983, The Techniques of Modern Structural Geology, Vol.1: Strain Analysis, Academic Press.
- Rizopoulos, G., 1986, Contribution à l'Etude Expérimentale du Comportement Mécanique des Masses Rocheuses Discontinues, Thèse Docteur I.N.P. de Grenoble.
- Schneider, H.J., 1976, "The Friction and Déformation Behaviour of Rock Joints", Rock Mechanics, 8, 169-184.
- Stagg, K.G. and O.C. Zienkiewics, 1968, Rock Mechanics in Engineering Practice, Jhon Wiley & Sons, Inc.
- Terzaghi, K., 1962, "Stability of Slopes on Hard Unweathered Rock", Geotechnique, 12, 251-270.
- Trollope, D.H., 1965, "Pressure Distribution in some Discontinua", Water Power & D.C., 8.
- van Olphen, H., 1977, An Introduction to Clay Colloid Chemistry, 2nd. ed., John Wiley & Sons, Inc.
- Vialon, P. M. Ruhland, et J. Grolier, 1976, Eléments de Tectonique Analytique, Masson.
- Vialon, P., 1979, "Les Déformations Continues-Discontinues des Roches Anisotropes", Eclogae Géol. Helv., 72/2, 531-549, Bâle.
- Vialon, P., 1984-1985, Cours de Tectonique Analytique, U.S.M. de Grenoble.
- Vutukuri, V.S., R.D. Lama, and S.S. Saluja, 1974, Handbook on Mechanical Properties of Rocks, Vol.1: Testing Techniques and Results, Trans. Tech. Pub.

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

AVANT-PROPOS	5
RESUMEN	7
ABSTRACT	8
I N T R O D U C T I O N	9
PREMIERE PARTIE: G E O L O G I E E T M E C A N I Q U E	
1. Les Versants Rocheux d'Origine Sédimentaire: des Milieux Anisotropes, Discontinus et Hétérogènes.	15
1.1 Origine des Versants Rocheux Stratifiés.	15
1.2 Hétérogénéité et Anisotropie des Massifs Sédimentaires.	16
1.3 Discontinuités des Versants Rocheux Stratifiés.	
1.3.1 Discontinuités Génétiques.	17
1.3.2 Discontinuités d'Origine Tectonique.	18
1.4 Quelques Déformations Géologiques par Glissement Couche Sur Couche, comme Origine Possible de Versants Instables.	25
1.5 Conclusions.	29
2. Glissements Plans et Origine de la Résistance au Cisaillement.	
2.1 Influence des Caractéristiques du Milieu sur les Glissements Plans.	31
2.2 Origine de la Résistance au Cisaillement.	34
3. Glissements Banc Sur Banc dans les Versants.	
3.1 Conditions Géologiques et Mécaniques.	37
3.2 Quelques Cas rapportés par la Littérature.	44
3.3 Objectifs des Etudes de Stabilité de Versants.	48
4. Approche Géologique de l'Analyse de la Stabilité.	
4.1 Moyens et Objectifs de l'Etude Géologique.	51
4.2 Etude du Terrain.	53
5. Analyse des Facteurs qui déterminent la Résistance au Glissement.	
5.1 Cohésion.	55
5.2 Frottement.	57
5.3 Géométrie de la Surface de Glissement.	60

5.4 Rôle des Fluides.	63
5.4.1 Effet de la présence d'eau sur la résistance au frottement.	64
5.4.2 Action mécanique des fluides.	65
6. Stabilité de Masses Rocheuses vis-à-vis de leur Glissement.	
6.1. Influence des Caractéristiques du Milieu sur la Distribution de Contraintes.	69
6.2 Complexité du Choix des Paramètres de Résistance.	71
6.3 Stabilité de Modèles Simples Sous Différentes Conditions aux Limites.	72
6.4 Le Problème des Versants.	77
6.5 Les Causes des Glissements.	
6.5.1 Causes Propres au Versant.	79
6.5.2 Causes Externes.	80
DEUXIEME PARTIE: EXPERIMENTATION AU LABORATOIRE	
7. Caractérisation Géotechnique des Matériaux Impliqués dans les Glissements de Versant. Quelques Exemples.	83
8. Comportement au Frottement de Différentes Surfaces Rocheuses Naturelles.	99
TROISIEME PARTIE: ETUDE DU CLAPS-DE-LUC (Drôme).	
9. Présentation et Géologie du Claps-de-Luc.	121
10. Reconstitution de la Topographie avant le Glissement.	135
11. Analyse Mécanique du Claps-de-Luc.	145
C O N C L U S I O N S     G E N E R A L E S	159
ANNEXE. Quelques Formules et Méthodes Simples d'Analyse Utiles pour la Reconnaissance du Terrain.	161
R E F E R E N C E S	169

## L I S T E        D E        F I G U R E S

- Fig.1.1. Repartition schématique des domaines des différents comportements des corps en fonction de la pression et de la température et mécanismes élémentaires de déformation correspondants.
- Fig.1.2. Schéma illustrant les mécanismes de déformation.
- Fig.1.3. Fractures d'extension en échelon, à diverses échelles.
- Fig.1.4. Croquis illustrant que l'importance d'une fissure dépend de ses dimensions par rapport à celles de la masse qu'elle sépare.
- Fig.1.5. Directions d'apparition des déformations discontinues en fonction de l'angle entre la direction de raccourcissement et les plans de faiblesse.
- Fig.1.6 Organisation des fractures dans un pli.
- Fig.1.7 Traces de glissement sur un plan stylolithique.
- Fig.1.8. Caractéristiques des tectoglyphes.
- Fig.1.9. Stries dues au glissement banc sur banc.
- Fig.1.10. Schéma montrant la création d'une rampe.
- Fig.1.11. Diverticulation de l'Ultrahelvétique.
- Fig.1.12. Schéma montrant la différence entre les arrachements engendrés par une diverticulation, vis à vis de ceux produits par une rampe ou par un glissement par flexion.
- Fig.2.1 Le glissement plan à différentes échelles.
- Fig.2.2 Déformation interne dans une zone de cisaillement.
- Fig.3.1. Conditions cinématiques nécessaires pour le glissement couche sur couche.
- Fig.3.2 Versant stratifié où la butée de pied a disparu.
- Fig.3.3. Le glissement du Lac Medicine.
- Fig.3.4 Tectonique et érosion du versant du Vajont.
- Fig.3.5 Coupe géologique du versant de Vajont avant et après le glissement.
- Fig.3.6 Déplacements horizontaux d'un des témoins du glissement de Vajont au cours des deux derniers mois.

Fig.3.7. Situation des glissements de versants par rapport aux glissements macroscopiques étudiés en géologie.

Fig.4.1. Gabarit variable pour la reproduction des petites «formes de surface» (aspérités).

Fig.5.1. Profil d'une surface "lisse" de quartz.

Fig.5.2. Schéma représentant les trois types de contact possibles entre les lèvres d'un joint rocheux qui ne conservent plus sa position relative originelle.

Fig.5.3 Schéma montrant l'importance des angles des formes superficielles.

Fig.5.4. Schéma montrant deux versants reposant sur un plan de stratification dont la seule différence est la taille des aspérités.

Fig. 5.5. Ascension capillaire à l'intérieur d'un plan de stratification.

Fig. 6.1. Courbes d'isocontraintes dues à l'application d'une charge sur un milieu à anisotropie planaire.

Fig. 6.2. Modèle montrant le développement d'un arc-boutement d'un ensemble de blocs cubics.

Fig.6.3. Bloc isolé réposant sur un plan de pendage  $\beta$ .

Fig.6.4. Schéma d'un bloc retenu par deux côtés et soumis à une force extérieure horizontale «E» dans le sens du pendage.

Fig.6.5. Dièdre appuyé sur deux discontinuités.

Fig.6.6. Glissement rotationnel d'un bloc rectangulaire.

Fig.7.1. Principaux affleurements des calcaires urgoniens dans la Chartreuse et le Vercors septentrional.

Fig.7.2. Schéma stratigraphique des dépôts urgoniens de la région grenobloise.

Fig.8.1. Vue détaillée de la boîte de frottement utilisée.

Fig.8.2. Procédé pour le moulage des blocs pour la préparation des éprouvettes.

Fig.8.3. Aspect d'une éprouvette finie.

Fig.8.4. Quelques éprouvettes.

- Fig.9.1. Copie (échelle 1/100.000) de la zone NW de la carte géologique de Lud-en-Diois.
- Fig.9.2. Le Pic-de-Luc vu de la Montagne de Salles. A gauche, surface de glissement et sommet du «Claps-de-Luc».
- Fig.9.3. Blocs décimétrique constituant «Le Claps».
- Fig.9.4. La surface de glissement, «Le Claps», et «Le Pigeonnier».
- Fig.9.5. Le «Grand Lac» et le «Petit Lac».
- Fig.9.6. Carte paléogéographique schématique du SE de la France.
- Fig.9.7. Couches calcaires à interlits marneux, du Rauracien, ayant subi un glissement synsédimentaire.
- Fig.9.8. Couches calcaires du Rauracien ayant subi des glissements synsédimentaires.
- Fig.9.9. Stries sur une couche au niveau de la surface de glissement du «Claps», trouvées dans le tunnel situé au SE du Pic-de-Luc.
- Fig.9.10. Glissement banc sur banc entre deux couches du calcaire massif du Séquanien (Est du Pic-de-Luc).
- Fig.9.11. Colonnes stratigraphiques des formations constituant le Pic-de-Luc.
- Fig.9.12. Colonnes stratigraphiques détaillées des couches proches à la surface de glissement.
- Fig.9.13. Carte Géologique du Pic-de-Luc.
- Fig.9.14. Carte Géologique de la Surface de Glissement.
- Fig.10.1. Falaise des dalles calcaires du Tithonique sur la rive gauche du Rif, au SE du Pic-de-Luc.
- Fig.10.2. Falaise opposée au «Claps», sur la rive gauche de La Drôme.
- Fig.10.3. Falaise (N10° vert.) à regard ouest du «Pigeonnier».
- Fig.10.4. Tracés possibles du lit de la Drôme au pied du Pic-de-Luc.
- Fig.10.5. à Fig.10.13. Coupes géologiques des sections I à IX.
- Fig.10.14. Reconstitution topographique de la surface de stratification qui supportait l'assise de calcaire tithonique à l'origine du Claps-de-Luc.
- Fig.10.15. Dépression vers le SE de la surface de glissement, et apparition des nouvelles couches, calcaires et argileuses, engendrées par les dépôts sur la dépression.

Fig.11.1. Surface plane représentant la première configuration étudiée.

Fig.11.2. Deuxième configuration étudiée, composée de trois plans.

Fig.11.3. Aspérités de la zone est de la surface de glissement.

Fig.11.4. Aspect de la surface de glissement.

Fig.11.5. Influence des différentes conditions analysées sur la stabilité pour la configuration 1, lorsque  $\phi_1 = 28^\circ$  et  $\phi_2 = 40^\circ$ .

Fig.11.6. Influence des différentes conditions analysées sur la stabilité pour la configuration 1, lorsque  $\phi_1 = 38^\circ$  et  $\phi_2 = 40^\circ$ .

Fig.11.7. Influence des différentes conditions analysées sur la stabilité pour la configuration 1, lorsque  $\phi_1 = 28^\circ$ ,  $\phi_2 = 40^\circ$  si l'on considère l'influence des irrégularités.

Fig.11.8. Influence des différentes conditions analysées sur la stabilité pour la configuration 1, lorsque Le Pigeonnier n'influe pas sur le glissement.

Fig.11.9. Couches à interlits argileux dans la partie SE de la surface de glissement du «Claps».

Fig.11.10. Canevas représentatif des conditions d'équilibre de la deuxième configuration étudiée, pour  $\phi_1=28^\circ$ ,  $\phi_2=15^\circ$  et  $\phi_3=40^\circ$ , lorsque on suppose une contribution à la résistance au glissement des irrégularités du plan 1.

Fig.11.11. Canevas représentatif des conditions d'équilibre de la deuxième configuration étudiée, pour  $\phi_1=28^\circ$ ,  $\phi_2=15^\circ$  et  $\phi_3=40^\circ$ , lorsqu'on ne prend pas en compte la résistance au glissement des irrégularités sur le plan 1.

Fig.11.12. Canevas représentatif des conditions d'équilibre de la deuxième configuration étudiée, pour  $\phi_1 = \phi_2 = 28^\circ$  et  $\phi_3=40^\circ$ , lorsqu'on ne prend pas en compte la résistance au glissement des irrégularités sur le plan 1.