



HAL
open science

Contribution à l'étude du rôle de l'eau sur les glissements de terrain

Aziz Amiri

► **To cite this version:**

Aziz Amiri. Contribution à l'étude du rôle de l'eau sur les glissements de terrain. Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1973. Français. NNT : . tel-00691354

HAL Id: tel-00691354

<https://theses.hal.science/tel-00691354>

Submitted on 26 Apr 2012

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

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

N° d'ordre

THESE

présentée à la

FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR INGENIEUR

par

Aziz AMIRI

Ingénieur E.I.H

CONTRIBUTION A L'ETUDE DU ROLE DE
L'EAU SUR LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Soutenue le 13 Juillet 1973 devant la Commission d'Examen

Messieurs :

R. BARBIER	Professeur	Président
J. BIAREZ	Professeur	Rapporteur
R. MICHEL	Professeur	Examineur

GRENOBLE

N° d'ordre

THESE

présentée à la

FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR INGENIEUR

par

Aziz AMIRI

Ingénieur E.I.H

CONTRIBUTION A L'ETUDE DU ROLE DE
L'EAU SUR LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Soutenu le 13 Juillet 1973 devant la Commission d'Examen

Messieurs :

R. BARBIER

Professeur

Président

J. BIAREZ

Professeur

Rapporteur

R. MICHEL

Professeur

Examinateur

GRENOBLE

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

LISTE DES PROFESSEURS

Président : Monsieur Michel SOUTIF
Vice-Président : Monsieur Gabriel GAU

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. ANGLES D'AURIAC Paul
ARNAUD Georges
ARNAUD Paul
AUBERT Guy
AYANT Yves
Mme BARBIER Marie-Jeanne
MM. BARBIER Jean-Claude
BARBIER Reynold
BARJON Robert
BARNOUD Fernand
BARRA Jean-René
BARRIE Joseph
BENOIT Jean
BERNARD Alain
BESSON Jean
BEZES Henri
BLAMBERT Maurice
BOLLIET Louis
BONNET Georges
BONNET Jean-Louis
BONNET-EYMARD Joseph
BONNIER Etienne
BOUCHERLE André
BOUCHEZ Robert
BOUSSARD Jean-Claude
BRAVARD Yves
BRISSONNEAU Pierre
BUYLE-BODIN Maurice
CABANAC Jean
CABANEL Guy
CALAS François
CARRAZ Gilbert
CAU Gabriel
CAUQUIS Georges
CHABAUTY Claude
CHARACHON Robert
CHATEAU Robert
CHENE Marcel
COEUR André
CONTAMIN Robert
COUDERC Pierre
CRAYA Antoine
Mme DEBELMAS Anne-Marie
MM. DEBELMAS Jacques
DEGRANGE Charles
DESRE Pierre
DESSAUX Georges
DODU Jacques

Mécanique des fluides
Clinique des maladies infectieuses
Chimie
Physique
Physique approfondie
Electrochimie
Physique expérimentale
Geologie appliquée
Physique nucléaire
Biosynthèse de la cellulose
Statistiques
Clinique chirurgicale
Radioélectricité
Mathématiques Pures
Electrochimie
Chirurgie générale
Mathématiques Pures
Informatique (IUT B)
Electrotechnique
Clinique ophtalmologique
Pathologie médicale
Electrochimie Electrometallurgie
Chimie et Toxicologie
Physique nucléaire
Mathématiques Appliquées
Géographie
Physique du Solide
Electronique
Pathologie chirurgicale
Clinique rhumatologique et hydrologie
Anatomie
Biologie animale et pharmacodynamie
Médecine légale et Toxicologie
Chimie organique
Mathématiques Pures
Oto-Rhino-Laryngologie
Thérapeutique
Chimie papetière
Pharmacie chimique
Clinique gynécologique
Anatomie Pathologique
Mécanique
Matière médicale
Géologie générale
Zoologie
Métallurgie
Physiologie animale
Mécanique appliquée

MM. DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
DREYFUS Bernard	Thermodynamique
DUCROS Pierre	Cristallographie
DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
FAU René	Clinique neuro-psychiatrique
FELICI Noël	Electrostatique
GAGNAIRE Didier	Chimie physique
GALLISSOT François	Mathématiques Pures
GALVANI Octave	Mathématiques Pures
GASTINEL Noël	Analyse numérique
GEINDRE Michel	Electroradiologie
GERBER Robert	Mathématiques Pures
GIRAUD Pierre	Géologie
KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
Mme KOFLER Lucie	Botanique et Physiologie végétale
MM. KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
LACAZE Albert	Thermodynamique
LACHARME Jean	Biologie végétale
LAJZEROWICZ Joseph	Physique
LATREILLE René	Chirurgie générale
LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
LEDRU Jean	Clinique médicale B
LLIBOUTRY Louis	Géophysique
LOUP Jean	Géographie
Mlle LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
MALINAS Yves	Clinique obstétricale
MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
MASSEPORT Jean	Géographie
MAZARE Yves	Clinique médicale A
MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
MOURIQUAND Claude	Histologie
MOUSSA André	Chimie nucléaire
NEEL Louis	Physique du Solide
OZENDA Paul	Botanique
PAUTHENET René	Electrotechnique
PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
PERRET René	Servomécanismes
PILLET Emile	Physique industrielle
RASSAT André	Chimie systématique
RENARD Michel	Thermodynamique
REULOS René	Physique industrielle
RINALDI Renaud	Physique
ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
SANTON Lucien	Mécanique
SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
SENGEL Philippe	Zoologie
SILBERT Robert	Mécanique des fluides
SOUTIF Michel	Physique générale
TANCHE Maurice	Physiologie
TRAYNARD Philippe	Chimie générale

MM. VAILLAND François	Zoologie
VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme VERRAIN Alice	Pharmacie galénique
M. VERRAIN André	Physique
Mme VEYRET Germaine	Géographie
MM. VEYRET Paul	Géographie
VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
YOCCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. BULLEMER Bernhard	Physique
HANO JUN-ICHI	Mathématiques Pures
STEPHENS Michaël	Mathématiques Appliquées

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. BEAUDOING André	Pédiatrie
Mme BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM. BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Appliquées
BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
BONNETAIN Lucien	Chimie minérale
Mme BONNIER Jane	Chimie générale
MM. CARLIER Georges	Biologie végétale
COHEN Joseph	Electrotechnique
COUMES André	Radioélectricité
DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
DEPORTES Charles	Chimie minérale
GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
GAVEND Michel	Pharmacologie
GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
GLENAT René	Chimie organique
HACQUES Gérard	Calcul numérique
JANIN Bernard	Géographie
Mme KAHANE Josette	Physique
MM. MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
PERRIAUX Jacques	Géologie et minéralogie
POULOUJADOFF Michel	Electrotechnique
REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
REVOL Michel	Urologie
REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
ROBERT André	Chimie papetière
DE ROUGEMONT Jacques	Neurochirurgie
SARRAZIN Roger	Anatomie et Chirurgie
SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
SIBILLE Robert	Construction Mécanique
SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme SOUTIF Jeanne	Physique générale

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

Mlle AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
ALARY Josette	Chimie analytique
MM. AMBLARD Pierre	Dermatologie
AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie

MM. AMBLARD Yves	Chimie
BEGUIN Claude	Chimie organique
BELORIZKY Elie	Physique
BENZAKEN Claude	Mathématiques Appliquées
BILLET Jean	Géographie
BLIMAN Samuel	Electronique (EIE)
BLOCH Daniel	Electrotechnique
Mme BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM. BOUCHET Yves	Anatomie
BOUVARD Maurice	Mécanique des Fluides
BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
BRUGEL Lucien	Energétique
BUISSON Roger	Physique
BUTEL Jean	Orthopédie
CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogenèse
CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
CHIBON Pierre	Biologie animale
COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
COLOMB Maurice	Biochimie médicale
CONTE René	Physique
COULOMB Max	Radiologie
CROUZET Guy	Radiologie
DURAND Francis	Métallurgie
DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM. FAURE Jacques	Médecine légale
GENSAC Pierre	Botanique
GIDON Maurice	Géologie
GRIFFITHS Michaël	Mathématiques Appliquées
GROULADE Joseph	Biochimie médicale
HOLLARD Daniel	Hématologie
HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine préventive
IDELMAN Simon	Physiologie animale
IVANES Marcel	Electricité
JALBERT Pierre	Histologie
JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
JOUBERT Jean-Claude	Physique du Solide
JULLIEN Pierre	Mathématiques Pures
KAHANE André	Physique générale
KUHN Gérard	Physique
LACOUME Jean-Louis	Physique
Mme LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
MM. LANCIA Roland	Physique atomique
LE JUNTER Noël	Electronique
LEROY Philippe	Mathématiques
LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique Nucléaire
LÛU DUC Cuong	Chimie organique
MACHE Régis	Physiologie végétale
MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
MARECHAL Jean	Mécanique
MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
MAYNARD Roger	Physique du Solide
MICHOULIER Jean	Physique (I. U. T. "A")
MICOUD Max	Maladies infectieuses

MM. MOREAU René	Hydraulique (INP)
NEGRE Robert	Mécanique
PARAMELLE Bernard	Pneumologie
PECCOUD François	Analyse (IUT B)
PEFFEN René	Métallurgie
PELMONT Jean	Physiologie animale
PERRET Jean	Neurologie
PERRIN Louis	Pathologie expérimentale
PFISTER Jean-Claude	Physique du Solide
PHELIP Xavier	Rhumatologie
Mlle PIERY Yvette	Biologie animale
MM. RACHAIL Michel	Médecine interne
RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
RENAUD Maurice	Chimie
RICHARD Lucien	Botanique
Mme RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM. ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
SHOM Jean-Claude	Chimie Générale
STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées
VEILLON Gérard	Mathématiques Appliquées (INP)
VIALON Pierre	Géologie
VROUSSOS Constantin	Radiologie
ZADWORNÝ François	Electronique

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. BOUDOURIS Georges	Radioélectricité
CHEEKE John	Thermodynamique
GOLDSCHMIDT Hubert	Mathématiques
SIDNEY STUARD	Mathématiques Pures
YACOUD Mahmoud	Médecine légale

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

Mme BERIEL Hélène	Physiologie
Mme RENAUDET Jacqueline	Microbiologie

AVANT - PROPOS

Les travaux présentés dans ce mémoire ont été effectués au Laboratoire de Géotechnique de l'Université de Grenoble.

Je tiens tout d'abord à adresser mes vifs remerciements au Ministère des Affaires Etrangères du Gouvernement Français pour la bourse qu'il m'a accordée pour effectuer ces recherches, et à M. le Professeur SANTON, qui a bien voulu m'accepter au sein de l'Institut Polytechnique de Grenoble, Section Hydraulique (E.I.H.).

Je veux également remercier M. le Professeur BARBIER, qui me fait l'honneur de présider ce mémoire et M. le Professeur MICHEL, qui a bien voulu en être l'examineur.

Ma gratitude la plus profonde va à M. le Professeur J. BIAREZ, qui a assuré la direction de ces travaux et m'a apporté son soutien.

Je remercie très sincèrement tous mes collègues du Laboratoire de Géotechnique pour leur aide et leurs conseils, en particulier MM. AZIMI et DESVARREUX, qui avec le concours de leur amitié, m'ont donné aide et conseils précieux, ainsi que M. KIRCHER, technicien au Laboratoire.

Je remercie très vivement la Compagnie Nationale du Rhône et la Société FAMY, pour leur collaboration à ces travaux.

Enfin, je suis reconnaissant à Mme LAURENT et M. CHABERT, qui ont su, avec compétence et dévouement, se charger de la préparation matérielle de ce mémoire.

S O M M A I R E

	Pages
INTRODUCTION	1
 <u>PREMIERE PARTIE</u> 	
CHAPITRE I - ACTION DE L'EAU INTERSTITIELLE SUR LES MILIEUX POREUX	5
1. - Etude physique du rôle de l'eau	8
1.1. - Le soulèvement hydrostatique	8
1.2. - Les pressions de courant	9
1.3. - L'action des forces capillaires sur le milieu poreux	11
1.4. - Cas particulier des terrains sans cohésion	12
1.5. - Changement des propriétés mécaniques des sols	13
2. - Rôle physico-chimique de l'écoulement d'eau souterrain et transport de matériaux	14
2.1. - Le paramètre de température - débit corrigé	16
2.2. - Lessivage des argiles par l'eau	16
3. - Conclusion	17
 CHAPITRE II - ORIGINE DE L'EAU INTERSTITIELLE	 19
1. - Evapotranspiration	21
1.1. - Facteurs physiques	22
1.2. - Facteurs physiologiques	22
1.3. - Mesure de E.Tr	22
1.4. - Formules et calcul de l'évapotranspiration réelle	22
2. - Evaporation	23
2.1. - Pouvoir évaporant de l'atmosphère	23
2.2. - Type de surface évaporante	23
2.3. - Mesure de l'évaporation	23

	Pages
3. - Transpiration	24
4. - Le Ruissellement	24
4.1. - Facteurs influant sur l'écoulement	24
4.2. - Composantes de l'écoulement	26
4.3. - Formules empiriques	27
4.4. - Déficit d'écoulement	27
5. - Infiltration	28
5.1. - Méthodes de mesure de l'infiltration	28
5.2. - Interprétation des mesures	28
5.3. - Facteurs de l'infiltration	29
6. - Bilan d'eau	30
6.1. - Calcul du bilan	31
7. - CONCLUSION	31

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE III - PARTICULARITE DE L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN	33
1. - Les mécanismes de l'action de l'eau sur un glissement de terrain	38
2. - Essai d'une classification des glissements de terrain en fonction de l'action de l'eau	38
2.1. - Glissement proprement dit	39
2.2. - Coulées	39
2.3. - Solifluxion et reptation	39
2.4. - Eroulement et éboulement	39
3. - Plan particulier de l'étude hydrogéologique des glissements de terrain	40
3.1. - Reconnaissance rapide	40
4. - Réseau hydrographique	42
5. - Points des sources et des suintements	42
6. - Principe général des mesures des facteurs hydrauliques	43
7. - Pente du terrain	44
8. - Photo-interprétation	45
9. - Contrôle et surveillance	45

	Pages
9.1. - Mesures des variations de la pression interstitielle - Choix du moyen de mesure	45
9.2. - Analyse des relevés pluviométriques pour l'étude des glissements de terrain	48
9.3. - Mesures de la vitesse de déplacement	49
9.4. - Mesures par laser d'alignement	49
9.5. - Corrélation entre déplacement et pression de l'eau interstitielle	50

CHAPITRE IV - APPLICATION DE LA METHODE DES RESISTIVITES
ELECTRIQUES A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU
GLISSEMENT DE TERRAIN

1. - La résistivité des sols meubles	53
2. - Méthode d'interprétation	58
3. - Etude de la fissuration du terrain par la méthode de la résistivité électrique	62
3.1. - Influence des macro-fissures sur la résis- tivité électrique du terrain	62
3.2. - Exemple d'application sur le terrain	64
4. - Mesures de la résistivité électrique et de la température de l'eau sur le site	64
4.1. - Description de l'échantillonneur de mesu- res in situ de la résistivité réelle	65
5. - Etude de la résistivité du sol en fonction de sa teneur en eau	66
6. - Etude de la résistivité du sol en fonction de la teneur en argile	66
7. - Conclusion de l'application de la méthode de la résistivité électrique à l'étude hydrogéolo- gique d'un glissement de terrain	67

CHAPITRE V - COUVERTURE VEGETALE ET GLISSEMENT DE TERRAIN

1. - Absorption et consommation en eau des plantes	71
2. - Influence de la forêt sur la pluie et le brouil- lard	73
3. - Effets de la neige sur les glissements de terrain dans les régions forestières et problème de la surcharge	75
3.1. - Calcul du coefficient de sécurité dans le cas d'une surcharge uniformément répartie	76

	Pages
4. - Influence de la forêt sur l'infiltration	77
5. - Comparaison de l'évapotranspiration des peuplements forestiers et de celle d'autres formations végétales	77
6. - Reconnaissance hydrogéologique du site de glissement au moyen des couvertures végétales	79
6.1. - Influence des mouvements de terrain sur l'écologie végétale	80
7. - Conclusion	81
8. - Traitement	81

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE VI - EXEMPLE D'APPLICATION DE LA METHODE D'ETUDE SUR LE ROLE DE L'EAU SUR LE GLISSEMENT DE L...	84
1. - Géologie du site	85
2. - Mesures de déplacements	86
3. - Pluviométrie	87
4. - Niveaux piézométriques et hauteurs d'eau dans les cellules	87
5. - Mesures de débit des drains	88
6. - Mesures de déformation dans les tubes	88
7. - Données nouvelles établies à partir des observations de 1972	89
7.1. - Pluviométrie	89
8. - Efficacité comparée du télémètre infra-rouge et du laser d'alignement dans la surveillance des mouvements de terrain	89
8.1. - Mesures au télémètre infra-rouge - Méthode employée et appareillages - Principe de la méthode	90
8.2. - Pilier fixe M ₂	90
8.3. - Témoins mobiles	90
8.4. - Pression et température	91
8.5. - Etalonnage en laboratoire	91
8.6. - Mesures sur le terrain	92

	Pages
9. - Mesure par laser d'alignement	94
9.1. - Essais de stabilité des appareillages au laboratoire	94
9.2. - Essais sur le terrain	96
9.3. - Influence des différents facteurs sur la précision des mesures de déplacements par le laser d'alignement	96
10. - Mesures périodiques de résistivité	98
10.1. - Introduction - Influence de la fissuration sur la résistivité de l'argile	98
10.2. - Dépouillement et interprétation des résultats	99
11. - Prospection géophysique électrique détaillée du glissement de L...	100
11.1. - Consistance des travaux	100
11.2. - Etalonnage des sondages électriques	101
11.3. - Interprétation des résultats des sondages électriques	103
12. - Conclusion de l'analyse et interprétation des données du glissement de L...	104

CHAPITRE VII - EXEMPLE D'UNE ETUDE DE COULEE BOUEUSE A P...	111
1. - Situation géographique et climat	113
2. - Etude géologique	114
2.1. - Cadre régional	114
2.2. - Description des terrains du bassin supérieur du torrent de la R...	115
2.3. - Terrains de couverture	116
2.4. - Hydrogéologie	117
3. - Etude des coulées antérieures	118
3.1. - Caractéristiques des coulées de 1965	119
3.2. - Hypothèse sur le mécanisme des coulées	120
4. - Estimation des risques de nouvelles coulées	122
4.1. - Coulées d'origine orageuse	122
4.2. - Coulées boueuses dues à des glissements	123
5. - Conclusions	126

	Pages
CHAPITRE VIII - EXEMPLE D'UNE ETUDE DE STABILITE DES REMBLAIS ROUTIERS (R.N.A.) REALISEE SUR LE TERRAIN EN MOUVEMENT	129
1. - RN.A - PK 124,150	131
1.1. - Géologie sommaire et hydrologie	131
1.2. - Causes probables des mouvements	132
1.3. - Recommandations	132
2. - RN. A - PK 132,500	133
2.1. - Géologie sommaire et hydrologie	133
2.2. - Causes du mouvement	134
2.3. - Recommandations	134
3. - RN. A - PK 133,800	135
3.1. - Géologie sommaire et hydrogéologie	135
3.2. - Causes probables des affaissements	135
3.3. - Recommandations	136

INTRODUCTION

"Dans une planète sans eau, il n'y aurait pas de problème de mécanique des sols".

C'est ainsi que TERZAGHI mentionne l'importance du rôle de l'eau en mécanique des sols.

Ce mémoire, réalisé au Laboratoire de Géotechnique de Grenoble, à la suite des travaux de J.P. BOMBARD, P. DESVARREUX et M. AMINI, a pour but d'étudier le rôle de l'eau sur le phénomène.

Il comprend trois parties :

Ière Partie - Chapitre I
 Chapitre II

IIème Partie - Chapitre III
 Chapitre IV
 Chapitre V

IIIème Partie - Chapitre VI
 Chapitre VII
 Chapitre VIII

Le Chapitre I concerne l'analyse des différentes forces exercées par l'eau sur le milieu poreux en présence ou en l'absence d'écoulement d'eau.

On donne des idées quantitatives des modifications apportées par l'eau à différents facteurs : d'abord l'influence de l'eau sur la géométrie interne et externe du site (effet dynamique d'écoulement), érosion, colmatage ; ensuite, le changement de la conductivité hydraulique du sol, qui aboutit aux changements des conditions aux limites hydrauliques du massif.

Enfin, on considèrera le rôle de l'eau dans la variation des propriétés mécaniques des sols (cohésion, contrainte intergranulaire, etc.)

Dans le Chapitre II, nous essaierons d'analyser les facteurs du bilan hydrologique du cycle d'eau qui sont l'origine de l'eau interstitielle. Ce cycle s'effectue dans trois milieux particuliers : l'atmosphère, les milieux non saturés, la zone de saturation.

Son étude quantitative rencontre diverses difficultés surtout en ce qui concerne le milieu non saturé (établissant le trait d'union entre l'hydrologie de surface et l'hydrologie souterraine) qui influence le mécanisme d'alimentation de la surface piézométrique et qui est encore mal connu, surtout dans les milieux naturels souvent hétérogènes.

Dans le Chapitre III, après un essai de classification des glissements de terrains selon le mode d'action de l'eau, nous avons donné certaines précisions sur les particularités de l'étude hydrogéologique des glissements et sur les mesures des facteurs intervenant sur le phénomène (précipitations atmosphériques, pression de l'eau interstitielle, débits des sources et des cours d'eau, température, etc?)

Dans ce chapitre et dans le but de rechercher une méthode de mesure du déplacement plus simple, rapide et sûre, nous montrerons l'intérêt du laser d'alignement et du Distomat avec la modulation infra-rouge, cela surtout dans le but de l'automatisation du contrôle du déplacement.

Dans ce même chapitre, nous dirons comment mesurer pratiquement ces facteurs hydrologiques et hydrogéologiques pour pouvoir, le cas échéant, établir une corrélation avec la cinématique du glissement, en vue de contrôler et éventuellement prévoir les mouvements.

Dans le Chapitre IV, nous montrons différentes utilisations de la méthode géophysique des résistivités électriques pour :

- . l'étude géologique et géotechnique ainsi que la géométrie interne du site,
- . l'établissement des cartes de la résistivité à différentes profondeurs en vue de rechercher une arrivée préférentielle d'eau sur le site,
- . l'étude de la fluctuation périodique du niveau piézométrique par la variation de la résistivité électrique dans les terrains fissurés (méthode moins coûteuse que la mesure par capteur à cordes vibrantes),
- . l'étude de l'orientation et la profondeur de la fissuration du terrain,
- . l'étude de la résistivité électrique du terrain argileux en vue d'estimer certaines propriétés géotechniques (teneur en argile, teneur en eau, etc.)

Le Chapitre V consiste d'une manière générale en l'étude du lieu entre l'eau et la végétation et son influence sur le glissement.

Dans la IIIème Partie, nous donnerons des exemples d'application de nos études.

Le Chapitre VI est l'étude d'un glissement sur la retenue d'un barrage là où nous avons effectué une série complète de nos essais (étude, contrôle, prévision).

Le Chapitre VII est relatif à l'étude d'une coulée boueuse et l'analyse du mécanisme de ce phénomène lié à l'eau.

Le Chapitre VIII et dernier chapitre montre le rôle déterminant de l'eau sur les glissements de remblais routiers à la suite de nombreuses observations. On y donne également les mesures à adopter pour leur stabilisation.

Ière PARTIE

CHAPITRE I : ACTION DE L'EAU INTERSTITIELLE SUR LES MILIEUX POREUX

CHAPITRE II : ORIGINE DE L'EAU INTERSTITIELLE

D. FABRE

CHAPITRE I

ACTION DE L'EAU INTERSTITIELLE SUR LES MILIEUX POREUX

1. - ETUDE PHYSIQUE DU ROLE DE L'EAU
2. - ROLE PHYSICO-CHIMIQUE DE L'ECOULEMENT D'EAU
SOUTERRAIN ET TRANSPORT DE MATERIAUX
3. - CONCLUSION

GENERALITES

Dans les études géotechniques, il est d'usage de désigner par le vocable "sol" tous les matériaux existant à la surface de l'écorce terrestre, qu'il s'agisse de matériaux meubles comme les sables, ou cohérents comme les argiles, etc.

Il est normal d'étudier et de classifier ce terme "sol" selon différents points de vue. L'objet de ce mémoire est d'étudier le "sol" relatif au phénomène des glissements de terrains ainsi que le rôle de l'eau.

Un sol est constitué de grains solides baignant dans l'eau, l'air ou un ensemble de ces fluides. C'est donc, dans le cas le plus général, un complexe de trois phases : solide, liquide et gaz. L'eau est donc un composant du sol au même titre que les minéraux.

La phase solide est formée de matières minérales et de substances organiques. Les gaz sont de l'air et de la vapeur d'eau.

Si on met à part la phase gazeuse dans le complexe polyphasique qu'est le sol, on peut étudier de deux points de vue différents le complexe solide-liquide : l'action de la part du milieu poreux sur l'écoulement de la phase liquide (perte de charge), ou bien l'action du liquide en écoulement sur le milieu qu'il traverse. Des exemples de la manifestation de cette action sont faciles à citer : glissements de terrains, phénomène de renard, érosion, etc.

L'objet du présent chapitre est l'étude des actions que subit la phase solide du milieu poreux du fait de la présence d'un liquide dans ses interstices.

Sous l'aspect mécanique, l'effet de l'eau peut être étudié par son intervention d'après les notions physiques suivantes :

- . les lois fondamentales valables pour tous les corps,
- . les lois rhéologiques propres à chaque corps,
- . les conditions aux limites.

Cette intervention peut avoir l'origine physique ou chimique que nous étudions respectivement.

1. - ETUDE PHYSIQUE DU ROLE DE L'EAU

Il s'agit ici de considérer un complexe solide-liquide (sol saturé), chaque phase ayant des propriétés particulières, il est possible de séparer facilement les contraintes de nature différente que chacune subit.

C'est à TERZAGHI que revient le mérite d'avoir jeté les bases de cette étude en créant les notions de contrainte effective et de pression neutre. L'ensemble de la théorie des interactions liquide-solide en découle. Il montre, après une expérience simple, que l'effet d'une charge d'eau réside uniquement dans une augmentation de la pression du liquide imprégnant les grains du sol et, comme les grains solides sont pratiquement incompressibles dans le domaine des pressions mises en jeu, il n'en résulte aucun effet apparent. Cette pression de liquide est appelée "pression neutre" ou pression interstitielle.

Par contre, il appelle contraintes effectives celles qui sont transmises directement de grain à grain.

Donc : Les contraintes totales appliquées au complexe solide-liquide se décomposent en contraintes effectives et en une pression neutre.

$$\sigma = \sigma' + U \quad (I-1)$$

Nous supposons que :

- . le liquide interstitiel est incompressible,
- . les grains solides formant le milieu poreux sont également incompressibles,
- . toutefois, le milieu poreux est compressible en diminuant son volume de vides.

1.1. - Le soulèvement hydrostatique

Considérons un massif indéfini limité par un plan horizontal, soit (n) sa porosité. Un élément de surface horizontal situé à la profondeur "Z" subira, si la masse est sèche, une pression effective correspondant au poids d'une colonne de hauteur "Z".

$$\sigma'_z = \gamma_g (1-n) Z = \gamma_d \cdot Z \quad (I-2)$$

γ_g = poids spécifique des grains solides

$\gamma_d = \gamma_g (1-n)$ le poids spécifique du terrain sec.

Dans le cas d'un massif saturé d'eau au repos, la pression totale régnant à la profondeur "Z" sera :

$$\sigma_z = \gamma_g (1-n) Z + \gamma_w \cdot n \cdot Z = \gamma_s \cdot Z \quad (I-3)$$

où $\gamma_s = \gamma_g (1-n) + \gamma_w \cdot n$ est le poids spécifique du terrain saturé.

La pression effective sera, d'après sa définition

$$\sigma = (\gamma_s - \gamma_w) Z. \quad (I-4)$$

Du point de vue mécanique, tout se passera comme si le poids spécifique du terrain était

$$\gamma' = \gamma_s - \gamma_w = (1-n) (\gamma_g - \gamma_w) \quad (I-5)$$

γ' est appelé le poids spécifique apparent du terrain saturé. On a donné le nom de soulèvement hydrostatique à la réduction apparente du poids spécifique qui n'est du reste pas autre chose que la manifestation du phénomène bien connu de la poussée d'Archimède.

1.2. - Les pressions de courant

Considérons ici un massif poreux dans lequel l'eau interstitielle est en mouvement pour un petit volume élémentaire dx, dy, dz pris dans un tel massif (Fig. I-1).

Les résultantes des forces agissant sur les faces dans les trois directions dx, dy, dz, seront respectivement :

$$- \frac{\delta U}{\delta x} dx \cdot dy \cdot dz \quad (I-6)$$

$$- \frac{\delta U}{\delta y} dx \cdot dy \cdot dz \quad (I-7)$$

$$- \frac{\delta U}{\delta z} dx \cdot dy \cdot dz \quad (I-8)$$

La résultante générale des forces agissant sur le volume sera donc

$$- \text{grad. } U \cdot dx \cdot dy \cdot dz$$

Tout se passe comme si le complexe solide-liquide était sollicité, en dehors des forces de gravité, par un champ de forces de volume

- grad. U. En introduisant la charge hydraulique, nous pouvons écrire :

$$- \text{grad } U = - \gamma_w \text{ grad. } \phi + \gamma_w \text{ grad. } Z \quad (I-9)$$

En outre, les forces de pesanteur agissant sur le complexe solide-liquide sont, par unité de volume :

$$- \gamma_s \text{ grad. } Z \quad (I-10)$$

Au total, l'élément de volume unité est donc soumis aux forces de volume suivantes :

1°) la pesanteur : $- \gamma_s \text{ grad. } Z$

2°) la force de volume constante due à l'eau : $+ \gamma_w \text{ grad. } Z$

3°) la force de volume variable due à l'eau en fonction de l'écoulement de l'eau interstitielle : $- \gamma_w \text{ grad. } \phi$

La deuxième force n'est que le soulèvement hydrostatique. La troisième est appelée "pression de courant", elle est dirigée en sens inverse du gradient de la charge hydraulique, c'est-à-dire dans le sens de la vitesse de filtration si le milieu est isotrope.

Physiquement, les pressions de courant correspondent aux frottements visqueux liés à l'écoulement et qui sont transmis aux grains solides. L'écoulement, freiné par le milieu poreux, transmet à ce dernier des efforts mécaniques (principe de l'action et de la réaction). Ceci suffit à montrer que les pressions de courant créent dans le milieu poreux des contraintes effectives agissant sur les phases solides.

Donc, l'eau exerce une poussée sur le matériau poreux qu'elle traverse. Comme les effets mécaniques de l'écoulement sont complètement indépendants du débit, l'absence à l'aval de tout débit appréciable n'implique pas l'absence de poussées d'écoulement. On peut rencontrer des manifestations frappantes de ces phénomènes, surtout au moment de variation de la pression interstitielle.

Le phénomène de boulangage en est une illustration simple et directe. Considérons un récipient cylindrique contenant une colonne de sable de longueur l (Fig. I-2). Nous y réalisons un écoulement ascendant dont nous pouvons faire varier la charge motrice grâce à un réservoir d'alimentation réglable en hauteur et muni d'un trop-plein. Cet écoulement est uniforme et le gradient de charge sera

$$\overrightarrow{\text{grad. } \phi} = H/l \text{ dirigé de bas en haut.}$$

Considérons l'unité de volume et les forces qui y agissent sur la phase solide. Nous avons tout d'abord la pesanteur diminuée du soulèvement hydrostatique

$$\gamma' = \gamma_s - \gamma_w \quad (\text{I-11})$$

dirigée selon la verticale descendante. En sens opposé, nous avons la pression de courant

$$\gamma' \overrightarrow{\text{grad. } \phi} \quad (\text{I-12})$$

La résultante descendante de ces deux forces est :

$$\gamma' - \gamma_w \overrightarrow{\text{grad. } \phi} \quad (\text{I-13})$$

On voit qu'il est possible, en augmentant graduellement $\text{grad. } \phi$ de diminuer cette force de volume jusqu'à une valeur nulle. A ce moment, la phase solide se trouve en apparence soustraite à la pesanteur.

Le sable est en état de "boulangage". Le phénomène de boulangage peut être rencontré par exemple dans les poches de sable sous pression et intercalées dans les couches d'argile.

Un objet un peu lourd posé sur le haut de la colonne précédente s'enfoncera. Si nous continuons à augmenter tant soit peu le gradient, la colonne entière se soulèvera, on crée une "boulangage". Le gradient critique correspondant à la disparition de toute force de volume

$$(\text{grad. } \phi)_c = \frac{\gamma}{\gamma_w} \quad (\text{I-14})$$

Il en est de même au pied d'un talus quand les lignes de courant veulent sortir du terrain (surface de suintement).

L'eau interstitielle agit donc sur le massif poreux par ces forces de volume. Ceci est un principe fondamental qui a des conséquences extrêmement importantes ainsi que nous allons le montrer à l'aide de l'exemple suivant : Considérons une digue en terre, homogène, sans masque d'étanchéité. Un examen superficiel des conditions de stabilité de cette digue pourrait nous conduire à penser que la face amont de cette digue est soumise à une poussée hydrostatique due à l'eau de la retenue. Ceci est entièrement faux. En effet, la pression d'eau agissant sur un élément du parement amont est une pression neutre qui n'est donc pas transmise par les grains solides. La poussée de l'eau ne se transmet pas sur le parement amont de la digue mais se décompose en un système de forces de volume, agissant sur la totalité du volume saturé. L'effort mécanique que subit la digue résultera de ces forces de volume. Il pourra varier pour une même hauteur de la retenue avec les caractéristiques de l'écoulement de filtration à travers la digue.

La résistance de la digue dépendra d'une façon essentielle des facteurs déterminant ces caractéristiques, notamment de la position du filtre aval.

1.3. - L'action des forces capillaires sur le milieu poreux

Considérons un récipient rempli de sable partiellement saturé d'eau (Fig. I-3). Il existera dans le sable un niveau où la pression de l'eau sera égale à la pression atmosphérique. C'est le niveau piézométrique qui coïncide avec celui de l'eau dans le tube manométrique. Au-dessus de ce niveau se situe la frange capillaire. Son épaisseur ζ est la hauteur d'ascension capillaire.

Enfin, nous supposons qu'au-dessus de la surface de saturation il reste une épaisseur e de sable non saturé. Sur un élément de surface ds situé à une profondeur h , en-dessous de la surface piézométrique, la contrainte verticale résulte du poids total de la colonne de sable et d'eau située au-dessus de ds

$$\sigma_z = \gamma \cdot e + \gamma_s (\zeta + h) \quad (\text{I-15})$$

γ et γ_s sont respectivement le poids spécifique du sable sec et du sable saturé. La contrainte effective agissant sur le même élément de surface sera :

$$\begin{aligned} \sigma'_z &= \sigma_z - U & (\text{I-16}) \\ &= \gamma \cdot e + \gamma_s (\zeta + h) - \gamma_w \\ &= \gamma \cdot e + \gamma_s \cdot \zeta + \gamma' \cdot h \text{ avec } \gamma' = \gamma_s - \gamma_w \\ &= \gamma \cdot e + \gamma_w \zeta + \gamma' (h + \zeta) \end{aligned}$$

Sur un élément de surface ds' situé à une hauteur h' au-dessus de la ligne piézométrique, nous aurons :

$$\begin{aligned} \sigma_z &= \gamma \cdot e + \gamma_s (\zeta - h') & (\text{I-17}) \\ \sigma'_z &= \gamma \cdot e + \gamma_s (\zeta - h') - (\gamma_w h') \\ &= \gamma \cdot e + \gamma_s \zeta - \gamma' h' \\ &= \gamma \cdot e + \gamma_w \zeta + \gamma' (\zeta - h') \end{aligned}$$

Immédiatement au-dessus de la surface de saturation, la contrainte effective verticale est évidemment :

$$\sigma'_z = \gamma \cdot e \quad (\text{I-18})$$

La valeur de cette même contrainte immédiatement au-dessus de la surface de saturation, s'obtient en faisant $h' = \zeta$ dans l'expression précédente :

$$\sigma_z^i = \gamma \cdot e + \gamma_w \zeta \quad (I-19)$$

Tout se passe donc comme si une pression uniforme $\gamma_w \zeta$ était appliquée à la phase solide sur la surface de saturation. Cette pression est la pression capillaire

$$U_c = \gamma_w \zeta \quad (I-20)$$

Sur la figure I-3 nous avons tracé la variation avec la profondeur des contraintes σ_z et σ_z^i . On vérifie facilement en reprenant les différentes expressions donnant ces contraintes, que :

- dans la zone située en-dessous de la surface piézométrique et s'étendant de $Z = 0$ à $Z = H$

$$\frac{\delta \sigma_z}{\delta z} = -\gamma_s \quad \frac{\delta \sigma_z^i}{\delta z} = -\gamma' \quad (I-21)$$

- dans la frange capillaire s'étendant de $Z = H$ à $Z = H + \zeta$

$$(I-22) \quad \frac{\delta \sigma_z}{\delta z} = -\gamma_s \quad \frac{\delta \sigma_z^i}{\delta z} = -\gamma' \quad (I-23)$$

- dans la zone de sable non saturé ($Z > H + \zeta$)

$$\frac{\delta \sigma_z}{\delta z} = \frac{\delta \sigma_z^i}{\delta z} = -\gamma \quad (I-24)$$

On voit donc que la capillarité ne modifie pas la densité apparente qu'il faut considérer pour évaluer les contraintes effectives. Le soulèvement hydrostatique se manifeste donc également dans la frange capillaire. Les efforts capillaires interviennent par contre sous la forme d'une pression capillaire uniforme agissant sur la phase solide le long de la surface de saturation. Ce résultat a une explication physique très simple : la surface de saturation est formée d'une infinité de petits ménisques. On peut considérer que l'eau de la frange capillaire est accrochée aux grains du terrain par les pourtours de ces ménisques. C'est ce qui explique la discontinuité des contraintes de la phase solide au passage de la surface de saturation.

Si l'eau interstitielle est en mouvement, rien ne sera changé par rapport à ce que nous avons vu aux paragraphes précédents. Au soulèvement hydrostatique viendront s'ajouter des pressions de courant. L'ensemble des forces de volume agissant sur le milieu poreux dérivera d'un potentiel. Toutefois, du fait de la capillarité, il faudra tenir compte en outre d'une pression uniforme U_c , pression capillaire s'exerçant sur la surface de saturation.

1.4. - Cas particulier des terrains sans cohésion

Ces terrains sont formés de grains sans lien entre eux. On les appelle aussi terrains pulvérulents ou terrains à frottement interne. En effet, leur résistance mécanique provient uniquement des frottements des grains entre eux. Ces terrains n'ont pas de résistance à la traction.

Ces propriétés mécaniques sont exprimées par la loi de COULOMB.

$$\tau_{max} = \sigma_n \operatorname{tg} \phi \quad (I-25)$$

τ_{max} est la résistance au cisaillement suivant l'élément de surface considéré, σ_n est la contrainte normale agissant sur cet élément et ϕ est l'angle de frottement interne.

- Lorsque le terrain est saturé, la loi de COULOMB devient :

$$\tau_{max} = \sigma_n^i \operatorname{tg} \phi' = (\sigma_n - U) \operatorname{tg} \phi' \quad (I-26)$$

- Lorsqu'un sable n'est pas saturé, mais simplement humide, la capillarité a un effet remarquable sur les propriétés mécaniques. Le milieu considéré ici comporte trois phases : solide - liquide - gazeuse. La répartition de l'eau interstitielle sera dominée par les effets capillaires. L'eau adhère aux grains solides mais comme son volume n'est pas suffisant pour occuper tous les vides, elle sera limitée par des ménisques accrochés aux grains solides. En supposant une répartition uniforme de l'eau dans le sable, on peut admettre qu'il se développe au sein de la phase liquide ainsi dispersée, une pression capillaire moyenne "U". C'est une pression négative (inférieure à la pression atmosphérique). Quant à l'air remplissant les vides non occupés par de l'eau, nous supposons qu'il est à la pression atmosphérique. Ce qui revient à admettre que les vides pleins d'air communiquent entre eux et avec l'atmosphère (degré de saturation en eau relativement faible). Il est évident que dans ces conditions, l'air ne joue aucun rôle direct en ce qui concerne les contraintes effectives dans le sable.

- La loi de COULOMB pour ce sable humide sera en vertu de (I-25)

$$\tau_{max} = \sigma_n^i \operatorname{tg} \phi' = (\sigma_n + U_c) \operatorname{tg} \phi' \quad (I-27)$$

Tout se passe donc comme si le sable était doué d'une cohésion

$$C = U_c \operatorname{tg} \phi' \quad (I-28)$$

1.5. - Changement des propriétés mécaniques des sols

Pour le sable, la résistance au cisaillement peut s'écrire sous la forme

$$S = C + \sigma_n \operatorname{tg} \phi \quad (I-29)$$

σ_n : contrainte normale

C : cohésion

ϕ : angle de frottement interne

La cohésion est la somme de la cohésion vraie (dépendant des liaisons entre les particules) et de la cohésion apparente (résultant de la tension superficielle de l'eau se trouvant dans les espaces intergranulaires).

Les sables non cimentés mais humides possèdent une certaine cohésion. Toutefois, cette cohésion disparaît quand on immerge le sable à cause du remplacement de l'air par l'eau, donc de la disparition de la tension superficielle (Fig. I-4).

D'autre part, l'eau diminue la cohésion vraie ou cohésion mécanique par dissolution du ciment (pour les sables cimentés).

De la même façon, dans le cas où un talus raide de sable ou de limon est submergé pour la première fois par la mise en eau d'une retenue, il se produit une chasse d'air, donc une perte de cohésion qui peut causer son éboulement et qui ne s'était certainement jamais manifestée auparavant dans des proportions comparables, sous la seule action des pluies. Puisque le talus demeurerait, la disparition de la cohésion des loess cimentés par la calcite et submergés est un autre effet de l'eau sur les terrains sableux.

D'après les essais lents de cisaillement sur des sables conservant la même compacité, on a constaté que l'angle de frottement (ϕ) est de 1 à 2° plus faible pour les sables saturés que pour les sables secs.

2. - ROLE PHYSICO-CHIMIQUE DE L'ECOULEMENT D'EAU SOUTERRAIN ET TRANSPORT DE MATERIAUX

Les phénomènes de transport de matériaux dans les sols se traduisent par le colmatage et l'érosion souterraine (appelée aussi suffosion par les géologues russes).

Le colmatage résulte du dépôt dans les interstices du milieu poreux des particules qui se trouvaient en suspension dans le liquide filtrant.

Le mécanisme du colmatage est encore mal connu. Il semble qu'on se trouve devant un véritable phénomène de décantation, du moins dans le cas où les particules sont petites par rapport aux pores et pour les faibles concentrations.

Vu sous cet angle, le colmatage doit dépendre non seulement de la granulométrie de la suspension et des dimensions des vides du milieu poreux, mais aussi de la vitesse locale de l'écoulement de filtration.

L'érosion souterraine est le phénomène inverse du colmatage. C'est l'entraî-nement des grains les plus fins du milieu poreux par le courant de filtra-tion, l'érosion souterraine ne peut se produire que si la granulométrie du milieu est telle que certains grains fins puissent passer à travers le sque-lette de grains plus gros.

Le phénomène commence à se manifester à partir d'une valeur critique de la vitesse de filtration.

L'érosion souterraine se traduit par une augmentation de la perméabilité, à l'inverse du colmatage.

On peut également relier à la notion de colmatage l'action de nombreux phéno-mènes physico-chimiques et biologiques, tels les dépôts d'origine chimique, l'action des micro-organismes, etc.

Le phénomène de colmatage et dépôt des matériaux fins, en diminuant la per-méabilité du terrain vers l'aval d'un versant ou dans les couches drainantes d'une digue, peut changer la condition aux limites hydrauliques et, en aug-mentant la pression interstitielle, aboutit souvent à une instabilité du ver-sant ou talus artificiel.

Marcel FRENETTE (Thèse 1964, Université de Grenoble) a étudié la relation entre perméabilité et colmatage pour les sables

$$K = K_0 (1 - \sqrt{S_d})^3 \quad (I-30)$$

S_d = degré de colmatage

K_0 et K sont respectivement les coefficients de la perméabilité du milieu pour $S_d = 0$ (perméabilité initiale)

et $S_d = \bar{S}_d$ à une certaine valeur supposée connue.

D'après les expériences, en ajoutant successivement certaines particules fi-nes solides ($\phi < 100 \mu$) au matériau utilisé pour le lit filtrant, dont on a déterminé au préalable la perméabilité initiale K_0 , on a mesuré ainsi pour chaque nouvel apport le coefficient correspondant de perméabilité K .

Il a vérifié la relation

$$S_d = \frac{1}{1 - \epsilon} \cdot \frac{\gamma_d}{G n_0 V_t} \quad (I-31)$$

là où

γ_d = poids sec des particules fines ajoutées

G = poids spécifique des grains ajoutés

V_t = volume total de l'échantillon

n_0 = porosité initiale du lit

ϵ = porosité du dépôt.

Les résultats des calculs et ceux de l'expérience sont donnés sur la Fig.I-5.

Si on introduit le degré de colmatage moyen, on aura :

$$\bar{S}_d = (1 - e^{-A \cdot \alpha C_0 t})$$

d'où on tire K_t = la perméabilité en fonction du temps sous forme

$$K_t = K_0 (1 - \sqrt{1 - e^{-B \cdot C_0 \cdot t}})^3 \quad (I-32)$$

\bar{S}_d = colmatage moyen

A = paramètre expérimental caractérisant les propriétés du milieu poreux et de la suspension

C_0 = concentration à l'entrée (concentration initiale)

\bar{C} = concentration moyenne

$\alpha = \frac{\bar{C}}{C_0}$

$B = A \cdot \alpha$

2.1. - Le paramètre de température - débit corrigé

L'influence de la température sur le débit est loin d'être négligeable. Entre 10 et 30°C, la viscosité varie d'environ 3 % par degré. En ramenant tous les débits à 20°C, on aura :

$$Q_{20^\circ} = \frac{\mu_{t^\circ}}{\mu_{20^\circ}} \cdot Q_{t^\circ} = \alpha \cdot Q_{t^\circ} \quad (I-33)$$

où μ est le coefficient de la viscosité de l'eau à la température voulue, Q est le débit de fuite.

La figure I-6 donne α en fonction de t°

M. FRENETTE a étudié l'évolution des débits de fuite (dépendant de la perméabilité) en fonction du temps en rapportant ces débits par l'unité de longueur d'un canal à la température de 20°C.

Ces résultats, pour différents tronçons des deux rives du canal en question, sont présentés dans la figure I-7. Ils sont comparés avec ceux calculés par la méthode théorique et par des essais en laboratoire.

On en conclut que pour une digue homogène, dans un laps de temps d'une année, la conductivité hydraulique de la digue en question a diminué de l'ordre de un tiers par rapport à sa quantité initiale.

2.2. - Lessivage des argiles par l'eau

Le lessivage des cations des argiles par l'eau change les propriétés mécaniques de celle-ci. ROSENQUIST, en 1946, a étudié quelques argiles sensibles, auxquelles on avait donné une grande sensibilité en supprimant par "lessivage" les ions de sodium sans faire varier la teneur en eau. Ceci avait pour effet :

- de supprimer la tendance de l'eau à l'orientation, donc de transformer une partie de l'eau adsorbée en eau interstitielle, d'où augmentation de l'eau libre,
- d'abaisser la limite de liquidité, mais non la teneur en eau, donc augmentation de l'indice de liquidité,
- d'affaiblir les liaisons entre les particules.

Les conséquences de ces diverses actions seront :

- perte de résistance mécanique et particulièrement accroissement de sensibilité ou fragilité,
- probabilité d'une rupture brusque des forces de liaisons.

BJERRUM a observé, à Ullenzaker (cité par J.P. BOMBARD, 1968), le lessivage qui a fait passer l'argile d'une concentration originelle de 20 à 30 g/l de NaCl à la concentration actuelle de 1,2 à 2,9 g/l de NaCl. La limite de liquidité diminue alors de 34 à 26 %, il y avait décroissance de l'activité des minéraux argileux. La résistance au cisaillement de l'argile remaniée est réduite, en conséquence la sensibilité augmente. Cette sensibilité atteint : ST = 42.

Sur un glissement, à Bekkelaget, la concentration initiale en NaCl était de 35 g/l, elle s'est abaissée jusqu'à 2 à 3 g/l (réduction moyenne de 1,5 g/l par siècle). La résistance au cisaillement a été réduite de 30 %, la sensibilité est passée de 8 à 80.

3. - CONCLUSION

- La diminution de concentration en sel provoque un type particulier de glissement dans les argiles marines.
- La baisse de résistance au cisaillement par lessivage cause un accroissement du danger de glissement dans les talus soumis à un écoulement d'eau.
- L'augmentation de la sensibilité permet l'extension de ces phénomènes à des régions plates.

Aussi, des concentrations anormales d'ions calcium et surtout magnésium sont-elles propices à la défloculation des argiles, transformation dangereuse puisqu'elle s'accompagne d'une perte de cohésion.

Ajoutons à tout ceci qu'à travers ces échanges d'ions, l'épaisseur du film d'eau de liaison décroît et l'argile prend une structure granulaire, ce qui cause une augmentation de la porosité, de la perméabilité, de la teneur en eau libre.

La cohésion et la résistance au cisaillement diminuent et les glissements peuvent avoir lieu.

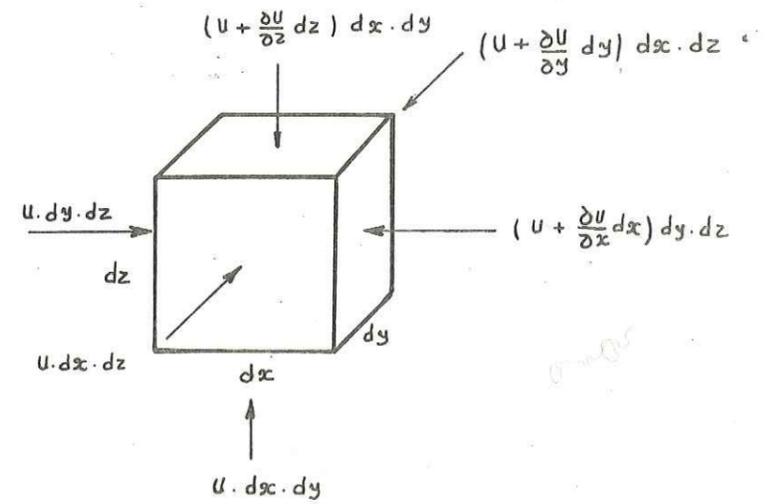


Fig.1-1-élément du volume de sol soumis aux forces de la part du liquide

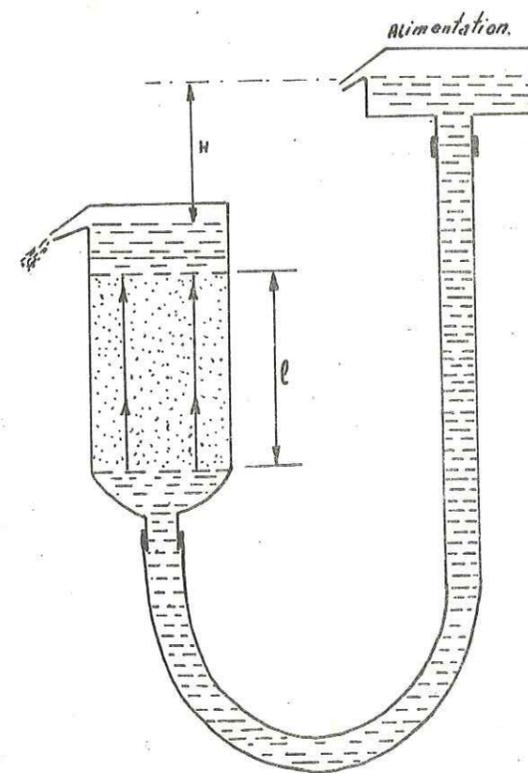


Fig.1-2 - Expérience simple de démonstration du phénomène de « Boullance »

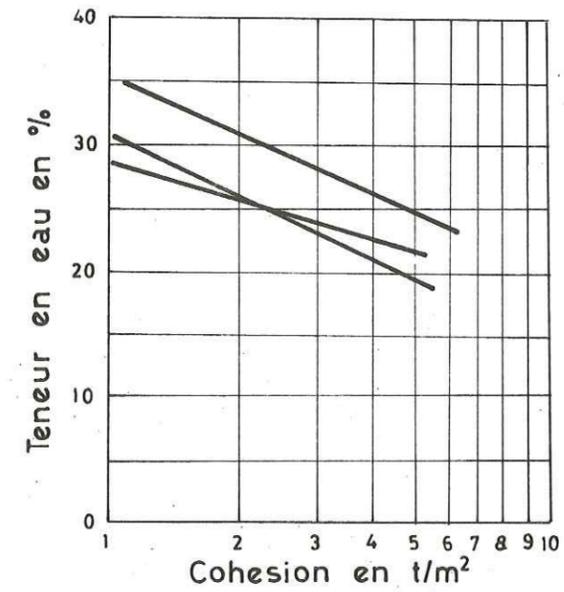
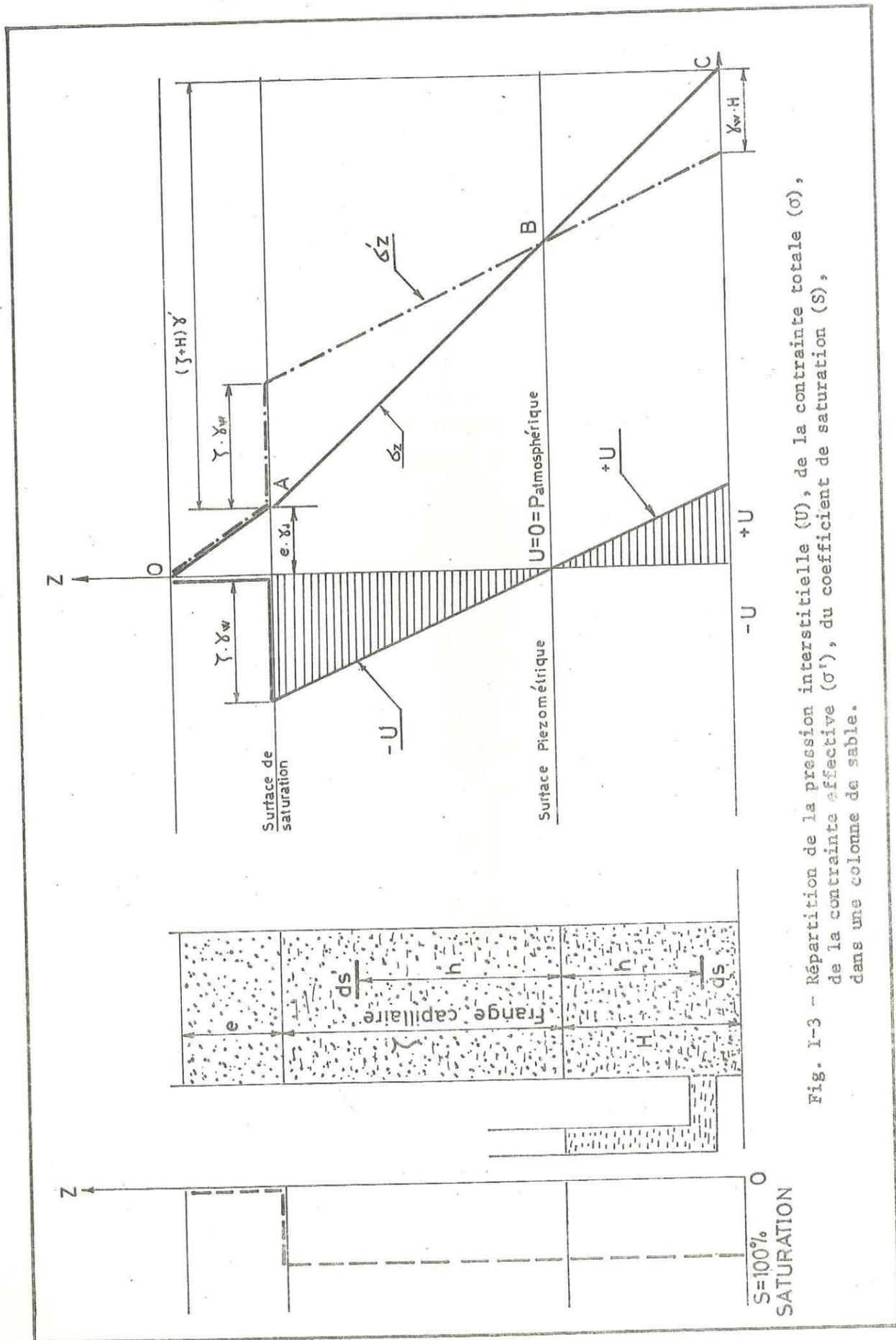


FIG.I-4-VARIATION DE LA COHESION AVEC LA TENEUR EN EAU (d'après HVORSLEV)

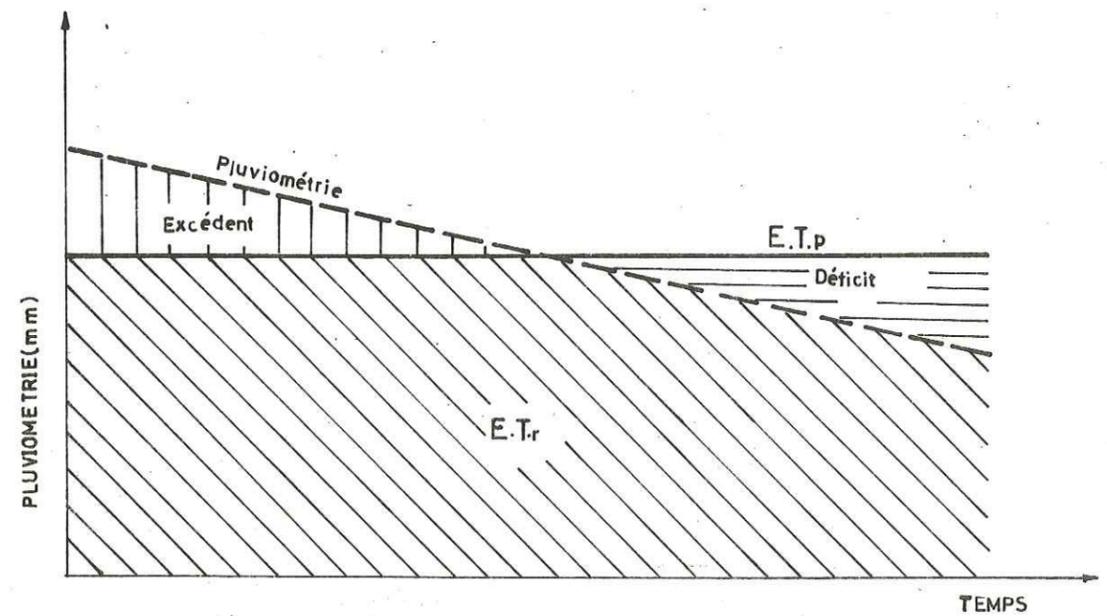


FIG.II-1 - VARIATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE ET POTENTIELLE EN FONCTION DE LA PLUVIOMETRIE.

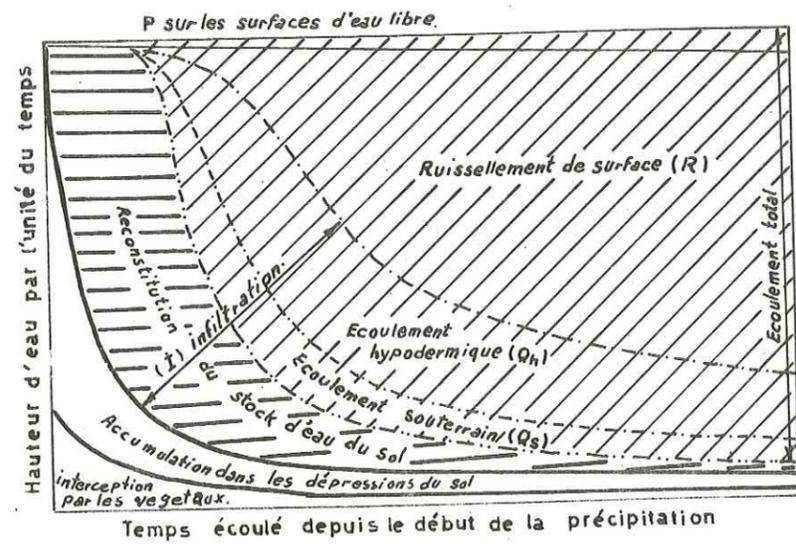


FIG.II-2-Schéma de la répartition des eaux d'une précipitation

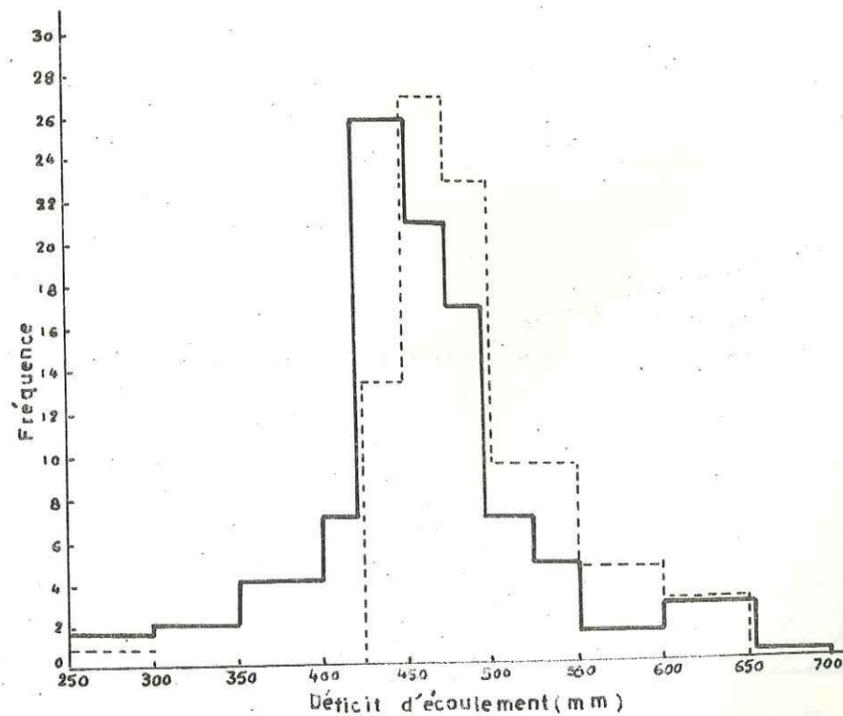
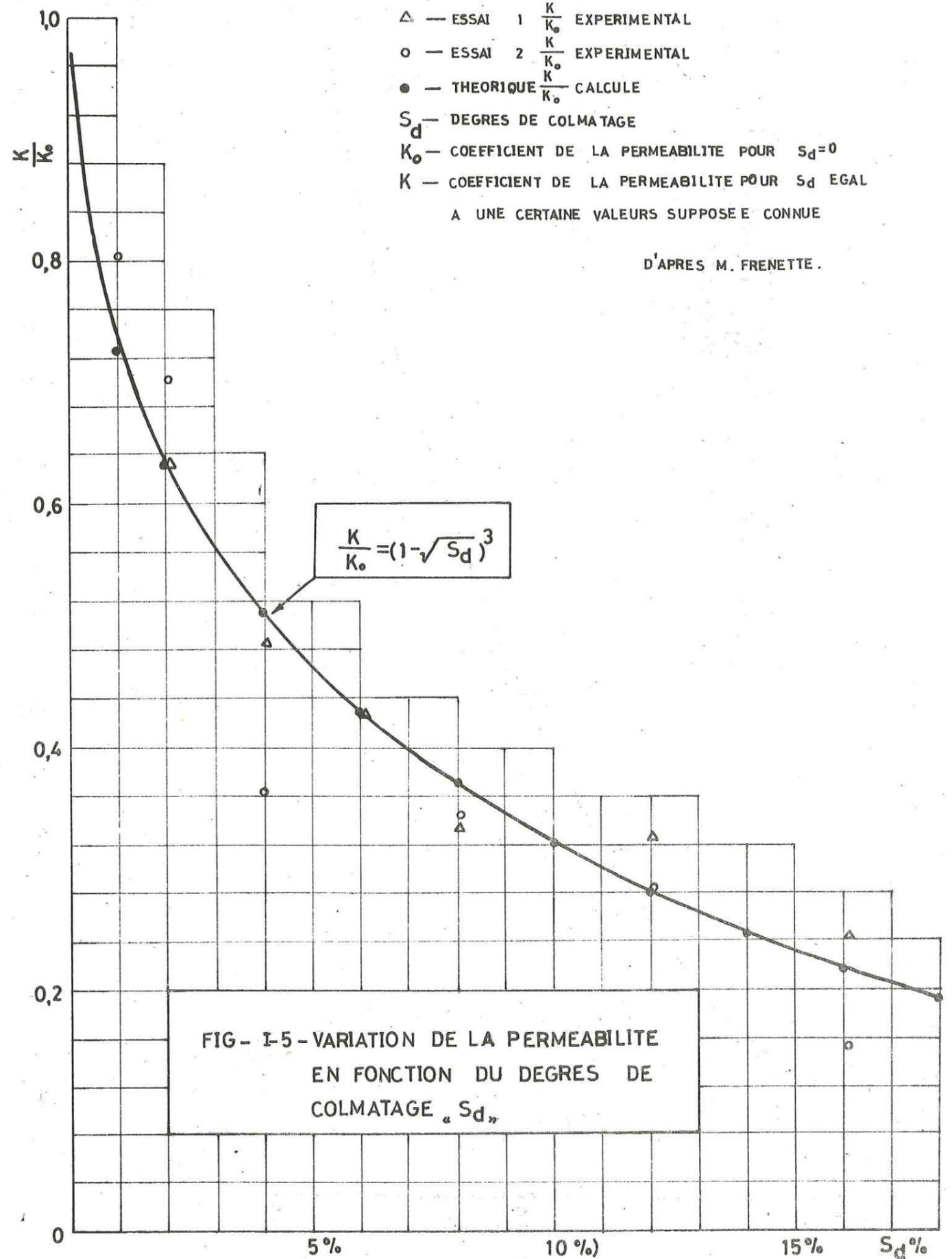
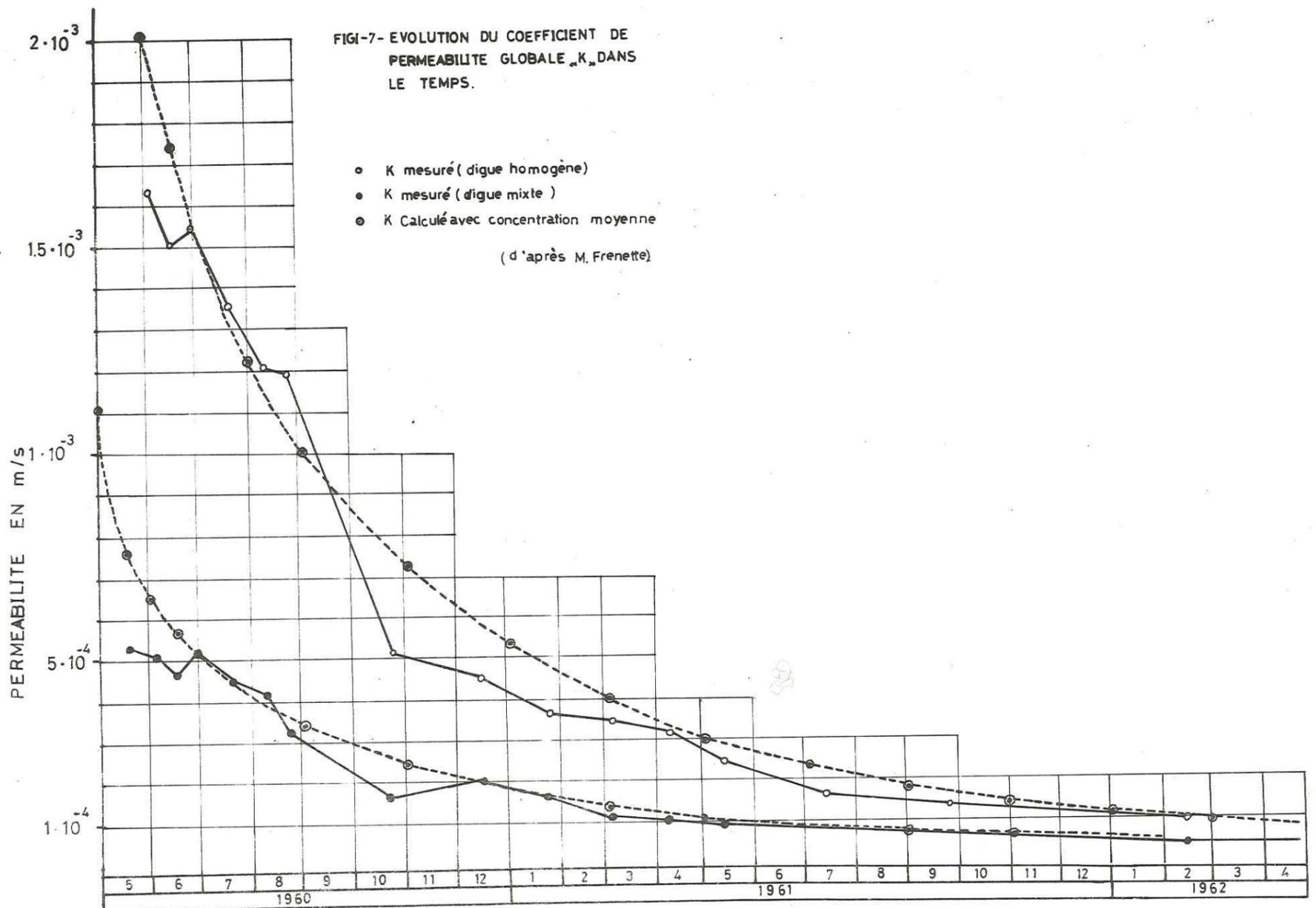
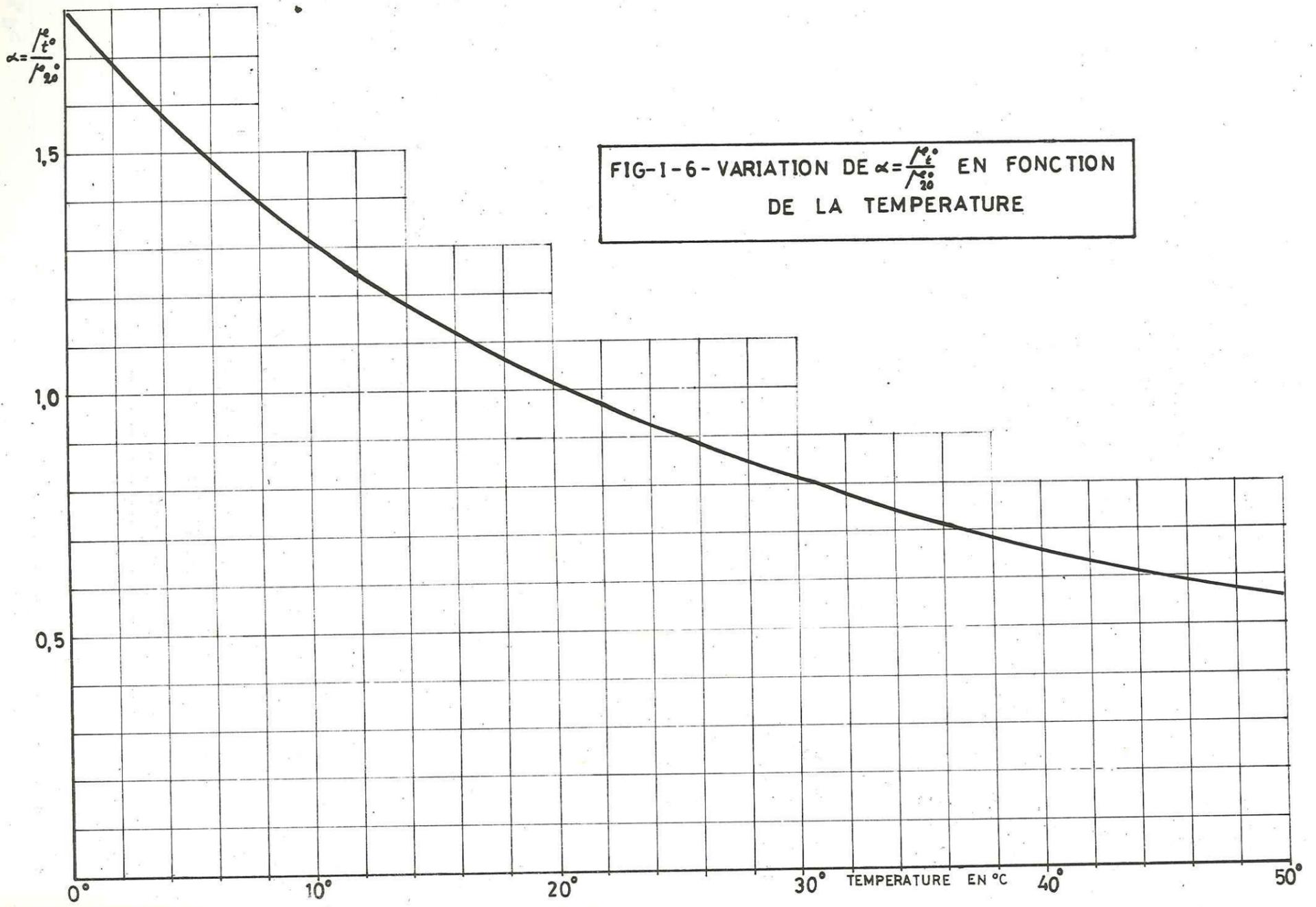


FIG.II-3 - Variabilité du déficit d'écoulement. Courbes de fréquences — Europe centrale D moyen = 462
D le plus fréquent = 470
---- France D moyen = 492 ; D le plus fréquent = 470





CHAPITRE II

ORIGINE DE L'EAU INTERSTITIELLE

(Les précipitations, pluies, neige, brouillard, vapeur d'eau...)

1. - EVAPOTRANSPIRATION
2. - EVAPORATION
3. - TRANSPIRATION
4. - RUISSELLEMENT
5. - INFILTRATION
6. - BILAN DE L'EAU
7. - CONCLUSION

GENERALITES

L'hydrologie des eaux souterraines concerne l'étude de l'origine, de la répartition et de l'écoulement de l'eau au-dessous de la surface du sol. Les facteurs hydrologiques principaux sont liés par l'équation :

$$P = E.T. + R + I \quad (II-1)$$

C'est l'égalité des pertes et des gains ou le bilan du phénomène cyclique.

P = totalité des précipitations,
E.T. = évapotranspiration,
R = ruissellement de surface,
I = infiltration

Ce cycle évolue dans trois milieux différents : l'atmosphère, la surface du sol et le sous-sol.

Les précipitations groupent toutes les eaux météoriques recueillies par un bassin versant ou une zone déterminée. Elles se présentent sous la forme liquide : pluie, brouillard, rosée ;
ou solide : neige, grêle, givre.

La précipitation est la quantité d'eau météorique (total liquide et solide) qui tombe sur une surface horizontale déterminée, appelée section pluviométrique.

Ce volume, divisé par la section pluviométrique, donnera la précipitation (P). Cette hauteur peut être journalière, mensuelle, saisonnière ou annuelle.

1. - EVAPOTRANSPIRATION

Elle est le résultat de deux phénomènes : physique (évaporation)
biologique (transpiration)

La première s'effectue aux dépens de tous les états physiques et de tous les types d'eau (pluie, neige, glace, surface libre...)

La deuxième s'effectue par les terrains couverts de végétation. Ce phénomène est donc la somme de toutes les pertes par transformation de l'eau en vapeur, quelque soit le facteur mis en jeu.

L'évapotranspiration est essentiellement fonction de l'alimentation en eau, donc du degré d'humidité du sol, c'est pourquoi nous voyons dans la figure II-1 :

- E.Tr : l'évaporation réelle qui apparaît dans les conditions naturelles d'humidité du sol,
- E.Tp : l'évapotranspiration potentielle qui est la quantité d'eau qui serait

évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales ; donc, si la teneur en eau était suffisante, nous aurions :

$$E.T. = E.Tr = E.Tp \quad (II-2)$$

Les facteurs régissant ce phénomène sont les mêmes que ceux que nous citerons pour chacune de ses composantes.

1.1. - Facteurs physiques

- facteur atmosphérique, il convient d'y ajouter la variation de l'intensité de la lumière,
- facteur hydrogéologique.

Ils conditionnent l'état de la surface d'évaporation du sol. Celle-ci intervient par ces caractères physiques :

- granulométrie,
- porosité (porosité initiale et porosité secondaire créée par fissuration),
- nature lithologique,
- couverture végétale,
- teneur en eau (W %).

1.2. - Facteurs physiologiques

- espèce végétale, âge, développement du feuillage, profondeur des racines, mais aussi influence prépondérante de la température moyenne et de l'humidité.

1.3. - Mesure de E.Tr

Différentes méthodes existent pour mesurer l'évapotranspiration réelle comme le Lysimètre mais il faut remarquer que ce facteur est influencé par la température moyenne, il tend vers une valeur limite lorsque les précipitations augmentent. J. LUGEON estime que le taux d'évapotranspiration pour le sol et sa couverture de mousses et d'herbes est de 450 mm/an pour le plateau Suisse.

1.4. - Formules et calcul de l'évapotranspiration réelle

Ce phénomène est lié non seulement à la température moyenne annuelle mais aussi à l'humidité du sol ou aux précipitations. Diverses formules, basées sur ces deux facteurs (pluviométrie et température) ont été proposées ; la plus valable est celle de L. TURC.

Elle est basée sur de nombreuses données hydrologiques. Elle permet de calculer l'évapotranspiration réelle en fonction de la température et des précipitations

$$E.Tr = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P_2}{L_2}}} \quad (II-3)$$

E.Tr est l'évapotranspiration réelle annuelle en millimètres,

P est la hauteur de précipitations annuelles en millimètres.

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$$

Cette formule où T est la température annuelle moyenne de l'air en degré Celsius, exprime le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Pour 254 bassins, dispersés sur toute la surface du globe, la comparaison des mesures réelles et des calculs effectués avec cette formule a donné des résultats satisfaisants.

2. - EVAPORATION

Les facteurs influençant la vitesse d'évaporation sont :

2.1. - Pouvoir évaporant de l'atmosphère

C'est l'aptitude à provoquer l'évaporation due à l'état de l'atmosphère au voisinage de la surface d'évaporation.

Les facteurs du pouvoir évaporant sont : le déficit hygrométrique ou la différence entre la tension de vapeur saturante Fe, la température superficielle de l'eau T et la tension de vapeur effective Fa dans l'air ambiant (Fe - Fa), le taux d'évaporation E est proportionnel au déficit hygrométrique, soit :

$$E = \alpha (Fe - Fa) \quad (II-4)$$

α est un coefficient numérique dépendant de :

- la température de l'eau et de l'air,
- la pression barométrique,
- la qualité de l'eau ; l'évaporation diminue approximativement à raison de 1 % pour chaque augmentation de 1 % de la concentration de l'eau en sel dissous,
- l'altitude.

2.2. - Type de surface évaporante

- Surface de l'eau libre dépendant de son étendue et de sa profondeur.
- Evaporation de la surface de la neige et de la glace, d'après FITZGERALD. Elle serait de 15 mm par mois mais pourrait atteindre 150 mm avec un vent de 5 m/s.
- Evaporation à partir du sol nu, elle est considérable mais son action est limitée en profondeur de 1 à 2 m respectivement dans les régions tempérées et arides. La capillarité joue un rôle important dans la communication entre la surface du sol et le niveau de la nappe superficielle.

2.3. - Mesure de l'évaporation

Des mesures directes peuvent être effectuées en calculant le rapport entre les apports d'eau et l'écoulement aux exutoires. Mais il est très difficile d'évaluer la valeur de l'infiltration.

Dans les littératures, on trouve des formules pour les calculs quantitatifs de ce phénomène, celle de J. LUGEON s'exprime ainsi :

$$E = 0,4 n (Fe - Fa) \frac{273 + T}{273} \cdot \frac{760}{B - Fe} \quad (II-5)$$

E = hauteur d'eau évaporée (en mm) par mois en n jours.

Fe = tension de vapeur d'eau saturante moyenne (en mm de mercure) correspondant à la température moyenne mensuelle T (donnée par les Tables Hygrométriques).

B = pression barométrique moyenne mensuelle en millimètres de mercure.

T = température moyenne mensuelle de maximum journalier en °C ou à défaut température à 13 h 30.

L'évaporation moyenne annuelle en France est évaluée à 700 mm, mais à 1 000 mm dans la région méditerranéenne.

3. - TRANSPIRATION

C'est le phénomène physiologique de la transformation de l'eau en vapeur par les êtres vivants. Le rôle de cet élément hydrologique est surtout important pour les végétaux.

Le volume transité est de l'ordre de 300 à 1 000 litres par kg de matière sèche. Les facteurs sont pour la plupart ceux de l'évaporation. Les agents météorologiques agissent surtout sur la vie des plantes en conditionnant l'ouverture des stomates (chaleur, lumière, humidité de l'air). La transpiration est mesurée par le lysimètre. Elle est exprimée en hauteur d'eau, ce qui correspond au volume d'eau rapporté à une surface de terrain couverte par la végétation.

En climat tempéré, sa hauteur moyenne annuelle est comprise entre 400 et 1 200 mm suivant les espèces et les conditions d'alimentation en eau.

4. - LE RUISSELLEMENT (R)

L'eau des précipitations qui échappe à l'infiltration profonde et à l'évapotranspiration, s'écoule dans le réseau hydrographique. Cette phase du cycle de l'eau est l'écoulement Q. Il est difficile de le mesurer, il s'exprime par le coefficient de ruissellement évalué en pourcentage.

4.1. - Facteurs influant sur l'écoulement

Le régime des cours d'eau, donc l'écoulement, est déterminé essentiellement par les caractéristiques des précipitations et des facteurs secondaires qui sont :

- 1°) les caractéristiques géographiques et morphologiques,
- 2°) la géologie et les caractéristiques hydrogéologiques,
- 3°) la végétation,
- 4°) le climat.

Il est difficile de déterminer l'influence de chaque facteur sur les résultats globaux.

Le premier facteur tient compte de la répartition de la superficie des bassins versants en fonction de l'altitude. La géologie intervient d'une part par la nature lithologique des roches qui détermine la perméabilité, et d'autre part par la structure des niveaux aquifères. Elle conditionne l'infiltration et l'écoulement souterrain. La quantité d'eau qui ruisselle à la surface du sol est inversement proportionnelle à sa perméabilité. Ce fait est confirmé par l'observation du réseau hydrographique. Le chevelu est très serré en terrain imperméable et lâche dans le cas inverse.

Le coefficient d'écoulement Q/P, rapport entre la lame d'eau écoulee et tombée, est fonction de la quantité d'eau infiltrée. Il varie donc avec la nature lithologique.

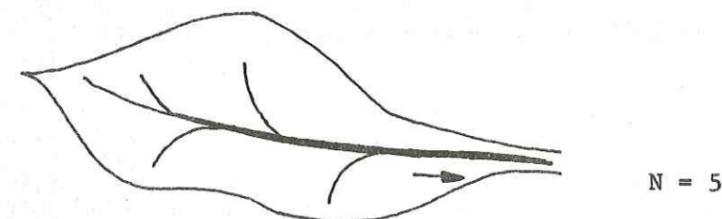
Le climat intervient par le régime du vent et de la température.

La végétation joue un rôle important dans le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

Tous les facteurs que l'on vient de décrire conditionnent le réseau hydrographique. Ce réseau est d'autant plus développé et complexe que le sol et le sous-sol sont moins perméables, le ruissellement en surface est donc plus intense. On détermine ce développement du réseau par deux rapports :

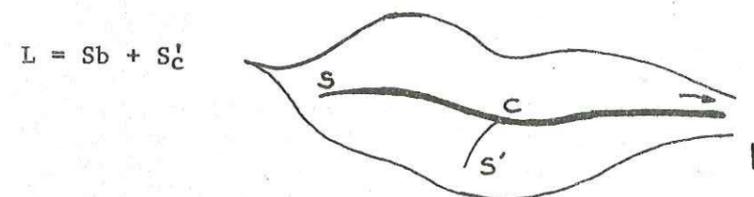
- Densité du réseau hydrographique

$$D = \frac{N}{A} = \frac{\text{nombre des cours d'eau pérennes et temporaires}}{\text{SURFACE TOTALE DU BASSIN VERSANT}}$$



- Coefficient de drainage

$$d = \frac{A}{L} = \frac{\text{superficie du bassin versant}}{\text{longueur totale de tous les cours d'eau, pérennes et temporaires}}$$



4.2. - Composantes de l'écoulement

L'eau des précipitations atteint le lit du cours d'eau par trois voies différentes qui sont :

- a) le ruissellement de surface (R)
- b) l'écoulement hypodermique (Qh)
- c) l'écoulement souterrain (Qs)

a) Ruissellement de surface

C'est l'écoulement par gravité sur le sol. Son importance varie en fonction de la nature de l'averse. Au début, l'absorption de l'eau par la surface est importante, ensuite elle diminue. Par contre, l'infiltration profonde, l'écoulement dans les couches du sol et l'évapotranspiration sont relativement constants.

- Les facteurs du ruissellement de surface sont :

1. Les caractéristiques des précipitations, c'est-à-dire :
 - . la hauteur de la précipitation,
 - . l'intensité instantanée,
 - . l'intensité moyenne,
 - . la durée et la répartition de la pluie.
2. Les caractéristiques du sol qui interviennent, c'est-à-dire :
 - . sa topographie,
 - . sa nature lithologique,
 - . sa couverture végétale,
 - . son humidité et son coefficient de rétention.

La saison joue également un rôle important par l'intermédiaire de la végétation et du taux d'évaporation. On observe dans tous les cas un décalage, un retard entre le ruissellement et l'instant où tombent les premières gouttes de pluie. Il est dû :

- au début de l'averse, à la dépense d'eau nécessaire à la saturation du sol : les irrégularités de la surface et la végétation y jouent un grand rôle ;
- à la durée de l'écoulement de l'eau dans le réseau hydrographique, lequel est aussi alimenté par les écoulements hypodermiques et souterrains.

b) L'écoulement hypodermique (Qh)

Une partie des eaux infiltrées circule latéralement dans les couches superficielles du sol. C'est l'écoulement hypodermique. L'importance de cet écoulement varie avec la nature géologique du sol et la topographie.

Il peut atteindre 80 % du débit total sur des versants en pente douce ameublis par des labours ou dans des zones forestières à forte couche d'humus.

c) L'écoulement souterrain

L'écoulement souterrain, intéressant les nappes aquifères, joue un rôle régulateur. Si ces apports ne représentent qu'une faible fraction des débits en pointe de crue, ils deviennent prédominants en fin de crue et surtout en période sèche où ils alimentent seuls l'écoulement. La figure II-2 donne une idée schématique de la répartition des eaux d'une précipitation.

4.3. - Formules empiriques

De nombreuses formules empiriques ont été établies pour évaluer l'écoulement Q en fonction de la pluviométrie P. A. COUTAGNE donne pour le Massif Central :

Q = 16 P² (II-6)

Q est le débit en l/s/km² (module spécifique du bassin versant), P est la hauteur de précipitations annuelles en mètre.

4.4. - Déficit d'écoulement

Pour un bassin versant, c'est la différence entre la lame d'eau tombée P sur le bassin et la lame d'eau écoulée Q à la station de jaugeage de l'exutoire pendant une période donnée. Il est exprimé en millimètres de hauteur d'eau et calculé en général sur une année

D = P - Q (II-7)

Les eaux des précipitations qui échappent à l'écoulement sont dépensées par l'évapotranspiration réelle E.Tr et par l'infiltration I

D = E.Tr + I (II-8)

L'infiltration alimente l'évapotranspiration (sol, végétaux) et les eaux souterraines.

Tableau 1 - Variations de l'infiltration efficace en fonction de la pluviométrie. Moyennes annuelles en millimètres de hauteur d'eau calculées sur 50 années.

Site du puits	Années	Période	P	I
Odsey, Cambs	1893-1915	19	610	207
Therfield, Herts	1925-1939	15	652	240
Detling, Kent	1885-1901	25	700	287
Compton, Sussex	1893-1942	50	940	605
Chilgrove, Sussex	1922-1935	14	972	555

En climat tempéré, ce déficit varie entre 400 à 600 mm en fonction de la température moyenne, de l'altitude et des caractéristiques du climat (continentalité, aridité). En France, il est en moyenne de 500 mm (Fig. II-3).

A. COUTAGNE a donné la formule suivante pour le Sud de la France (Provence)

$$D = 210 + 30 T$$

où T est la température annuelle moyenne en °C.

$$P = 800 \text{ mm} + 20 \%$$

5. - INFILTRATION

Elle présente la quantité d'eau qui pénètre sous les forces de gravité dans le sol et le sous-sol (suivant la loi de DARCY) où elle alimente les eaux souterraines : eau de rétention, écoulement hypodermique, écoulement souterrain et reconstitution des réserves aquifères. L'évapotranspiration dépense une part importante du stock d'humidité. Ainsi une fraction seulement des précipitations alimente les nappes par des écoulements souterrains et reconstitue les réserves : c'est l'infiltration EFFICACE. La figure II-4 donne le trajet suivi par les précipitations sur la surface du sol et sous-sol en détail.

5.1. - Méthodes de mesure de l'infiltration

Les méthodes de mesure de l'infiltration sont nombreuses et variées en relation avec les phénomènes étudiés. Elles peuvent être directes ou indirectes.

- Les méthodes directes permettent d'évaluer la quantité d'eau infiltrée sur une surface de sol déterminée.
- Dans les méthodes indirectes, l'infiltration est calculée par différence entre les autres éléments hydrologiques du bilan, les précipitations, le ruissellement et l'évapotranspiration étant connus.

5.2. - Interprétation des mesures

Dans une même région et d'après différentes méthodes, pour les périodes de longue durée, si on porte en abscisses la pluviométrie et l'infiltration en ordonnées, nous obtenons une droite (Fig. II-5) de l'équation

$$I = a.P - b \quad (II-9)$$

L'infiltration est donc, au-dessus d'une valeur minimum (seuil pluviométrique) une fonction linéaire de la pluviométrie.

Ch. LAPWORTH a étudié la nappe dans la craie du Bassin de Londres, les méthodes employées sont : lysimètres, fluctuations du niveau piézométrique, observations du débit des sources. Les résultats sont portés sur le tableau (II-1). Ils permettent de tracer la droite moyenne avec :

$$a = \text{tg } 41^\circ 20' \approx 0.88$$

$$b = 300$$

d'où

$$I = 0.88 P - 300$$

En conclusion :

- l'infiltration, au-dessus d'un seuil pluviométrique, est fonction de la précipitation,
- l'existence du seuil pluviométrique est essentiellement liée à l'évapotranspiration réelle,
- l'infiltration efficace atteint sa valeur au-delà de 1 m de profondeur,
- le graphique infiltration-précipitation pour une zone déterminée, permet de calculer la valeur de l'infiltration correspondant à une chute de pluie observée.

Nous pouvons ainsi calculer les bilans hydrogéologiques et la réalimentation naturelle des niveaux aquifères.

5.3. - Facteurs de l'infiltration

L'équation (II-8) nous montre que le taux d'infiltration est donc déterminé par la pente a et le seuil pluviométrique b. Ces deux quantités (a et b) dépendent :

- des facteurs hydrogéologiques : perméabilité et taux d'humidité du sol et sous-sol à l'instant de la précipitation.

L'expérience montre que, dans les terrains non saturés, l'écoulement obéit à la loi de DARCY. Mais le coefficient de perméabilité K_n , dans ces conditions, est lié au coefficient de saturation S_r .

S. IRMAY a donné la relation (Fig. II-6) entre le rapport K_n/K et S_r . On remarque que le coefficient de perméabilité suit les variations du coefficient de saturation. Ce phénomène s'explique par le fait que l'air contenu dans les pores freine la circulation de l'eau. Le rapport K_n/K approche de (0) pour une faible valeur du degré de saturation égale à 0.2.

Au-dessous de cette valeur il n'y a donc pas de circulation d'eau, seules les forces d'adhésion ont une action :

- des facteurs hydrométéorologiques : quantité totale, durée, intensité et qualité (neige, grêle, pluie) de la pluviométrie ;
- des caractéristiques de la surface du sol : morphologie, couverture végétale. Le tableau II-2 donne la vitesse d'infiltration moyenne en cm/mm pour des terrains de nature différente.

Le déficit dû à la végétation, laquelle augmente donc la valeur du seuil pluviométrique, est la conséquence des pertes d'eau par évapotranspiration. Cette conclusion confirme l'hypothèse selon laquelle les principales pertes pour les eaux souterraines, sont celles de l'évapotranspiration. Les figures II-7, II-8 montrent l'influence de la couverture végétale sur l'infiltration et le ruissellement.

Tableau II-2 - Variations de la vitesse d'infiltration de l'eau en fonction de la nature du terrain.

Nature du terrain	Vitesse d'infiltration en cm/mm
Eboulis à blocaux	50
Moraine quaternaire	0,6
Sol de couverture des régions montagneuses sur moraine à blocaux	0,6
Rocher (fissuré), marne, schiste, etc.	0,01
Couverture végétale en montagne avec tourbe	0,25
Végétation alpine (herbes)	0,22
Couverture argileuse, humus (en montagne)	0,1
Terre noire avec végétation secondaire	0,18
Sol noir foncé (couleur)	0,18
Sol cultivé	1,0

6. - BILAN D'EAU

Le bilan hydraulique d'un bassin versant ou d'une région déterminée a pour but de comptabiliser les apports et les pertes en eau. Son calcul repose sur les données concernant les éléments hydrologiques principaux. Le bilan hydraulique exprime l'égalité des apports et des pertes, évaluée sur de grandes périodes (Formule II-1).

Tous ces éléments sont exprimés en millimètres. L'infiltration I compense les pertes des eaux souterraines. Une fraction ΔI est destinée au renouvellement de la quantité d'eau contenue dans le sol et le sous-sol qui subissent des variations en fonction de divers facteurs dont le plus important est l'évapotranspiration. Le complément $I\omega$ circule et, après un trajet souterrain, réapparaît pour alimenter le réseau hydrographique (écoulement hypodermique et souterrain). Nous pouvons donc écrire :

$$P = E.T. + R + \Delta I + I\omega \quad (II-10)$$

Schématiquement, nous avons montré dans la figure II-9 tous ces éléments ainsi, l'écoulement Q totalise le ruissellement de surface et les écoulements hypodermiques et souterrains. L'expression (II-10) devient alors

$$P = E.T. + Q \quad (II-11)$$

En utilisant le déficit d'écoulement qui représente essentiellement les pertes par évapotranspiration, nous aurons :

$$P = D + Q \quad (II-12)$$

En cas de prélèvement, nous aurons :

$$P = E.T. + Q + q \quad (II-13)$$

q totalise les prélèvements (drainage ou pompage, etc.)

Dans le cas d'une communication souterraine avec un bassin adjacent, si ω est la valeur positive ou négative de l'écoulement, nous avons :

$$P = E.T. + Q + \omega \quad (II-14)$$

6.1. - Calcul du bilan

- Les précipitations P sont mesurées directement avec une précision satisfaisante.
- Q , dans un bassin hydrologique bien connu et individualisé, peut être utilisé.
- E et D sont évalués par diverses formules empiriques (II-12 et II-13).
- I est le plus délicat à déterminer. Dans les relations (II-12 et II-13), Q est difficile à évaluer, il suffit d'évaluer D ou $E.T.$ Ce calcul peut être fait par :
 - . l'évapotranspiration ($E.T.$)
 - . le déficit d'écoulement (D)
 - . le coefficient d'infiltration (I)
 - . les hydrogrammes
 - . les lysimètres.

Nous reviendrons sur le calcul du bilan dans notre exemple sur le glissement de L...

7 - CONCLUSION

Choix des méthodes de calcul du bilan d'eau :

Etant donné que le but principal est d'utiliser l'étude hydrogéologique et le bilan d'eau pour préciser la relation entre les différents éléments de ce bilan d'eau et la variation du niveau piézométrique (donc la variation de la pression interstitielle), ceci dans le cas particulier des problèmes de stabilité du terrain, nos méthodes différeront sensiblement de celles employées classiquement pour l'estimation des ressources en eau par exemple.

C'est pourquoi la deuxième partie de ce mémoire sera entièrement consacré aux particularités des études hydrogéologiques des glissements de terrains.

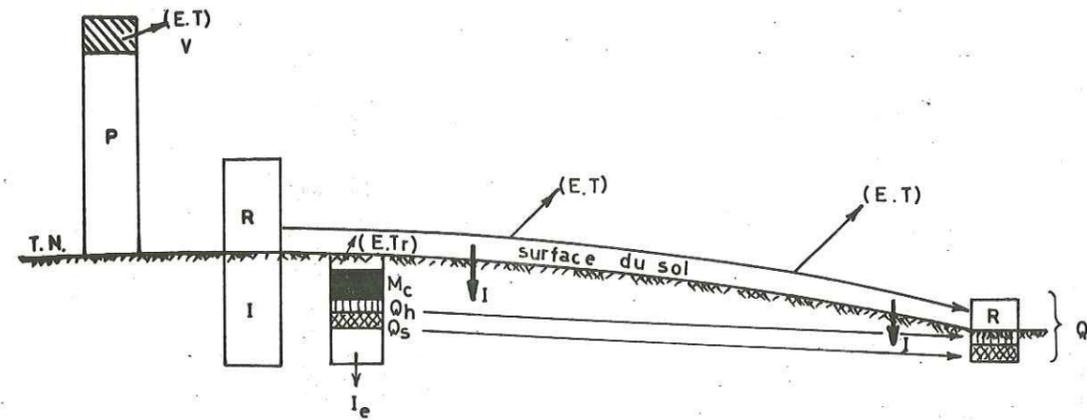


Fig. II-4 - Répartition des eaux des précipitations.

- (P) : précipitation
- (E.T.) : évapotranspiration
- (V) : eau retenue par la couverture végétale
- (I) : infiltration
- (E.Tr) : évapotranspiration réelle
- (M_c) : eau de rétention
- (Q_h) : écoulement hypodermique
- (Q_s) : écoulement souterrain
- (R) : ruissellement de surface
- (I_e) : infiltration efficace
- (Q) : écoulement.

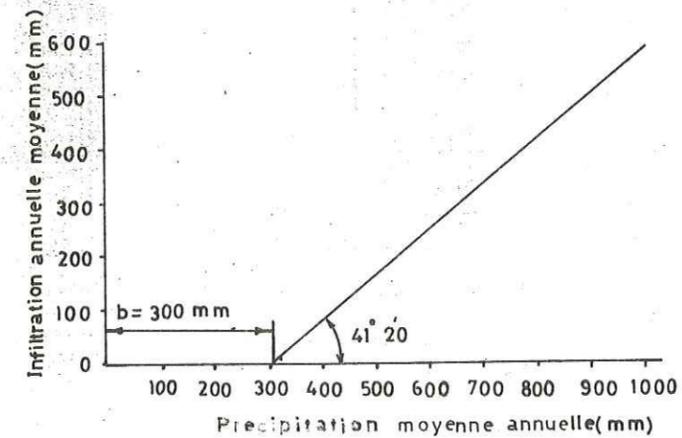


Fig. II-5 - Graphique des valeurs de l'infiltration efficace en fonction de la pluviométrie, évaluées par différentes méthodes dans la craie du bassin de Londres. (D'après Ch. LAPWORTI).

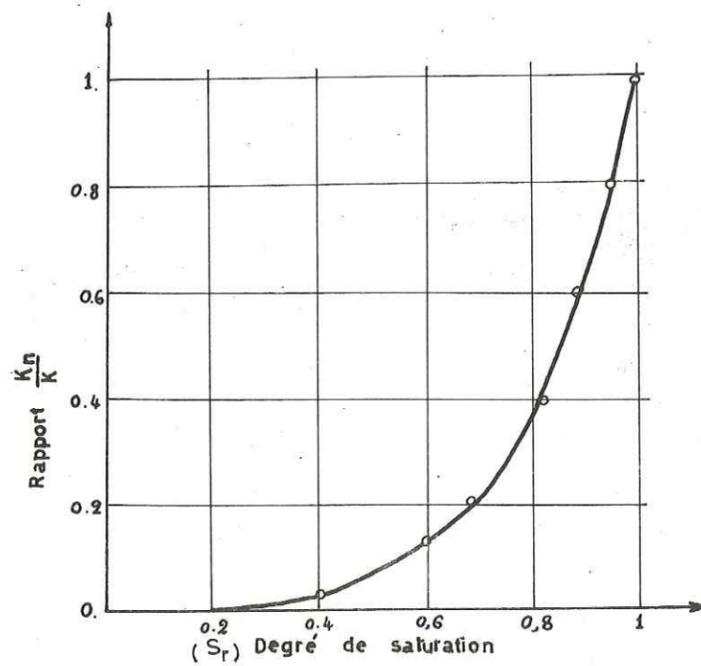


Fig. II-6 - Relation entre le rapport K_n/K et le degré de saturation (D'après IRMAY).

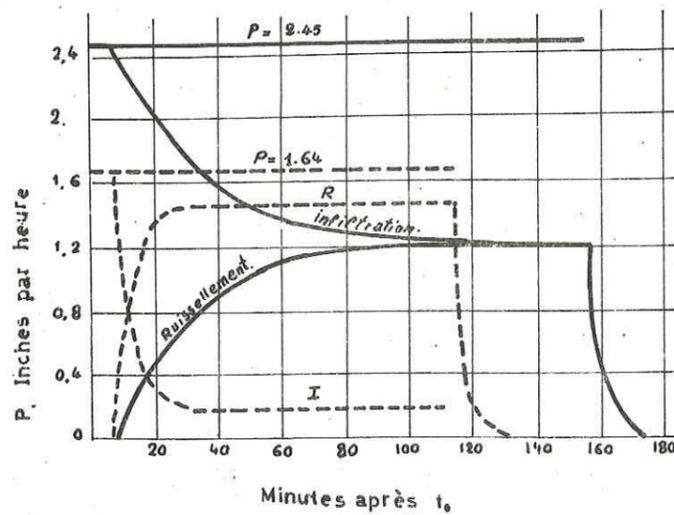


Fig. II-7 - P, I et R dans le bassin de la rivière Conche (Texas) (D'après O.C. MEINZER). Pays de pâturages. —, riches pâturages ; —, pauvres pâturages

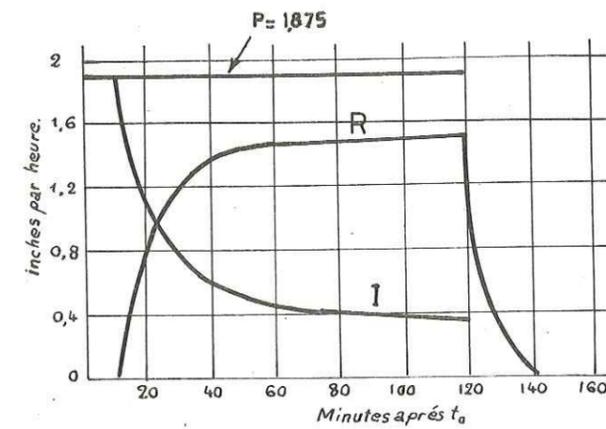


FIG-II-8 -pays forestier Bassin de la rivière Tallahatchie.

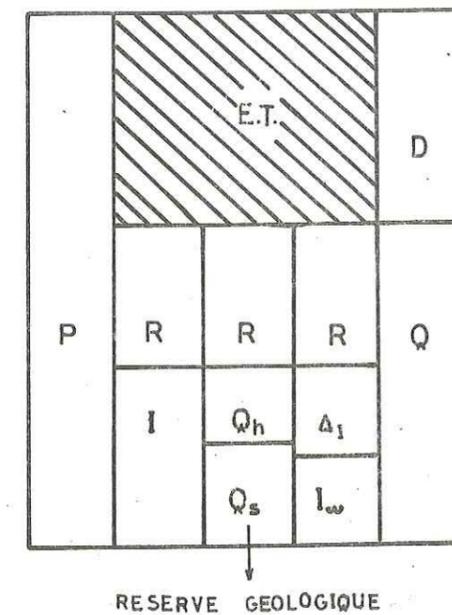


FIG-II-9 -élément du bilan d'eau

IIème PARTIE

CHAPITRE III : PARTICULARITE DE L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE
DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

CHAPITRE IV : APPLICATION DE LA METHODE DES RESISTIVITES ELECTRIQUES
A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU GLISSEMENT DE TERRAIN

CHAPITRE V : COUVERTURE VEGETALE ET GLISSEMENT DE TERRAIN

CHAPITRE III

PARTICULARITE DE L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

1. - LES MECANISMES DE L'ACTION DE L'EAU SUR UN GLISSEMENT
2. - ESSAIS D'UNE CLASSIFICATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN
EN FONCTION DE L'ACTION DE L'EAU
3. - PLAN PARTICULIER DE L'ETUDE HYDROLOGIQUE
DES GLISSEMENTS DE TERRAIN
4. - RESEAU HYDROGRAPHIQUE
5. - POINTS DES SOURCES ET DES SUINTEMENTS
6. - PRINCIPE GENERAL DES MESURES DES FACTEURS HYDRAULIQUES
7. - PENTE DU TERRAIN
8. - PHOTO-INTERPRETATION
9. - CONTROLE ET SURVEILLANCE

GENERALITES

Le but est de présenter un plan sur l'étude hydrogéologique des glissements de terrain.

Aujourd'hui, tout le monde est d'accord pour reconnaître le rôle primordial que joue l'eau dans le déclenchement des mouvements de terrains. Elle est considérée souvent comme étant la cause principale de glissement.

Ici, nous prenons le cas d'un terrain déjà en mouvement. Notre but est de suivre la phase liquide depuis son origine, le trajet qu'elle parcourt, son cheminement sur le site, la manière dont elle provoque le glissement et finalement définir la méthode la plus efficace et la plus économique du traitement.

Cela est évidemment différent d'une étude hydrogéologique normale qui a généralement pour but l'exploitation de l'eau pour répondre aux divers besoins : irrigations, industries, urbanisme, etc.

C'est dans cette optique que nous avons consacré ce chapitre à cette étude particulière car nous ne suivrons pas la méthode ordinairement appliquée aux études hydrogéologiques normales, cela non seulement dans un but économique mais aussi dans un but technique et d'efficacité.

L'idée d'élaborer une telle méthode vient à la suite de l'expérience provenant des diverses études sur des problèmes pratiques de glissements qui ont été réalisées au Laboratoire de Géotechnique de l'Université de Grenoble.

Il faut souligner tout d'abord que le but de ce chapitre est de présenter une méthode appliquée à l'étude des glissements et non pas une méthode de recherche. Ensuite, avant d'appliquer cette méthode, il est indispensable d'estimer l'importance du phénomène. On peut toujours rencontrer dans la nature et trouver dans la littérature de nombreux problèmes de ce genre mais qui n'ont aucun intérêt sur le plan économique et humain.

L'histoire, au contraire, est malheureusement riche en catastrophes tellement importantes qu'elles dépassent parfois l'intérêt économique et s'avèrent absolument désastreuses sur le plan humain et social. Telle la catastrophe du Mont Toc, dans la retenue du VAJONT, en Italie (1963), sur le torrent du même nom. Elle est tellement connue qu'il nous semble inutile d'entrer dans le détail. Nous dirons seulement qu'il s'agit d'un glissement survenu le 9 Octobre 1963 au-dessus de la retenue du barrage-voûte de 262 m de hauteur. Ce glissement a provoqué une vague de 25 000 000 m³ (volume de la retenue : 150 000 000 m³), laquelle passant sur le barrage a détruit le village de LONGARONE, à quelques kilomètres à l'aval (2 000 morts sans compter les dégâts matériels et économiques).

On peut citer également :

- Le glissement du Plateau d'Assy, le 16 Avril 1970, où le sanatorium du Roc de Fiz fut balayé par une coulée terreuse due au glissement d'un revêtement morainique.
- Les coulées boueuses de PONTAMAFREY qui trouvent leur origine dans un gigantesque glissement affectant le versant ouest de la montagne du Coin du Chatel, en Maurienne. Ce dernier phénomène, s'il n'a pas causé de victimes, a fortement perturbé l'activité de la vallée de l'Arc : coupure de la R.N.6 vers l'Italie et de la voie ferrée Paris-Rome.

Si les deux derniers exemples relèvent d'une cause naturelle, le premier en revanche illustre l'incidence fâcheuse des travaux entrepris par l'homme (par exemple, ici, fluctuations du plan d'eau de la retenue du VAJONT).

Aujourd'hui, à notre connaissance, on peut prévoir non seulement les incidents dus à l'intervention humaine, mais aussi ceux qui se produisent naturellement et qui, malgré leur complexité, sont contrôlables au moyen d'équipements spécialisés.

1. - LES MECANISMES DE L'ACTION DE L'EAU SUR UN GLISSEMENT DE TERRAIN

Quel que soit l'état de l'eau et son mode d'action sur les matériaux sensibles, son effet sur l'équilibre du massif sont :

- a) modification des conditions aux limites (changement de la géométrie interne et externe et condition aux limites hydrauliques), érosion et effet physico-chimique.
- b) Changement des propriétés mécaniques du massif (diminution de la cohésion et du coefficient de frottement interne).
- c) Diminution de la contrainte effective sur la surface potentielle du glissement en augmentant la pression de l'eau interstitielle.
- d) Action dynamique sur le massif (effet de l'eau en mouvement comme pression de courant, etc.)

2. - ESSAI D'UNE CLASSIFICATION DES GLISSEMENT DE TERRAIN EN FONCTION DE L'ACTION DE L'EAU

Dans la première approximation, il paraît logique et facile de proposer une classification du phénomène de glissement de terrain selon le mode d'action de l'eau.

Mais la difficulté de présenter un tel essai est que, sur un glissement donné, l'eau peut agir en même temps par une combinaison des différents facteurs cités ci-dessus, ou bien, au cours de l'évolution temporelle d'un glissement, le rôle de l'eau peut varier du fait d'un changement des conditions.

A titre indicatif, nous citons les différentes actions de l'eau sur les formes typiques de glissements.

2.1. - Glissement proprement dit

La quantité et le rôle de l'eau sont très variables selon les interprétations des auteurs. Dans certains cas, elle est considérée comme un facteur changeant les propriétés mécaniques des matériaux (ce qu'on appelle à tort rôle lubrifiant de l'eau).

Dans la majorité des cas de ce type de mouvement, l'eau joue un rôle principal en augmentant la pression interstitielle, donc en diminuant la contrainte effective sur la surface potentielle de glissement.

2.2. - Coulées

Le phénomène est déclenché quand la teneur en eau dépasse une limite déterminée. L'eau peut avoir diverses origines : pluies, fontes des neiges. L'eau de ruissellement en surface est donc la cause essentielle de ce phénomène. On le classifie parfois à partir de la teneur en eau des matériaux en mouvement. Ici, l'eau joue son rôle d'instabilité par diminution de la cohésion et augmentation de la pression interstitielle et du coefficient de frottement interne.

2.3. - Solifluxion et reptation

Ces phénomènes se déclenchent dès que la teneur en eau dépasse les limites de plasticité du matériau et ce sous l'effet de l'eau de pluie ou de la fonte des neiges. L'effet de l'eau varie selon la perméabilité et l'indice des vides. Si la teneur en eau est inférieure à la plasticité, le versant reste théoriquement stable. Le dépassement de ces limites provoque des déformations. La fissuration des matériaux argileux en surface, causée par les gels et dégels, crée une perméabilité secondaire et permet ainsi une imbibition.

Dans le cas de concentration locale de l'eau, on constatera des "boursofflures" ou bien des "griffures" ou des arrachements.

2.4. - Eroulement et éboulement

L'eau agit à la base des falaises par le ruissellement des sources créant ainsi une érosion. Dans les roches homogènes et fracturées, elle agit par le gel et dégel et la pression hydrostatique.

3. PLAN PARTICULIER DE L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

3.1. - Reconnaissance rapide

Elle consiste en des études à court terme, rapide, sans grand effort matériel et permet d'obtenir facilement les informations et données nécessaires et accessibles. Elle éclaire les problèmes suivants :

- . type et importance du glissement,
- . rôle de l'eau et son action,
- . origine de l'eau et son moyen de pénétration sur le site.

3.1.1. - Documentation

Les documents utilisés pour l'étude de l'hydrogéologie du glissement peuvent être divisés en deux groupes :

- a) on peut classer dans le premier groupe les éléments essentiels de l'étude : cartes topographiques, photos aériennes se rapportant à différentes époques, cartes géologiques, cartes hydrologiques et hydrogéologiques, études déjà réalisées à ce sujet.
- b) Dans le deuxième groupe, se trouvent les documents et dossiers des travaux et projets concernant le secteur ou la région du glissement, ils peuvent rendre parfois des services très utiles.

Les sources d'information sont sans limites. Outre la documentation que l'on peut réunir, le renseignement donné par un habitant de la région peut aussi être très précieux.

3.1.2. - Hydrologie de surface

Sur une carte d'échelle moyenne (1/10 000, 1/5 000, 1/1 000 selon l'étendue de l'étude), les limites approximatives du site donneront une idée sur la superficie et les coordonnées géographiques. Au moyen de courbes maîtresses, de photos aériennes et d'une reconnaissance des lignes de partage principales sur le terrain, les limites et superficie du bassin hydrologique d'alimentation seront déterminées. La totalité ou une partie de ses apports peut déboucher sur le site par des réseaux hydrographiques.

En ce qui concerne le bassin hydrogéologique, il n'y a pas forcément une concordance entre celui-ci et le bassin hydrologique, son étude sera possible au moyen des études géophysiques et géologiques.

3.1.3. - Climat

Le climat intervient sur le régime hydrologique du site par :

- a) la température,
- b) l'altitude,
- c) les précipitations et le régime du vent,
- d) la végétation.

a) Température

C'est le facteur le plus important du climat. Elle a un rôle déterminant sur tous les changements de l'état de l'eau. Tous les calculs et estimations quantitatifs du bilan d'eau sont basés sur la température moyenne de l'air représentative de la région. C'est pourquoi on cherche souvent une corrélation plus étroite entre les mouvements de la surface piézométrique et la

température. Cette corrélation est considérée comme étant parfois plus étroite que celle entre pluviométrie et niveau piézométrique.

La température accélère l'évapotranspiration en augmentant l'activité végétative des plantes. Ses variations journalières et saisonnières créent par le gel et le dégel des mouvements de terrains (écroulements des roches, mouvements superficiels des matériaux meubles). Elle change les propriétés hydrodynamiques du sol et de l'eau (variation de la viscosité de l'eau, perméabilité des digues...)

Le Dr. E. NEMETH a déterminé le rapport elliptique entre les moyennes de plusieurs années du niveau de la nappe aquifère et les températures de l'air (Fig. III-1). L'angle d'inclinaison (ϕ) peut être déterminé sur la base du rapport elliptique.

α est le retard de la phase de la température de l'air et du niveau de la nappe aquifère, qui est la caractéristique du régime des eaux, peut indiquer, dans les conditions moyennes, le moment où le niveau de la nappe est le plus élevé.

Si l'amplitude moyenne de la courbe des niveaux d'eau est $2M$ et la température moyenne de l'air est N , le retard de la phase peut se calculer ainsi :

$$\cos \alpha = \operatorname{tg} 2 \phi \frac{1 - \left(\frac{M}{N}\right)}{2 \frac{M}{N}}$$

b) Altitude et précipitations atmosphériques

Souvent, dans les études nécessitant des données hydrologiques, il manque les données suffisantes surtout en ce qui concerne les précipitations. Dans ces conditions, on peut remplacer les données des zones voisines par la correction des différences de l'altitude ; d'une manière générale la pluviométrie croît avec l'altitude. MEAD (1950) a donné la relation suivante :

$$P = P_0 + K \frac{A}{100}$$

P = pluviométrie (en mm) au point le plus élevé,

P_0 = coefficient variant de 16 à 70,

A = différence d'altitude entre deux points (en mm).

Pour le Massif Central, MATHIAS donne la formule

$$P = P_0 + KA - \frac{1}{2} \left(\frac{A}{100}\right)^2$$

Au Puy de Dome, $P_0 = 325$. $K = 0,8$.

Nous parlerons des précipitations plus loin dans ce même chapitre et de la végétation dans le chapitre V.

4 - RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Les réseaux hydrographiques sont les drains et émissaires naturels du bassin versant. Une quantité considérable d'apports atmosphériques coule dans ce réseau. Son obturation par les travaux effectués sans prévision de passages d'évacuation sous les remblais, provoque souvent des glissements.

C'est pourquoi il est nécessaire d'établir :

- une carte au 1/10 000, au 1/5 000 ou 1/1 000 du réseau hydrographique, en indiquant son importance, son origine, son débit, ses affluents et débouchés,
- les mesures de débit des réseaux permettant d'établir, pour le bassin, le

rapport $K = \frac{R}{P} \frac{\text{Ruissellement}}{\text{Pluviométrie}}$. On peut vérifier ce débit par les formules empiriques reliant le débit de ruissellement à la surface du bassin en fonction de sa morphologie et de la pluviométrie.

Les mesures de débit peuvent être effectuées au moyen :

- d'un chronomètre et d'un seau gradué,
- d'un déversoir métallique,
- de mesure de la section (S) et de la vitesse (V)

$$Q = S.V$$

- de relations reliant : la pente (i), la section (S), le rayon hydraulique

(R) = $\frac{\text{section mouillée}}{\text{périmètre mouillé}}$, le coefficient de rugosité (K) et le débit, pour l'écoulement à la surface libre (d'après MANING, STRIKER).

$$Q = K R^{3/2} i^{1/2} S$$

Toutes les eaux de ruissellement traversant le site du glissement doivent être collectées et évacuées hors du glissement.

5. - POINTS DES SOURCES ET DES SUINTEMENTS

Les sources ont pour origine les eaux souterraines, ou les eaux de ruissellement qui s'infiltrent à l'amont du site et resurgissent à l'aval. Dans le deuxième cas, du fait du contact avec l'air, la température de l'eau peut être plus élevée que dans le premier cas.

La préparation d'une carte des sources et des points de suintements sur le site et le bassin versant affectant le glissement est un des premiers travaux qu'il faut effectuer. Sur cette carte, en numérotant les sources, il faut indiquer l'altitude, le débit, la température de l'eau et le contexte géologique. La classification des sources peut être faite soit par propriétés physico-chimiques des eaux (résistivité électrique, température, etc.), soit par surveillance de leur débit : variation du débit dans le temps et comparaison de celle-ci avec les variations du niveau piézométrique des nappes souterraines.

En outre, l'étude des conditions géologiques aux alentours des sources peut aussi nous aider à connaître leurs origines comme le montre la figure III-2.

Des sources peuvent être créées lorsque la nappe, pour diverses raisons, se trouve à la surface du sol :

- . a₁ = aquifère reposant sur une couche imperméable horizontale entaillée latéralement,
- . a₂ = aquifère située entre deux couches imperméables non horizontales et se déversant au moment des hautes eaux,
- . a₃ = sources dues à une rupture de pente,
- . b = sources d'imperméabilisation apparaissant du fait d'un changement de la perméabilité du terrain.

Toutes les sources débouchant sur le site du glissement doivent être captées et évacuées hors de celui-ci. Quel que soit le débit des sources, il sera suffisant pour entretenir le ramollissement des couches sensibles et l'augmentation de la teneur en eau.

Les sources, dont les variations de débit montrent une corrélation avec la nappe et la surface piézométrique du glissement, nous fourniront des renseignements utiles pour l'étude hydrogéologique du site. Elles peuvent être considérées comme étant un point de la surface libre de la nappe si les observations géologiques confirment l'existence très proche de celle-ci.

Des sources peuvent avoir une autre origine que la nappe affectant le glissement, comme par exemple les eaux de pluie et de ruissellement. Si ces sources ne débouchent pas sur le site, il n'est pas nécessaire d'en faire une étude.

Les variations de débit des sources intéressant le glissement peuvent être utilisées en tant que variations du niveau piézométrique pour "corrélater" avec la pluviométrie et le déplacement du glissement.

L'apparition ou la disparition brutale des sources peut être parfois la cause de mouvements de terrains.

6. - PRINCIPE GENERAL DES MESURES DES FACTEURS HYDRAULIQUES

Il s'agit de définir un programme pour les relevés pluviométriques, les relevés de la variation de la pression interstitielle et de la température. Les mesures des premières années d'étude et de contrôle doivent être précises et fréquentes en ce qui concerne la pression interstitielle. Un relevé journalier de la pluviométrie et parfois des remarques détaillées sur l'intensité, la fréquence et la hauteur exceptionnelle de la pluie doivent être indiquées sur la feuille de mesures, cela dans le but d'étudier un glissement qui peut être déclenché par un apport exceptionnel d'eau de pluie, surtout pour les sites alimentés en surface à cause d'une forte perméabilité (terrains perméables, crevassés, fissurés). La répartition de la pluviométrie dans le temps est plus importante que la moyenne annuelle de celle-ci.

Comme nous l'avons dit plus haut, les mesures de pression interstitielle doivent être très fréquentes (chaque semaine) et dans le cas d'une précipitation exceptionnelle, il est préférable de suivre encore plus fréquemment l'évolution de la pression dans le sol ainsi que les mouvements des zones actives du site.

Ajoutons finalement que la station de mesures météorologiques doit être choisie de façon qu'elle puisse recueillir les données représentatives du site, parfois très différentes par rapport aux données de la station voisine, cela du fait d'un micro-climat qui peut créer un régime particulier de précipitations.

Pour juger de l'utilité des données pluviométriques, le relevé dans les stations situées à proximité du site du glissement, il est indispensable d'examiner l'existence d'une corrélation entre elles. Si ces données révèlent une corrélation étroite, elles peuvent probablement être représentatives aussi pour le site en question. Sinon, la recherche d'une corrélation entre la pluie et le mouvement de terrain exige des observations pluviométriques sur le site même.

7. - PENTE DU TERRAIN

Son influence permanente est due à l'accélération de la pesanteur, elle est particulièrement remarquable sur les mouvements à fortes déformations (coulées et solifluxions, Fig. III-3). La pente intervient dans l'équation générale d'équilibre. Elle diminue la quantité de pluie reçue sur l'unité de la surface du sol. En effet

$$P_r = P \sin \alpha$$

α étant l'inclinaison de la surface du sol par rapport à la pluie.

Elle diminue le coefficient d'infiltration en augmentant le coefficient de ruissellement.

$$C = \frac{P'}{P}$$

P' = indice de ruissellement en % de la pluie,

P = pluviométrie.

Elle augmente ainsi le module spécifique du bassin versant qui est exprimé en $1/s/km^2$.

En effet, la pente augmente de $P \sin \beta$, composante tangentielle de la pesanteur qui tend à faire glisser l'eau sur la surface du sol.

Autrement dit, si on applique la relation de l'écoulement à la surface libre, celui-ci est proportionnel à $i^{1/2}$ (MANING-STRIKLER).

La pente diminue la composante verticale de la pesanteur qui est le facteur d'infiltration. La Fig. III-3 montre la répartition des différents types de glissement en fonction de la pente.

8. - PHOTO-INTERPRETATION

La recherche des zones des anciens glissements est un des premiers soucis de toute personne chargée de l'étude d'un projet d'aménagement en montagne.

L'étude de la géométrie externe (pente, morphologie) et des indices des anciens mouvements de terrain (niches d'arrachement, crevasses, bourrelets, etc.) est toujours réalisable au moyen de photos aériennes. Cet examen ne nécessite ni un appareil coûteux, ni beaucoup de temps. Par contre, la comparaison des photos prises à différentes époques donne une idée sur l'évolution du glissement dans le temps (cela surtout pour les photos à grande échelle).

Les traces d'eau et les zones humides sont facilement détectables avec les photos infra-rouge qui indiquent l'arrivée exceptionnelle de l'eau sur le site.

La limite entre les zones actives et stables peut être déterminée par des indices de glissement. Finalement, à la suite d'un examen des photos, une reconnaissance du terrain peut fournir des renseignements utiles pour le projeteur (Photo n° III-4).

9. - CONTROLE ET SURVEILLANCE

9.1. - Mesures des variations de la pression interstitielle - Choix du moyen de mesure

Le but des mesures de la pression de l'eau interstitielle pour l'étude et le contrôle du glissement d'un talus naturel ou d'une digue est de déterminer le facteur essentiel de stabilité du terrain (contrainte effective), soit pour le calcul de la stabilité, soit pour la prévision des conditions aux limites hydrauliques critiques.

C'est dans cette optique que la détermination de ce facteur diffère avec l'étude d'une aquifère pour l'exploitation de l'eau.

Dans un terrain hétérogène, la mesure de la répartition réelle de la pression de l'eau sur la surface de glissement est parfois difficile au moyen d'un simple tube piézométrique, cela à cause de la communication entre le tube et les différentes couches stratifiées. (Pour la non-concordance des résultats de ces deux méthodes de mesure, voir Glissement de L..., Fig. III-4 et III-5).

L'autre problème qui se pose pour cette méthode de mesure est le temps de réponse considérable qu'il faut pour le piézomètre par rapport à celui du capteur TELEMAT. En réalité, un piézomètre se stabilise à la suite d'une variation de la pression interstitielle. Ce temps de stabilisation dépend :

- . de la section du tube déterminant la quantité d'eau nécessaire pour établir l'équilibre,
- . du diamètre du filtre,
- . de la perméabilité du sol déterminant le débit d'écoulement vers l'intérieur ou l'extérieur du piézomètre,
- . de la pénétration des matériaux fins dans le filtre augmentant le temps de réponse.



Photo III-4 - Photo prise à faible altitude (G.L.)

- Sur la partie supérieure, à droite, on voit la niche d'arrachement principale du glissement ancien.
- Au centre, sous la piste, la partie active du glissement se présente avec des fissures, bourrelets, crevasses.

Tab. III-1
Temps de réponse approximatifs pour les tubes piézométriques et cellule de pression interstitielle W.E.S. (d'après HVORSLEV 1951)

(cm/s)	Type de sol	Temps de réponse à 90 % = T 90										temps de rép. de base de T
		Sable			Limon			Argile				
	Coefficient de perméabilité	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁶
1	tube de 5 cm - sol dans le tube L = 3 D = 15 cm	6 mn	1 h	10 h	4,2 j		440 j					193 j
2	tube de 5 cm - sol au niveau de la base du tube	0,6 mn	6 mn	1 h	10 h	4,2 j	39 j					17 j
3	tube de 5 cm - vide sous le tube L = 3 D = 15 cm	16	1,5 mn	15 mn	2,5 h	25 h	10 j					4,5 j
4	tube de 5 cm - vide sous le tube L = 12 D = 60 cm			6 mn	1 h	10 h	4,2 j	42 j				47 h
5	piézomètre de 1 cm avec crépine D = 4 cm, L = 45 cm				3 mn	30 mn	5 h	50 h	21 j			130 mn
6	piézomètre de 1 cm avec crépine et filtre en sable D = 15 cm, L = 9 cm					12 mn	2 h	20 h	8,3 j	83 j		51 mn
7	manomètre à mercure de 0,15 cm, tube simple avec pointe poreuse D = 3 cm, L = 6 cm						2 mn	20 mn	3,3 h	33 h	14 j	52 s
8	manomètre à mercure de 0,15 cm, tube simple avec crépine D = 3 cm, L = 45 cm						37 s	6 mn	1 h	10 h	4,2 j	16 s
9	cellule de pression interstitielle W.E.S. de 7,5 cm en contact direct avec le sol						10 s		16 mn	2,6 h	26 h	4 s
10	cellule de pression interstitielle W.E.S. de 7,5 cm dans un filtre en sable D = 15 cm, L = 45 cm						1 s			16 mn	2,6 h	0,4 s

(1) Quel que soit le piézomètre employé, le temps de réponse à 100 % est théoriquement infini. Il est donc commode de se référer au temps de réponse correspondant à une réponse à 90 % qui est égal à 2,3 fois "le temps de réponse de base" de HVORSLEV, nécessaire au rétablissement de l'équilibre dans le piézomètre à la suite d'une variation de pression interstitielle, si l'on suppose que la vitesse d'écoulement conserve sa valeur initiale pendant toute la période transitoire.

Les résultats de l'étude piézométrique d'une nappe au-dessus de laquelle se trouvent d'autres niveaux peut être erronée du fait de la mauvaise étanchéité des nappes supérieures (Ex. S.M. 5 - G. de L...)

La précision de lecture d'un niveau dans les tubes piézométriques et la fidélité de l'appareil de mesure (Sonde Rossignol) sont souvent douteuses ; une des raisons peut être le court circuit créé entre le tube et la sonde. Nous citons comme exemple quelques lectures faites sur le glissement de L...

Sondage SM 12

Nbre de lectures	Niveau de l'eau (en m)
1	11,67
2	11,52
3	11,60
4	11,60
5	11,59
6	11,42
7	11,37
8	11,42

Sondage SM 12'

Nbre de lectures	Niveau de l'eau (en m)
1	47,87
2	47,87
3	47,87

Sondage SM 9

Nbre de lectures	Niveau de l'eau (en m)
1	3,84
2	3,84
3	3,83

Sondage SM 9bis

Nbre de lectures	Niveau de l'eau (en m)
1	23,85
2	23,63
3	23,63
4	23,63

Pour le capteur TELEMAT, la précision est égale au 1/300 de la pression maximum (il y a des capteurs dans la gamme de 0 à 30 kg).

Un autre avantage du capteur TELEMAT est son poste d'écoute qui permet de mesurer la température du milieu ambiant sans l'influence de la température de l'air.

Conclusion

Pour l'étude de la variation de la pression interstitielle dans les talus naturels d'un massif hétérogène, le capteur TELEMAT donne des résultats satisfaisants à condition qu'il soit installé, d'après une étude détaillée, à l'endroit intéressé (par exemple : surface potentielle de glissement). Sa mise en place doit être faite avec beaucoup de soin. S'il s'agit d'une étude de la répartition verticale de la pression de l'eau dans un terrain à nappes multiples, il est préférable d'installer une série de capteurs sur la même verticale.

9.2. - Analyse des relevés pluviométriques pour l'étude des glissements de terrain.

Les données pluviométriques comprennent tous les apports sous forme de pluie, neige, etc.

Ces précipitations jouent leur rôle sur le mouvement de terrain des deux façons suivantes :

- 1°) changement de la géométrie externe du terrain par ruissellement (érosion),
- 2°) alimentation du niveau piézométrique par infiltration.

L'élaboration des relevés pluviométriques a souvent pour but la recherche d'une corrélation avec la variation de la pression d'eau interstitielle. En hydrologie, on a l'habitude de dresser un histogramme pluviométrique en prenant un intervalle arbitraire soit journalier, hebdomadaire ou mensuel, etc.

Nous pensons que cette méthode ne répond pas à nos besoins pour l'étude d'un glissement car elle peut souvent aboutir à une interprétation irréaliste et erronée. C'est pourquoi nous proposons de prendre l'histogramme journalier (tel qu'il est indiqué sur les feuilles de relevé), de classer dans un intervalle logique par exemple les jours de pluie successifs (intervalle intense) et les jours sans pluie (intervalle modéré) et de faire intervenir le temps de répartition en établissant la moyenne journalière pour chaque intervalle. Nous obtiendrons ainsi une série de moyennes journalières.

Certaines d'entre elles, du fait d'une faible intensité pendant une période assez longue, ne provoquent pas de pic sur la courbe de variations de la pression interstitielle. D'autres, au contraire, dépassant une limite donnée, créent un pic sur cette même courbe. Dans le but de rechercher une telle limite, nous avons établi la pluviométrie moyenne journalière pour chaque année en divisant la pluviométrie annuelle par le nombre annuel de jours et le nombre annuel de jours pluvieux.

Si les mesures de ces deux facteurs étaient faites de façon continue, la comparaison pour établir la corrélation entre eux ne poserait aucun problème. Mais cela n'est pas réalisable et, de plus, interviennent les conditions climatiques telles que température, morphologie, propriétés du sol, perméabilité, profondeur de la nappe, etc.

Ajoutons qu'une corrélation étroite peut même aboutir à une estimation quantitative de la variation de la pression d'eau en fonction de la hauteur pluviométrique pour chaque site, cela en prévision de pluies catastrophiques. Dans le cas d'une alimentation par nappe éloignée, on peut avoir un décalage assez important entre la pluie et la pression interstitielle. Dans ce cas-là, un intervalle pluviométrique probablement assez long aboutira à une corrélation entre le fait et sa conséquence.

9.3. - Mesures de la vitesse de déplacement

Le déplacement du corps du glissement est la conséquence principale des facteurs du glissement.

La mesure en surface de ce mouvement s'effectue par :

- . contrôle des bornes topographiques au moyen du théodolite,
- . mesure simple du décalage des deux lèvres des fissures de rupture,
- . télémètre infra-rouge Distomat D 10.

En profondeur, cette mesure s'effectue par tubes plastiques de déformation et inclinomètres. Cette dernière mesure est effectuée en vue de rechercher la position de la surface de glissement (ou éventuellement d'autres surfaces) ainsi que la répartition en profondeur des vitesses de déplacement.

Nous ne revenons pas aux principes et analyse de ces méthodes de mesure (voir P. DESVARREUX et M. AMINI). Nous présentons simplement ici une nouvelle méthode de mesure des déplacements par rayon laser.

9.4. - Mesures par laser d'alignement

Principe de la mesure :

- a) L'émetteur est constitué d'un laser à gaz He Ne de lumière rouge ($\lambda = 0,6328 \mu$). Le système optique permet de réaliser un faisceau de lumière rouge d'un diamètre d'environ 20 mm sur une distance de 300 m. Dans le plan perpendiculaire du faisceau, l'énergie lumineuse est uniformément répartie sur un cercle.
- b) Le récepteur est composé de 4 cellules photo-sensibles situées deux par deux en opposition. Si ces 4 cellules sont éclairées par le faisceau du laser possédant une répartition uniforme de l'énergie lumineuse, les courants électriques provoqués dans les cellules photo-sensibles sont égaux lorsque les éclairages des éléments en opposition sont identiques, c'est-à-dire lorsqu'ils sont symétriques par rapport à l'axe du faisceau. La non coïncidence de l'axe optique du récepteur avec l'axe du faisceau provoque un signal différentiel dans les cellules en opposition, signal proportionnel à l'écart.

Donc, l'ensemble des appareils émetteur-récepteur est destiné à effectuer des opérations d'alignement, il permet de mesurer l'écart entre l'axe du faisceau laser de référence et celui du récepteur. Un exemple d'application de cette méthode sera donné plus loin.

9.5. - Corrélation entre déplacement et pression de l'eau interstitielle

La variation dans le temps de répartition de la vitesse de déplacement peut être la conséquence de :

- la perte de cohésion,
- la diminution de l'angle effectif de frottement,
- une nouvelle répartition de la pression de l'eau interstitielle à cause du changement des conditions aux limites hydrauliques.

Si la cause principale est la dernière, il faut comparer les variations de déplacement des différentes zones du corps du glissement dans le temps avec les courbes de variation de la pression de l'eau. En vue de rechercher une corrélation entre ces deux facteurs, il s'agit d'avoir un intervalle de mesure convenable. Cet intervalle peut varier d'un mois à une semaine (dans certains cas exceptionnels : un jour).

D'après les données de déplacement, on peut établir des cartes des zones de même vitesse de déplacement (voir Fig. VI-18 et VI-19), donc classer les zones du site en fonction de leur activité. Cette carte permettra de rechercher la cause de ce déplacement différentiel s'il existe par exemple une zone d'alimentation préférentielle en eau.

L'étude de la variation de la vitesse de déplacement en fonction de la pression d'eau permet de dresser un critère de danger (voir P. DESVARREUX) mais la recherche d'un tel critère, dont l'exemple est donné plus loin (G. de L...), n'était pas possible à cause des très faibles déplacements de ce glissement durant les deux dernières années.

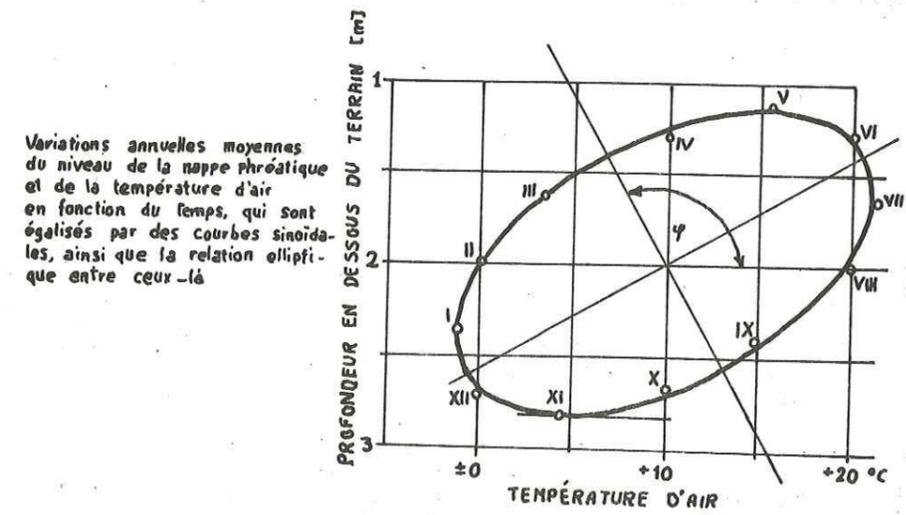
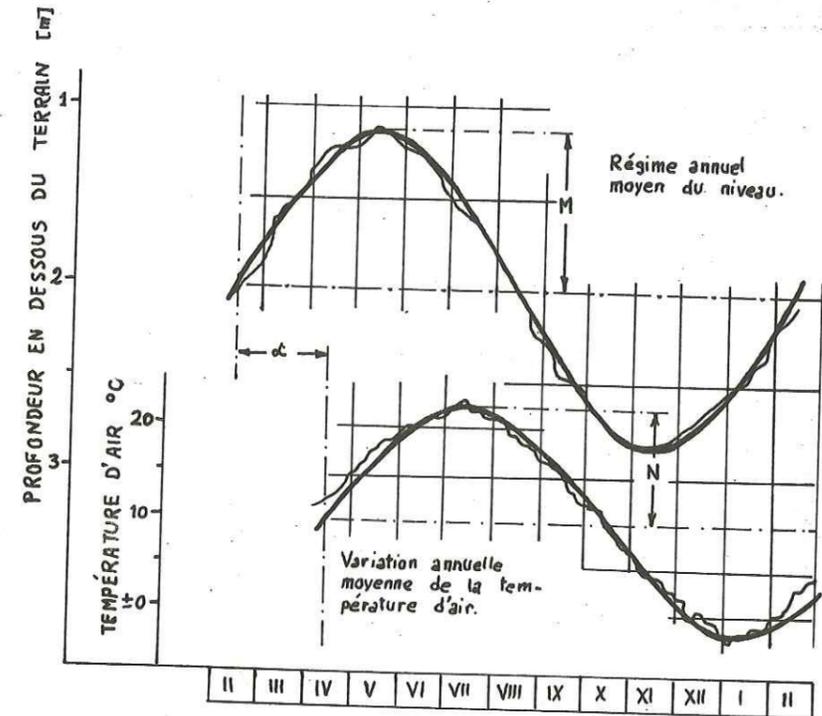


Fig.III-1 - Corrélation entre la variation annuelle de la température de l'air et le niveau de la nappe phréatique.

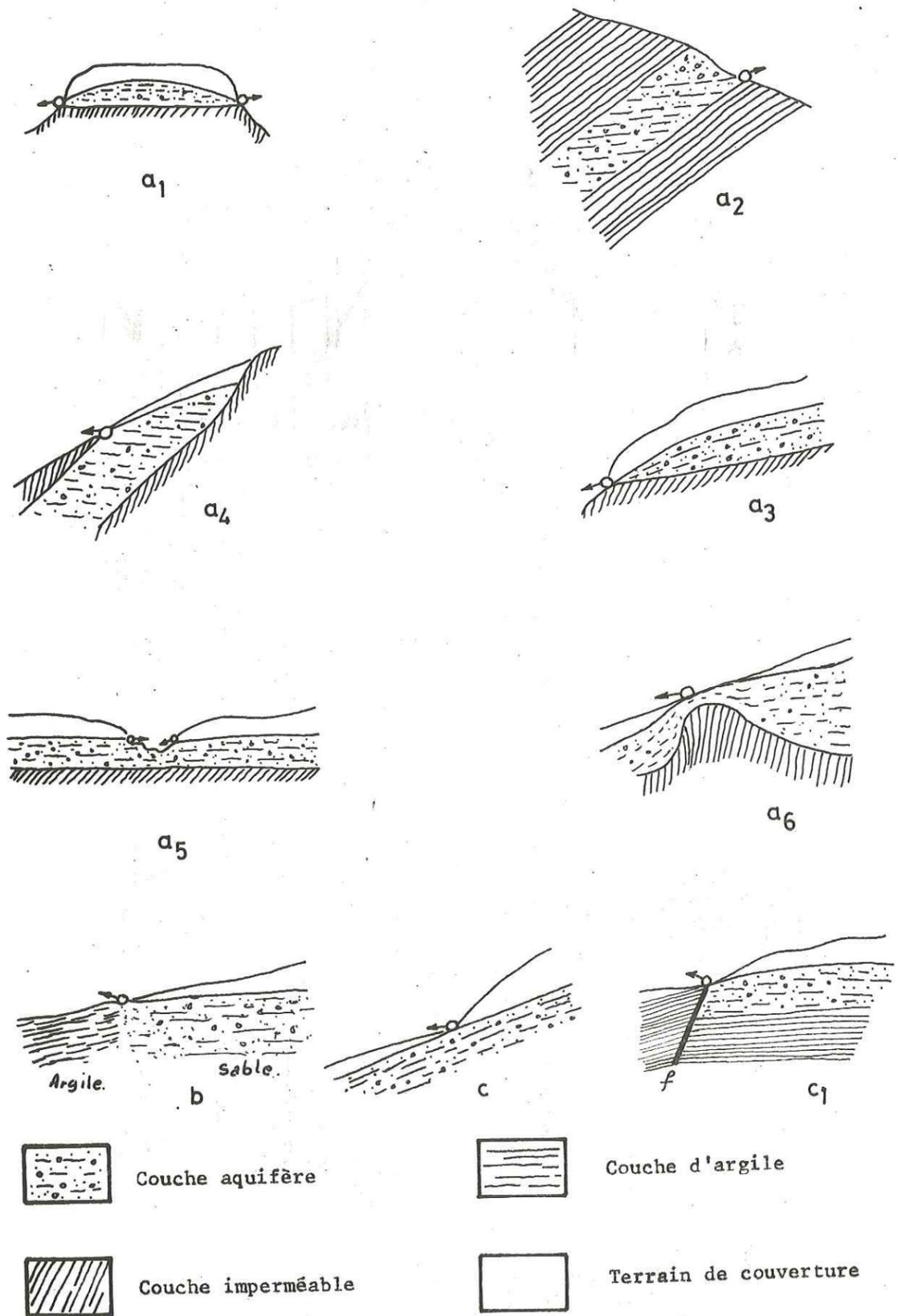


Fig. III-2 - Différentes formes d'apparition des sources

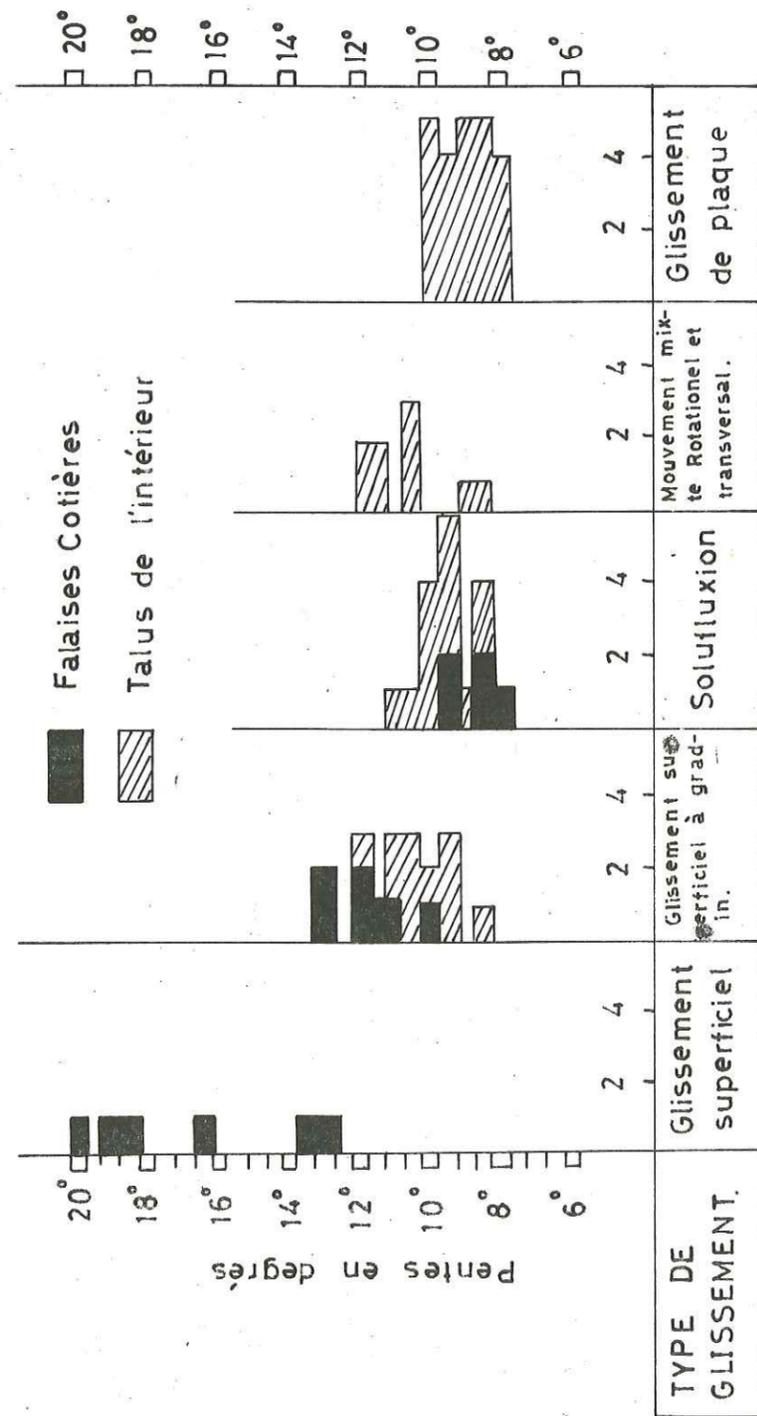
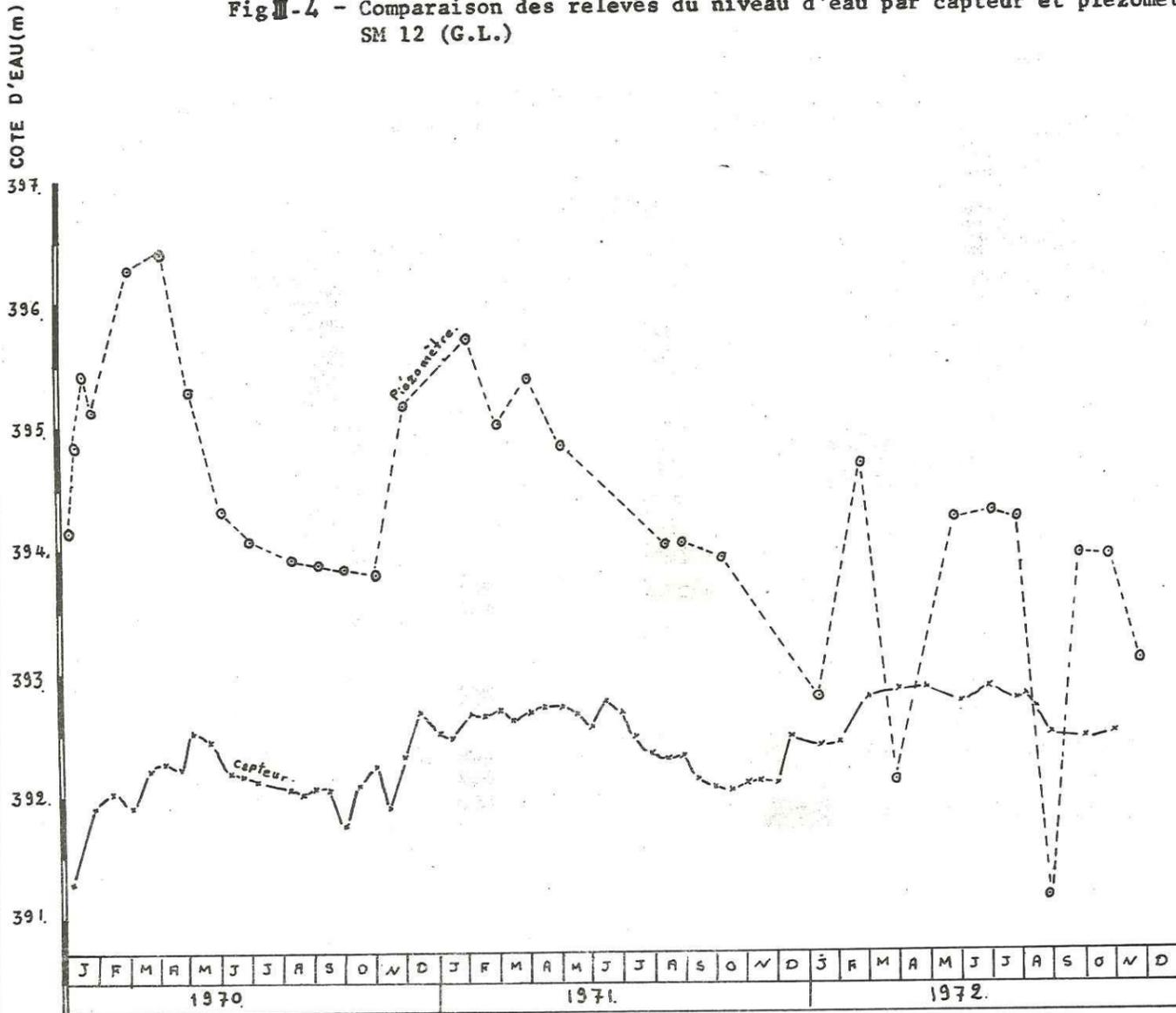


Fig. III-3 - Principaux types de glissements observés et leur répartition en fonction de la pente du talus.

(D'après J.N. HUTCHINSON)

Fig III-4 - Comparaison des relevés du niveau d'eau par capteur et piézomètre au sondage SM 12 (G.L.)



Profondeur	COUPE	Géologie	SM12
			Description du sol

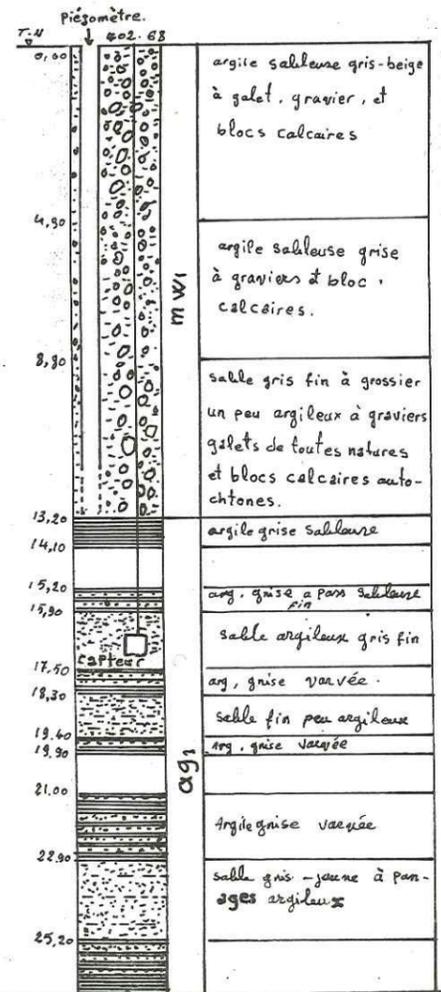
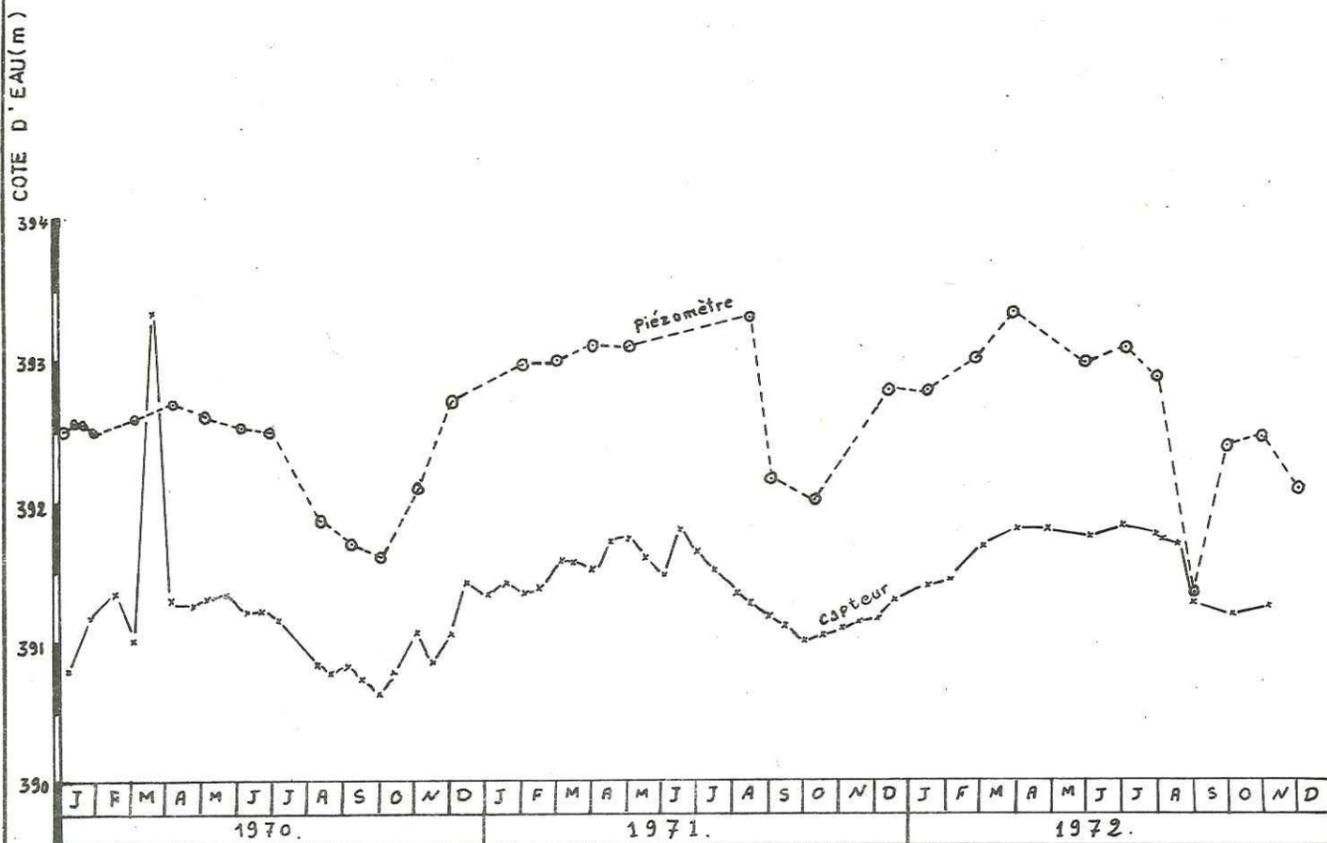
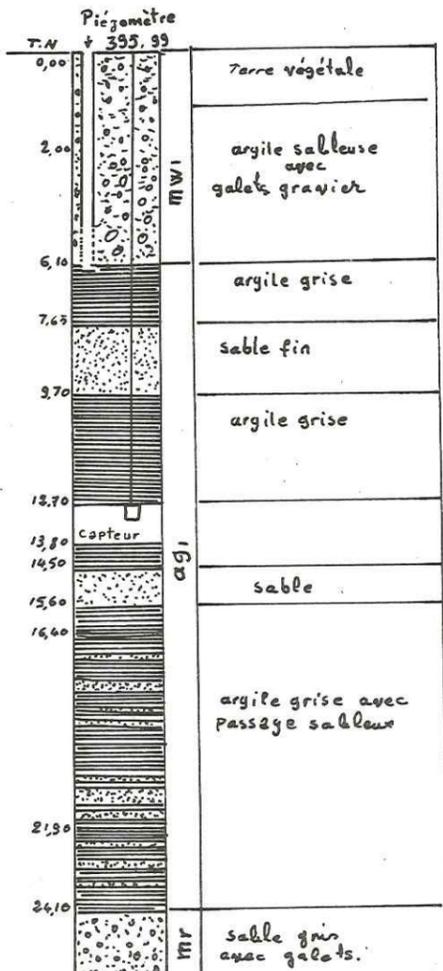


Fig III-5 - Comparaison des relevés du niveau d'eau par capteur et piézomètre au sondage SM 9 (G.L.)



Profondeur	Coupe	Géologie	SM9
			Description du sol



CHAPITRE IV

APPLICATION DE LA METHODE, DES RESISTIVITES ELECTRIQUES

A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU GLISSEMENT DE TERRAIN

1. - LA RESISTIVITE DES SOLS MEUBLES
2. - METHODE D'INTERPRETATION
3. - ETUDE DE LA FISSURATION DU TERRAIN PAR LA METHODE DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE
4. - MESURES DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE ET DE LA TEMPERATURE DE L'EAU SUR LE SITE
5. - ETUDE DE LA RESISTIVITE DU SOL EN FONCTION DE SA TENEUR EN EAU
6. - ETUDE DE LA RESISTIVITE DU SOL EN FONCTION DE LA TENEUR EN ARGILE
7. - CONCLUSION DE L'APPLICATION DE LA METHODE DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN

GENERALITES

Dans l'optique de l'étude du rôle de l'eau sur le glissement de terrain et l'hydrogéologie de celui-ci, il nous paraît indispensable de chercher une méthode de prospection géophysique, facile à appliquer, simple et économique, avec une interprétation simplifiée et précise dans le domaine de nos études.

C'est pourquoi, dans ce paragraphe, nous présentons cette méthode d'interprétation de la prospection électrique qui nous a servi à fournir des renseignements concernant :

- la nature géotechnique et géologique des couches du sous-sol, leurs limites et extension latérale, donc la géométrie interne du site,
- les propriétés hydrogéologiques (porosité, perméabilité relative),
- les venues d'eau et zones d'alimentation souterraines du site,
- la localisation des fissures et fractures.

Cette méthode permet de diminuer sensiblement le temps des études hydrogéologiques.

1. - LA RESISTIVITE DES SOLS MEUBLES

La prospection électrique est basée sur la différence de résistivité des formations géologiques différentes. Dans le sol meuble, qui est d'un intérêt primordial pour les problèmes de géotechnique, la résistivité est fonction des deux facteurs suivants :

- 1°) structure de la trame minéralogique,
- 2°) teneur en eau et minéralisation de l'eau interstitielle.

La composition minéralogique est sans importance car les minéraux qui composent les sols dans leur majorité sont très résistifs (résistivité plus grande que $10^6 \Omega.m$), bien que parfois la résistivité du sol peut être influencée par la présence des minéraux possédant une bonne conductivité électronique (par opposition à la conductivité ionique ou électrolytique).

Les caractéristiques des trames minéralogiques ayant une influence importante sur la résistivité sont la porosité effective et la cimentation. La résistivité d'un sol saturé peut être exprimée par la formule :

$$\rho = f(n,s) \rho_0$$

où ρ est la résistivité du sol

ρ_0 la résistivité du liquide remplissant les pores

n la porosité

s le coefficient de saturation $\left(\frac{\text{volume d'eau}}{\text{volume vide}}\right)$

La fonction $f(n,s)$ dépend de la structure du squelette minéral. La forme de cette fonction peut être explicitée seulement par les structures ordonnées. DACHNOFF (1953) a calculé la résistivité d'une structure composée de grains sphériques isolants, saturée par un liquide à résistivité ρ_0 pour le compactage le plus dense et un degré de saturation égal à un

$$\rho = \frac{1 + 0,25 \sqrt[3]{1-n}}{1 - \sqrt{(1-n)^2}} \cdot \rho_0 \quad (IV-1)$$

$F = \frac{\rho}{\rho_0}$ est le coefficient de formation

La fonction $F = f(n) = \frac{1 + 0,25 \sqrt[3]{1-n}}{1 - \sqrt{(1-n)^2}}$ est représentée sur la figure IV-1

dans l'échelle bilogarithmique.

Sur la même figure sont présentées les valeurs de cette fonction pour les différentes formations géologiques. La considération du graphique de la figure IV-1 permet de tirer certaines déductions importantes :

- a) pour les sables sans cohésion et pour des porosités de 15 % à 100 %, la formule concorde assez bien avec les expériences,
- b) avec l'augmentation de la cimentation pour les valeurs de porosité inférieures à 50 %, la valeur numérique du coefficient de formation F est plus élevée que celle calculée par la formule IV-1,
- c) dans la limite des valeurs de la porosité inférieures à 80 %, on peut adopter une approximation linéaire de la fonction F. Une telle approximation a été proposée par ARCHIE (1942).

En effet, considérant la fonction F comme linéaire (dans l'échelle bilogarithmique), on obtient :

$$\log F = \log A - \text{tg } \alpha \log n \quad (IV-2)$$

C'est la formule d'ARCHIE. Pour faire intervenir la teneur en eau de la formation, ARCHIE a introduit la forme suivante de l'expression IV-2

$$F = a \cdot n^{-m} \cdot S^f \quad (\text{avec } m = \text{tg } \alpha)$$

où S est la teneur en eau ; a, m et f sont des coefficients empiriques. Pour le cas de saturation parfaite, les coefficients a et m, obtenus par différents auteurs, sont présentés dans le tableau n° IV-1.

Donc, d'après le tableau n° IV-1 présenté ci-après, le coefficient a varie de 0,62 à 2,3 et le coefficient m de 1,64 à 2,23. D'autre part, on peut constater que pour les formations de même composition lithologique, les valeurs de la résistivité dépendent de l'âge géologique.

Pour avoir une idée de l'ordre de grandeur de la résistivité des formations lithologiques différentes, on donne dans le tableau n° IV-2 (ci-après) la résistivité typique pour les différentes formations en fonction de l'âge géologique.

Tableau n° IV-1

Formation à laquelle l'équation a été appliquée	Porosité	Nbre d'échantillons mesurés	Equation déduite
Sable de Bradford (Dévonien)	0,15-0,367	30	$F = 0,62 n^{-2,15}$
Sable de Woodbyne (Cr)			$F = 0,65 n^{-1,91}$
Grès de Pennsylvanie	0,08-0,20	97	$F = 0,62 n^{-2,10}$
Grès de Morison (Colorado)	0,14-0,23	243	$F = 0,78 n^{-1,92}$
Grès de Méocendene	0,11-0,26	35	$F = 0,47 n^{-2,23}$
Grès de Crétacé (Texas)	0,08-0,25	50	$F = 1,3 n^{-1,71}$
Grès Ordoviciene	0,07-0,15	44	$F = 1,8 n^{-1,64}$
Sable (Oklahoma)			$F = 1,7 n^{-1,64}$
Grès schisteux (Texas)	0,09-0,22	72	$F = 1,7 n^{-1,80}$
Grès schisteux et sable (Texas)	0,07-0,26	63	$F = 2,3 n^{-1,64}$
Grès schisteux et sable de Taylor (Texas)	0,07-0,31	36	$F = 0,73 n^{-2,10}$
Calcaire (C2) (Texas)	0,07-0,19	13	$F = 1,2 n^{-1,88}$
Calcaire (Y) (Arkansas)	0,09-0,26	42	$F = 2,2 n^{-1,65}$
Calcaire (D) (Texas)	0,07-0,30	58	
Calcaire (C2)	0,08-0,30	37	

Tableau n° IV-2

Age géologique	Sable marin schiste argileux	Sable continental, argilite, grès	Sol volcanique, basalte, tuf, riolite	Granite Gabbro	Calcaire dolomitique anhydrite, sel
	ρ ($\Omega.m$)	ρ ($\Omega.m$)	ρ ($\Omega.m$)	ρ ($\Omega.m$)	ρ ($\Omega.m$)
Quaternaire et Tertiaire	1 - 10	15 - 50	10 - 200	500-2.10 ³	50-5.10 ³
Mésozoïque	5 - 20	25 - 100	20 - 500	500-2.10 ³	500-2.10 ³
Carbonifère	10 - 40	50 - 300	50 - 1000	10 ³ -5.10 ³	20-10 ⁵
Paléozoïque	40 - 200	100 - 500	100 - 2000	10 ³ -5.10 ³	10 ⁴ -10 ⁵
Précambrien	100 - 2000	300 - 5000	200 - 5000	5.10 ³ -2.10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁵

La plupart des sols sédimentaires sont anisotropes au point de vue de la résistivité électrique. On distingue l'anisotropie à petite échelle, due à l'orientation dominante des minéraux à forme plate constituant le sol, et l'anisotropie à grande échelle due au litage des sédiments.

Dans les sols anisotropes à petite échelle, la résistivité dans la direction parallèle au litage est plus faible que dans la direction perpendiculaire à celui-ci

$$\rho_l < \rho_n$$

ρ_l = résistivité parallèle au litage (résistivité longitudinale)

ρ_n = résistivité perpendiculaire au litage (résistivité transversale).

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_l}} \text{ pour certaines formations.}$$

Les coefficients d'anisotropie sont présentés dans les tableaux n° IV-3 et IV-4 (d'après D.W. KELLER et V.N. DACHNOFF).

Tableau n° IV-3

Nature du sol	ρ_n ($\Omega.m$)	ρ_l ($\Omega.m$)	λ
Calcaire de Lenor Tenici	7 550	5 800	1,14
Dolomite de Moscou	12 700	11 300	1,07
Calcaire de Kingsport	13 800	13 400	1,01
Tuf granulaire	17,2 - 59,1	12,7 - 49,1	1,16 - 1,17
Tuf volcanique	217 - 1 410	161 - 1 160	1,10 - 1,21
Schiste de l'Est Colorado	2,7 - 5,5	2,5 - 5,2	1,03 - 1,08
Conglomérat de Helmet (Arizona)	37 - 57	35 - 56	1,01 - 1,02

Tableau n° IV-4

Nature du sol	Coefficient d'anisotropie λ
Schiste massif	1,02 - 1,02
Grès - Schiste	1,05 - 1,15
Grès	1,10 - 1,59
Schiste faiblement métamorphisé	1,10 - 1,59
Schiste	1,41 - 2,25
Charbon faiblement métamorphisé	1,73 - 2,55
Anthracite	2,00 - 2,55
Schiste graphiteux	2,00 - 2,75

Le second facteur qui influence la résistivité du sol est l'eau interstitielle. La résistivité de l'eau est fonction des concentrations des sols dissous. La valeur de ρ_0 , en fonction de la concentration des différents sels dans l'eau, est présentée sur la figure IV-2. En déterminant la résistivité des sols argileux d'après les caractéristiques de l'eau interstitielle, on rencontre certaines difficultés dues aux phénomènes suivants :

- échange ionique entre phase liquide et phase solide,
- conductance superficielle des grains minéraux,
- variation de la viscosité effective de l'eau composant la double couche sur la surface des grains.

Ces phénomènes sont très peu étudiés (voir cependant DACHNOFF (1957) et Mc KELVEY, SOUTHWICK SPIEGLER (1955)). La résistivité de l'eau souterraine varie largement dans la nature. En général, elle est plus grande pour les régions à basse température moyenne annuelle.

D.J. KELLER a rassemblé d'après les mesures des différents auteurs, dans le tableau ci-dessous, les données concernant la résistivité des eaux des différentes formations (Tableau n° IV-5).

Tableau n° IV-5

Formation et localité des échantillons mesurés	Nombre de mesures	Résistivité moyenne $\Omega.m$ t = 20°C	Limite de variation de résistivité t = 20°C
Roches éruptives d'Europe	314	7,6	3,0 - 40
Roches éruptives d'Afrique	175	11,0	0,5 - 80
Roches métamorphiques d'Afrique du Sud	88	7,6	0,86 - 80
Roches métamorphiques (Précambérien) d'Australie	31	3,6	1,5 - 8,6
Formation sédimentaire continentale d'Europe (Quaternaire)	610	3,9	1,0 - 27
Formation quaternaire et contemporaine de l'Australie	323	3,2	0,38 - 80
Sédiments tertiaires d'Europe	993	1,40	0,70 - 3,5
Sédiments tertiaires (miocène, oligocène) d'Australie	240	3,2	1,35 - 10
Sédiments mésozoïques d'Europe	105	2,5	0,31 - 47
Eau chlorée des structures pétrolifères	967	0,16	0,049-0,95
Eau sulfatée des structures pétrolifères	256	1,20	0,43 - 5,0
Eau bicarbonatée des structures pétrolifères	630	0,98	0,24 - 10

2. - METHODE D'INTERPRETATION

Un des problèmes les plus délicats dans l'utilisation de la prospection électrique de faible profondeur est l'interprétation des mesures. L'hétérogénéité importante des formations quaternaires (surtout dans les sites de glissements) rend difficile et approximative l'interprétation des données géophysiques. La méthode habituelle, utilisant les abaques calculés d'après la théorie, présente deux inconvénients principaux :

a) les abaques sont calculés pour des conditions géoélectriques extrêmement simplifiées : couches uniformes séparées par des interfaces horizontaux. En réalité, les conditions in situ peuvent être bien plus complexes ; notamment la variation de résistivité dans le sens horizontal entraîne des déviations importantes des courbes de résistivité mesurée par rapport aux abaques théoriques.

b) Les paramètres des abaques calculés sont assez limités et bien souvent il est difficile de comparer la courbe observée avec les abaques existants.

Les géophysiciens utilisant la prospection électrique dans la géologie de l'ingénieur ont proposé plusieurs méthodes d'interprétation directe des résultats des sondages électriques. Les méthodes les plus employées sont la méthode empirique de MOORE et la méthode de BARNES. Ces méthodes sont largement employées aux Etats-Unis. L'inconvénient principal de la méthode de MOORE est l'impossibilité de calcul de la résistivité des couches. La méthode de BARNES permet d'étudier la structure générale du terrain, mais il est difficile d'obtenir la position de l'interface de séparation des couches.

Nous avons adopté certaines modifications à la méthode de BARNES, proposées par SANKER. C'est une méthode simple à utiliser qui permet de déterminer les résistivités et les profondeurs des différentes couches, d'après les données des sondages effectués avec le dispositif de Wenner. Comme cette méthode fait intervenir des approximations, il est indispensable d'évaluer le degré d'approximation et les conditions dans lesquelles la méthode est applicable.

Considérons un terrain homogène sur lequel on effectue un sondage avec le dispositif de Wenner. Pour un certain intervalle entre les électrodes de mesure "a", la résistivité du terrain peut être calculée d'après la formule :

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta v}{I} = 2\pi a R \quad (IV-3)$$

où Δv = différence de potentiel entre les électrodes de mesure.
 I = intensité de courant injecté dans le terrain.

Donc, la conductance du terrain $\frac{1}{R}$ est en rapport linéaire avec la valeur de l'intervalle entre les électrodes "a". Dans le système de coordonnées $(\frac{1}{2\pi R}, a)$ la fonction $\frac{1}{2\pi R} = f(a)$ est une ligne droite dont le coefficient angulaire $\text{tg } \alpha = \frac{1}{\rho}$

Pour un terrain bicouche on fait deux suppositions :

- . la profondeur de prospection est égale à l'intervalle entre les électrodes de mesure ;
- . la résistivité apparente est égale à la résistivité longitudinale (ligne de courant parallèle aux interfaces).

Dans ce cas, la résistivité apparente d'après le principe de HUMEL est donnée par l'expression suivante :

$$\frac{a}{\rho_a} = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{a-h_1}{\rho_2}$$

d'où

$$\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 \cdot \rho_1} h_1 + \frac{a}{\rho_2} = \frac{a}{\rho_a}$$

en posant

$$\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 \cdot \rho_1} h_1 = \sigma_{12} \cdot h_1 ; \frac{1}{\rho_2} = \sigma_2 \quad \frac{1}{\rho_a} = \sigma_a$$

on obtient

$$h_1 \cdot \sigma_{21} + a \cdot \sigma_2 = \sigma_a \cdot a \quad (IV-4)$$

L'équation (IV-4) dans le système de coordonnées $(a ; a \cdot \sigma_a)$ se présente comme un segment de droite de coefficient angulaire $\frac{1}{\rho_2} = \sigma_2$ et l'ordonnée à l'origine est égale à $h_1 \cdot \sigma_{21} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 \cdot \rho_1} \cdot h_1$

Le point d'intersection des segments présentés par les équations (IV-3) et (IV-4) a comme abscisse sur l'axe "a" la valeur h_1 .

Dans le cas général de n couches, en remplaçant les (n-1) couches recouvrant la n-ème couche par une couche unique avec les paramètres équivalents, on obtient :

$$\frac{\rho_n - \rho_{n-1}}{\rho_n \cdot \rho_{n-1}} \text{ eq} \cdot \sum_{i=1}^n h_i + \frac{a}{\rho_n} = \frac{a}{\rho_a} \quad (IV-5)$$

Donc le n-ème segment a un coefficient angulaire égal à $\frac{1}{\rho_n}$ et le point d'intersection avec le (n-1) segment donne $\sum_{i=1}^n h_i$ sur l'axe "a" où $\sum_{i=1}^n h_i$ est la profondeur du n-ème interface.

En pratique, pour l'interprétation on construit le graphique de $a \cdot \sigma_a = \frac{1}{2\pi R}$ (où R est la résistance mesurée pour l'intervalle "a") en fonction de "a". On fait passer par les points successifs des segments de droites. Les projections des points d'intersections sur l'axe "a" donnent les valeurs de h_1 , $(h_1 + h_2)$, $(h_1 + h_2 + h_3)$ etc. et les coefficients angulaires des segments correspondant aux valeurs $\frac{1}{\rho_1}$, $\frac{1}{\rho_2}$, $\frac{1}{\rho_3}$, etc.

La méthode ci-dessus exposée est une méthode approximative, par conséquent pour son utilisation il est indispensable d'estimer les erreurs et de connaître les conditions géoélectriques dans lesquelles elle peut être employée avec succès.

Afin d'estimer la précision de cette méthode, on peut l'utiliser sur un modèle de terrain bicouche où on connaît ρ_1 et h_1 . En calculant par des formules théoriques les valeurs numériques de ρ_a en fonction de "a", on fait ensuite l'interprétation à partir de ces valeurs de a et ρ_a par la méthode exposée.

La différence entre les valeurs de ρ_1 , ρ_2 et h_1 obtenues par l'interprétation et les valeurs initialement supposées constitue les erreurs de l'interprétation.

Pour le calcul de la résistivité apparente sur un terrain à deux couches, on utilise la formule :

$$\rho_a = \rho_1 \left[1 + 4 \frac{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{K_{12}^n}{\sqrt{1 + \left(\frac{2nh_1}{a}\right)^2}} - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K_{12}^n}{\sqrt{4 + \left(\frac{2nh_1}{a}\right)^2}} \right] \quad (IV-5bis)$$

où $K_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$ est le coefficient de contraste de résistivité.

Un tel calcul a été effectué par SANKER pour les valeurs $\rho_1 = 100 \Omega.m$, $h_1 = 10 m$ et différentes valeurs de K_{12} .

Les graphiques des erreurs calculées de la manière indiquée ci-dessus sont présentés à la figure IV-3.

Les erreurs sont exprimées :

$$\delta_h = \frac{h_1 - h_1'}{h_1} \cdot 10^2 ; \delta_{\rho_1} = \frac{\rho_1' - \rho_1}{\rho_1} \cdot 10^2 ; \delta_{\rho_2} = \frac{\rho_2' - \rho_2}{\rho_2} \cdot 10^2$$

où ρ_1 , ρ_2 , h_1 sont les valeurs supposées,
et ρ_1' , ρ_2' , h_1' les valeurs obtenues par l'interprétation.

Les erreurs négatives signifient que les valeurs obtenues par l'interprétation sont plus petites que les paramètres du modèle.

Pour compléter l'analyse des erreurs, il est indispensable de considérer l'influence des épaisseurs réelles des couches dans un terrain multicouche d'une part sur les valeurs de la résistivité et, d'autre part, sur les profondeurs des différents interfaces tels qu'ils sont déterminés par l'interprétation.

Dans un terrain multicouche, la conductivité de la $n^{\text{ème}}$ couche d'après la formule (IV-5) est égale à :

$$\sigma_n = \sigma_a - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n-1} h_i}{a} \right] (\sigma_{n-1} \text{ eq} - \sigma_n) \quad (IV-6)$$

Si dans l'expression (IV-6) $\sigma_n \text{ eq} \approx \sigma_n$ et $\sum_{i=1}^n h_i/a \ll 1$, c'est-à-dire si le contraste entre la résistivité équivalente des couches recouvrant la $n^{\text{ème}}$ couche et σ_n est faible et $a \gg \sum_{i=1}^n h_i$ la résistivité apparente a une valeur assez proche de ρ_n . Dans le cas contraire, en calculant σ_n on commet une certaine erreur qui est fonction du contraste de résistivité et de $\frac{\sum_{i=1}^n h_i}{a}$:

$$\sigma_n = f \left[(\sigma_{n-1} \text{ eq} - \sigma_n) ; \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{a} \right]$$

Dans l'analyse faite par SANKER, on a tenu compte de l'influence du contraste de résistivité. Considérons maintenant l'influence du facteur :

$$\frac{\sum_{i=1}^n h_i}{a}$$

Pour simplifier, on remplacera les $n-1$ premières couches par une couche équivalente, ce qui permet de ramener toujours le problème à un terrain bicouche. Soit un terrain bicouche caractérisé par les paramètres suivants :

$\rho_1 = 10 \Omega.m$; $h_1 = 10 m$ et $-0,8 < K_{12} < +0,8$. Le calcul de ρ_a peut être effectué d'après la formule (IV-5bis) ou bien graphiquement d'après les abaques à deux couches.

En relevant les valeurs $\frac{\rho_a}{\rho}$ en fonction de $\frac{a}{h_1}$ et en connaissant les valeurs ρ_1 , h_1 et K_{12} on peut obtenir les valeurs numériques de ρ_a en fonction de "a". Les valeurs obtenues de telle manière sont données dans le tableau n° IV-5. Le résultat de l'interprétation des données de ce tableau par la méthode décrite ci-dessus, est présenté à la figure IV-4.

La comparaison des valeurs de ρ_1 , h_1 données au départ avec celles obtenues par interprétation, permettent de calculer les erreurs et de tirer les conclusions suivantes :

- 1) Les erreurs de détermination des paramètres électriques et géométriques du terrain sont proportionnelles au coefficient de contraste de résistivité. Les résultats d'interprétation peuvent être satisfaisants si :
- $0,6 < K_n, n-1 < +0,8$
- 2) Les valeurs trouvées par l'interprétation sont plus justes quand des couches moins résistantes recouvrent une couche résistante.
- 3) La précision sur les valeurs des résistivités et des profondeurs est fonction de

$$\frac{\sum_{i=1}^n h_i}{a}$$

Le graphique des erreurs sur h et ρ , en fonction de a/h , est présenté à la figure IV-5.

- 4) Les valeurs des résistivités et l'épaisseur des couches minces peuvent être estimées grossièrement.

Donc, la méthode d'interprétation est convenable quand les contrastes entre la résistivité des différentes couches ne sont pas trop importants et que les épaisseurs des couches sont assez grandes par rapport au pas de mesure.

Signalons que la première condition est plutôt imposée par les limites principales de la méthode électrique que par les particularités de la méthode d'interprétation. L'expérience montre que la précision obtenue par la méthode décrite (à condition de remplir les conditions géoélectriques indiquées) est du même ordre de grandeur que celle obtenue avec le procédé d'interpré-

TABLEAU n° VI-5

a en m	pa / pl							
	k = 0.2	k = 0.4	k = 0.6	k = 0.8	k = 0.2	k = 0.4	k = 0.6	k = 0.8
2	1,01	1,01	1,01	1,01	0,99	0,99	0,99	0,99
4	1,01	1,01	1,02	1,05	0,98	0,98	0,98	0,97
6	1,05	1,05	1,08	1,12	0,97	0,96	0,93	0,91
8	1,04	1,08	1,12	1,25	0,96	0,91	0,86	0,82
10	1,07	1,17	1,25	1,39	0,94	0,86	0,78	0,73
12	1,10	1,23	1,36	1,53	0,91	0,80	0,71	0,64
14	1,14	1,30	1,47	1,70	0,88	0,76	0,64	0,56
16	1,17	1,36	1,58	1,89	0,86	0,71	0,58	0,48
18	1,20	1,42	1,69	2,05	0,83	0,67	0,53	0,41
20	1,22	1,49	1,80	2,20	0,81	0,64	0,48	0,35
22	1,24	1,53	1,90	2,37	0,79	0,61	0,44	0,30
24	1,26	1,59	2,00	2,52 ⁵	0,78	0,58	0,41	0,26
26	1,28	1,63	2,10	2,68	0,76	0,56	0,38 ⁵	0,23
28	1,30	1,68	2,18	2,83	0,75	0,54	0,36 ⁵	0,20 ⁵
30	1,31	1,70	2,25	2,98	0,74	0,52 ⁵	0,34 ⁵	0,19

tation par abaques pour les terrains multicouches, mais cette méthode est plus simple et moins laborieuse.

3. - ETUDE DE LA FISSURATION DU TERRAIN PAR LA METHODE DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE

Les roches et les sols cohérents peuvent se fissurer par gonflement et retrait sous l'action de certaines sollicitations mécaniques dues au mouvement de terrain, sous l'action chimique de l'eau et de la dissolution. Elles peuvent avoir aussi une origine tectonique et sédimentologique.

J.P. BOMBARD, dans sa thèse, aborde longuement les fissurations dans le glissement de terrain.

Au point de vue de l'hydrologie du glissement, quelle que soit l'origine des macro-fissures, celles-ci changent les propriétés hydrodynamiques du sol en augmentant la conductivité hydraulique, c'est ce que l'on appelle la perméabilité secondaire. Ces fissures facilitent l'écoulement hypodermique ainsi que l'alimentation directe du glissement par la pluie.

La fissuration crée dans le sol une nappe en réseau où l'eau peut circuler en charge ou surface libre (régime laminaire ou turbulent). Elle peut ainsi, en créant un accès privilégié à la circulation d'eau, déclencher le glissement à la suite d'une forte pluie.

Les fissures sont caractérisées par :

- . la direction,
- . l'ouverture,
- . la densité,
- . la répartition sur le site et dimensions.

Toutes ces caractéristiques doivent être portées sur une carte dressée pour chaque glissement (Fig. IV-6).

D'autre part, les fissurations servent à la reconnaissance des anciens glissements et à limiter en surface les zones en mouvement.

3.1. - Influence des macro-fissures sur la résistivité électrique du terrain

Considérons un terrain homogène, mais fissuré dans certaines directions dominantes. En effectuant les mesures du type sondage électrique sur ce terrain par le dispositif Wenner, pour un intervalle entre les électrodes "A", on peut supposer que le volume du sol, qui contribue efficacement à la résistance mesurée, se présente comme un parallélépipède de longueur A et de hauteur h (Fig. IV-7), h est la profondeur de pénétration du courant pour un intervalle "A" donné.

Bien que h soit une valeur plutôt arbitraire, néanmoins on peut le lier avec certaines grandeurs physiques réelles. En effet, les mesures de résistance sur le terrain sont effectuées avec une certaine précision : $\pm \delta \%$. La profondeur de pénétration peut donc être définie comme la profondeur au-delà de laquelle l'influence de la résistivité du sol sur les mesures effectuées à partir de la surface est inférieure à $\delta \%$. Supposons que sur la distance A existent N fissures avec les largeurs moyennes de $l_1, l_2 \dots l_N$ et que les parties du sol intactes ont les largeurs $L_1, L_2 \dots L_M$, la largeur to-

tale des fissures est donc $\sum_1^N l_i$ et le terrain intact est $\sum_1^M L_i$. Les matériaux remplissant les fissures ont une résistivité ρ_F et pour le sol on désigne la résistivité par ρ_s

La résistivité dans le sens perpendiculaire à la direction des fissures est égale à :

$$R_{\perp} = \rho_F \frac{1}{ah} \sum_1^N l_i + \rho_s \frac{1}{ah} \sum_1^M L_i = \frac{1}{ah} (\rho_F \sum_1^N l_i + \rho_s \sum_1^M L_i) \dots \quad (IV-7)$$

dans le sens parallèle aux fissures, on obtient :

$$R_{\parallel} = \frac{1}{h \sum_1^N l_i + \sum_1^M L_i} = \frac{a}{h} \cdot \frac{1}{\sum_1^N l_i + \sum_1^M L_i} \dots \quad (IV-8)$$

Si sur le terrain on effectue les sondages dans différentes directions, on obtient la résistivité apparente $\rho (A_2) = 2 \pi AR (A_2)$. Considérons les valeurs de la résistivité apparente, perpendiculaire et parallèle à la direction dominante de la zone fissurée en les caractérisant par un certain coefficient d'asymétrie :

$$K = \frac{\rho_{\perp}}{\rho_{\parallel}} \quad (IV-9)$$

D'après les formules (IV-7 et (IV-8), on obtient :

$$K = \frac{1}{a^2} (\rho_s \sum_1^M L_i + \rho_F \sum_1^N l_i) \left(\frac{1}{\rho_s} + \frac{1}{\rho_F} \right) \dots \quad (IV-10)$$

En désignant $\frac{1}{M \sum_1^M L_i} = d$, la valeur caractérisant la densité des fissures

$$\text{est : } \frac{\rho_F}{\rho_s} = \alpha$$

On peut réécrire l'expression (IV-10) sous la forme :

$$K = \frac{1}{(\sum_1^M L_i + \sum_1^N l_i) \frac{1}{a}} (1 + \alpha d) \left(1 + \frac{d}{\alpha}\right) \dots \quad (IV-11)$$

Essai de fissuration

Lieu : G.L. Opérateur : A.a
 Date : 9 Février 1973 Temps : nuageux
 Tableau IV-6- Sondage SE 1 Heure : 14 h 30

$\frac{AB}{3}$ (m)	R ($\Omega.m$)	$2 \pi a$	$\rho_a =$ $2 \pi a R$ ($\Omega.m$)	$1/\rho_a \times 10^{-4}$
1	10,2	6,28	64,00	156
2	4,60	12,56	57,75	173
3	2,945	18,84	55,60	179
4	2,32	25,12	58,25	171
5	1,86	31,40	58,40	171
5	1,66	37,68	62,50	160
6	1,47	43,96	64,60	154
8	1,39	50,24	69,85	143
9	1,28	56,52	72,50	137
10	1,24	62,80	77,80	128
11	1,07	69,08	73,85	135
12	0,9885	75,36	74,40	134
13	0,8905	81,64	72,65	137
14	0,812	87,92	71,40	140
15	0,732	94,20	69,00	144

Les fissures sont généralement remplies de terre, de galets et de graviers humides.

Essai de fissuration

Lieu : G.L. Opérateur : A. a
 Date : 9 Février 1973 Temps : nuageux
 Tableau IV-7- Sondage SE 2 Heure : 15 h 00

$\frac{AB}{3}$ (m)	R ($\Omega.m$)	$2 \pi a$	$\rho_a =$ $2 \pi a R$ ($\Omega.m$)	$1/\rho_a \times 10^{-4}$
1	7,81	6,28	49,00	204
2	4,22	12,56	53,00	188
3	2,49	18,84	46,90	213
4	1,91	25,12	47,90	208
5	1,58	31,40	49,60	201
6	1,36	37,68	51,20	195
7	1,27	43,96	55,75	179
8	1,165	50,24	58,60	170
9	1,075	56,52	60,80	164
10	0,990	62,80	62,20	160
11	0,9155	69,08	63,30	157
12	0,8205	75,36	61,70	162
13	0,696	81,64	56,80	176
14	0,636	87,92	55,85	179
15	0,616	94,20	58,00	172

Essai de fissuration

Lieu : G.L. Opérateur A.a
 Date : 9 Février 1973 Temps : nuageux
 Tableau IV-8- Sondage SE 3 Heure : 15 h 30

$\frac{AB}{3}$ (m)	R ($\Omega.m$)	$2 \pi a$	$\rho_a =$ $2 \pi a R$ ($\Omega.m$)	$1/\rho_a \times 10^{-4}$
1	9,14	6,28	57,40	174
2	4,27	12,56	53,60	186
3	2,69	18,84	50,65	197
4	2,11	25,12	53,00	188
5	1,74	31,40	54,60	183
6	1,59	37,68	59,90	166
7	1,46	43,96	64,10	156
8	1,38	50,24	69,30	144
9	1,29	56,52	72,90	137
10	1,20	62,80	75,40	132
11	1,14	69,08	78,75	126
12	1,05	75,36	79,00	126
13	0,986	81,64	80,40	124
14	0,909	87,92	79,80	125
15	0,783	94,20	73,75	135

Essai de fissuration

Lieu : G.L. Opérateur : A.a
 Date : 9 Février 1973 Temps : nuageux
 Tableau IV-9- Sondage SE 4 Heure : 16 h 30

$\frac{AB}{3}$ (m)	R ($\Omega.m$)	$2 \pi a$	$\rho_a =$ $2 \pi a R$ ($\Omega.m$)	$1/\rho_a \times 10^{-4}$
1	9,08	6,28	57,00	175
2	4,60	12,56	57,70	173
3	2,49	18,84	46,90	213
4	1,865	25,12	46,75	213
5	1,475	31,40	46,30	215
6	1,27	37,68	47,90	208
7	1,21	43,96	53,20	187
8	1,16	50,24	58,30	171
9	1,20	56,52	67,80	147
10	1,02	62,80	64,10	156
11	0,948	69,08	65,60	152
12	0,8585	75,36	64,65	154
13	0,7965	81,64	65,00	153
14	0,738	87,92	64,85	154
15	0,675	94,20	63,60	157

Dans (IV-10), A est remplacé par la valeur équivalente

$$\frac{M}{\Sigma L} = \frac{N}{\Sigma l}$$

D'après la formule (IV-10), on peut facilement démontrer que $\kappa > 1$, la valeur $\kappa = 1$ correspond à $\alpha = 1$, c'est-à-dire quand $\rho_F = \rho_S$, ce qui peut arriver dans le cas d'un terrain homogène sans fissure.

La résistivité apparente est donc toujours plus grande dans le sens perpendiculaire à la direction des fissures que dans le sens parallèle. Signalons que cette asymétrie ne dépend pas de la valeur de α . Autrement dit, que le remplissage des fissures soit fait avec des matériaux plus ou moins résistants, la valeur de la résistivité apparente perpendiculaire à la direction des plans des fissures reste toujours plus grande que celle dans le sens parallèle aux plans des fissures.

3.2. - Exemple d'application sur le terrain

Les 4 sondages électriques (SE 1, 2, 3, 4) sont effectués sur une zone active de glissement (point 0 sur le plan IV-6), à 37 m au Sud de SM 12, là où le sol d'après le sondage SM 12 paraît homogène dans le domaine de la prospection électrique et les fissures bien orientées et visibles en surface (voir Fig. IV-8). Nous avons calculé par la méthode (citée au début du paragraphe) $1/\rho_a$ la conductivité électrique apparente pour 4 directions différentes pour une profondeur approximative d'investigation de

$$\frac{AB}{3} = 15 \text{ m.} \quad (\text{Voir les tableaux IV-6, IV-7, IV-8 et IV-9}).$$

Puis nous avons porté sur les axes des directions des sondages la conductivité apparente pour des mêmes profondeurs

$$\left(\frac{AB}{3}\right) = 1 \text{ m, } 3 \text{ m, } 6 \text{ m, } 13 \text{ m, } 15 \text{ m}$$

et dans 4 directions (voir Fig. IV-9 et IV-10). On constate que la conductivité du terrain dans le sens perpendiculaire aux directions des fissures est minimum. Cela coïncide avec la direction générale du Glissement de L...

4. - MESURES DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE ET DE LA TEMPERATURE DE L'EAU SUR LE SITE

A - Le but des mesures de la température de l'eau est de chercher l'origine des eaux arrivant sur le site et les classer de ce point de vue. La température de l'eau dépend de la pénétration de la chaleur solaire et du gradient géothermique.

La variation de la température annuelle des eaux des grandes nappes alluviales est très peu différente de la variation de la température annuelle moyenne du lieu (± 1 à 2°), tandis que pour les eaux superficielles, cette variation est importante.

La mesure de la température de l'eau se fait correctement et facilement dans les sources par thermomètre, et par capteur TELEMAT dans les sondages méca-

Tableau - Relevé de la température de l'eau sur le Glissement L. (1) Les mesures sont effectuées après une pluie de 24 heures.

Sondage	Cote d'eau (m)	28.07.72 T °C	03.08.72 (1)T °C	17.08.72 (1)T °C
SM 15	47,68	sec	sec	sec
SM 11	21,12	9,5	12,0	12,5
SM 5	33,07	13,0	11,7	12,5
R 7	8,39	11,0	10,5	11,5
SM 7	12,57	11,0	10,0	11,5
Source (bac)	-	13,0	-	-
SM 8	5,50	11,0	11,5	11,5
SM 12 bis	9,63	11,5	10,9	11,5
SM 12	47,87	11,5	11,9	12,0
SM 9	3,93	13,0	12,3	12,5
SM 9 bis	20,89	14,5	11,5	11,5
R 10 bis	20,30	sec	sec	sec
R 10	45,0	sec	sec	sec
R 13 bis	6,40	sec	sec	sec
SM 13	-	sec	sec	sec
SM 14	30,0	sec	sec	sec
SM 17	44,47	11,5	11,4	11,5

Tableau - Relevé des températures, altitudes et débits des sources, à proximité du Glissement L. et sur le même bassin hydrologique.

N° Source	Température °C	Temps de mesure	Altitude (m)	Débit (Q) lit/mn
1	11,5	10 h 10	485	filet
2	-	10 h 20	490	0
3	13,0	10 h 30	485	4,3
4	20,0	10 h 45	487	filet
5	19,5	11 h 00	491	8,8
6	13,0	11 h 20	475	8,6
7	14,0	11 h 35	463	2,5
7 bis	15,0	12 h 00	463	filet
8	-	14 h 45	400	0
8 bis	-	16 h 40	400	-
9	13,2	15 h 05	403	2,5
10	-	15 h 40	442	6,7
11	-	15 h 40	420	7,5
12	13,5	17 h 30	450	3,0
				35,1

N.B. - Pour la répartition des sources sur B.V., voir plan hydrogéologique de G.L.

niques. Les piézomètres, du fait de leur contact avec la température extérieure et de la faible vitesse d'écoulement dans le terrain, ne sont pas conseillés. Une autre utilité de la mesure de la température de l'eau est de pouvoir déterminer la résistivité de l'eau selon la formule :

$$\rho_w(t) = \frac{\rho(18^\circ)}{1 + \alpha t (t - 18)} \quad (\text{IV-12})$$

$$\alpha \approx 0,025^\circ\text{C}^{-1}$$

B - Le but des mesures de la résistivité de l'eau est de :

- chercher l'origine des eaux. Une différence de résistivité peut être causée par une différence d'origine.
- Si l'origine des eaux arrivant sur le site est la même, une différence de la résistivité entre l'aval et l'amont peut être interprétée comme une conséquence d'un lessivage du sol (après correction de ρ pour les différences de température).

Ce phénomène de lessivage peut être un facteur de changement des propriétés de sol (voir Chapitre I, page 12).

De même, une forte minéralisation peut être due à une faible perméabilité relative (l'eau séjournant plus longtemps au contact des minéraux du terrain donne une résistivité plus faible).

La relation grossière entre la concentration en sel et la conductivité électrique est : 1 milliéquivalent/litre d'eau = 1,56 mho/cm).

$$\text{D'après RODIER, à } 18^\circ\text{C : résidu sec en mg/litre} = \frac{0,72 \times 10^6}{\rho}$$

(ρ en $\Omega.m$)

Détermination des propriétés hydrogéologiques de la formation :

Nous avons vu au début du paragraphe que pour la détermination de la résistivité de la formation ρ , en plus de la porosité et de la perméabilité, il faut déterminer la résistivité de l'eau interstitielle :

$$\rho = f(n,s) \rho_0$$

C'est dans le but de cette étude que nous avons réalisé un échantillonneur très simple portatif et facile à manipuler sur le terrain. Cet échantillonneur, que nous décrivons ci-dessous, permet de mesurer la résistivité de l'eau et de certains échantillons in situ, au moyen de l'appareil R 40 (photo n° IV-3).

4.1. - Description de l'échantillonneur de mesure in situ de la résistivité réelle

Il s'agit d'un demi-cylindre en P.V.C. Hauteur : 15 cm. Diamètre : 8,4 cm
Surface de la base : 27,69 cm²;

A l'intérieur de ce demi-cylindre, on a fixé deux bandes de cuivre de 2 mm de largeur et de 0,15 mm d'épaisseur, à 5 cm de distance entre elles et de part et d'autre.

Les deux bases semi-circulaires sont également en cuivre. Ces bases servent à envoyer du courant alternatif de basse fréquence (par l'appareil R 40 Photo IV-3) en mesurant la différence de potentiel entre les bandes de cuivre intérieures (Dispositif de Wenner).

R = Résistance donnée par l'appareil

S = 27,69 cm²

l = 5 cm

d'où le coefficient de l'appareil : C = 55,36 x 10⁻³

$$\rho = R.C. (\Omega.m) \quad (IV-13)$$

5. - ETUDE DE LA RESISTIVITE DU SOL EN FONCTION DE SA TENEUR EN EAU

Dans un sol non saturé, la résistivité décroît en fonction de l'augmentation de la teneur en eau.

Dans le but de trouver une relation entre ces deux facteurs, nous avons réalisé un essai au moyen de l'échantillonneur décrit ci-dessus et de l'appareil R 40, sur un sable du Drac.

A cause de la résistivité élevée du volume de sable compris dans notre appareil, nous avons saturé progressivement ce sable avec une solution d'eau du robinet contenant du NaCl. Les caractéristiques du sable sont les suivantes :

$$W_{initial} = 0 \text{ (sable sec)} \quad n = 31 \% \quad \gamma_d = 1.85 \text{ g/cm}^3$$

On s'arrange pour que γ_d soit constant pendant toute la durée des mesures. Pour cela, on place le sable toujours de la même manière dans l'échantillonneur. La température du mélange reste constante. Les résultats sont donnés dans le tableau n° IV-8 et le graphique n° IV-12bis. D'après ce résultat, nous obtenons pour le sable du Drac la relation suivante $F \sim (W \%)^{-1.16}$ entre le coefficient de formation et W %.

6. - ETUDE DE LA RESISTIVITE DU SOL EN FONCTION DE LA TENEUR EN ARGILE

Le but de cet essai est de trouver une relation entre la variation de la résistivité d'un sol donné en fonction de sa teneur en argile. Pour cela, nous avons choisi un sable du Drac (ses caractéristiques et granulométrie sont données dans la Fig. IV-11) et deux argiles différentes.

- Le premier essai est effectué avec ce sable et de la bentonite dont les caractéristiques sont les suivantes :

$$W_L = 1000 \quad W_p = 43 \quad G = 2,65 \text{ g/cm}^3$$

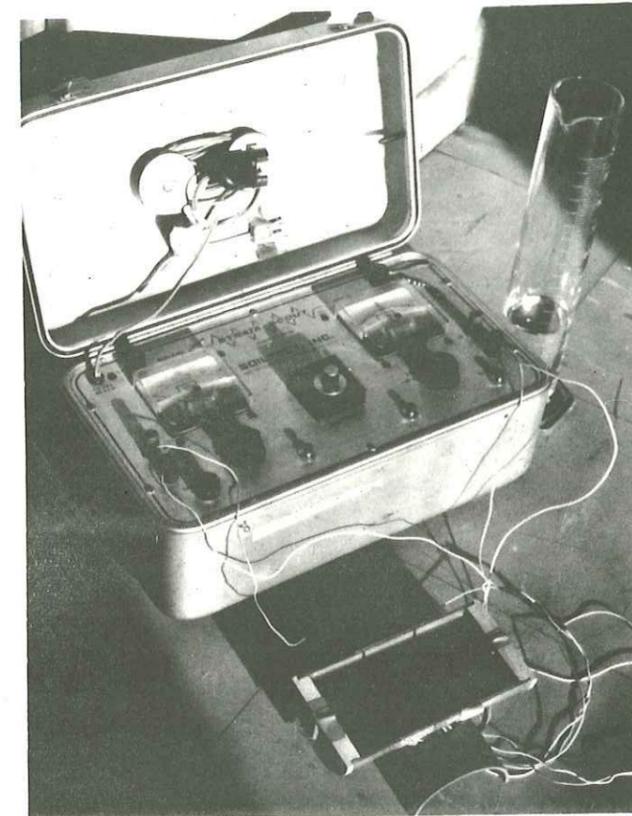


Photo n° IV-3 - Appareil de mesure de la résistivité électrique (R 40) et échantillonneur.

Tab. IV-8 - Essais de variation de la résistivité électrique
en fonction du coefficient de formation (pour le sable du Drac)

N° Essai	Poids total échantillon	Poids d'eau	R $\Omega.m$	ρ/ρ_0	Température °C	W (%)	Observations
1	780	0	-	-	20°	0	
2	799	19	583	73,8	"	2,2	$\gamma_d = 1,85 \text{ g/cm}^3$
3	803	23	360	46,0	"	3,0	
4	808	28	301	38,1	"	3,6	W = 0% sec
5	812	32	258	32,5	"	4,1	
6	817	37	211	26,6	"	4,7	Résistance de l'eau = 7,93 $\Omega.m$
7	822	42	196	24,7	"	5,4	
8	827	47	150	18,0	"	6,0	
9	833	53	126	15,9	"	6,8	$\rho/\rho_0 = \frac{R \times C}{R_0 \times C} = \frac{R}{R_0}$
10	838	58	115	14,5	"	7,4	
11	843	63	103	12,9	"	8,1	$n = 1 - \frac{\gamma_d}{G}$
12	849	69	92,8	11,7	"	8,8	
13	853	73	88,7	11,2	"	9,3	
14	858	78	83,6	11,0	"	10,0	$n = 1 - \frac{1,85}{2,7} = 31 \%$
15	862	82	78,9	9,9	"	10,5	
16	869	89	75,1	9,5	"	11,4	
17	873	93	71,1	8,96	"	12,0	Poids échantillonneur vide : 335 g
18	879	99	63,5	8,00	"	12,7	
19	883	103	60,0	7,5	"	13,2	Poids échantillonneur rempli de
20	888	108	56,0	7,1	"	13,8	sable sec = 1 115 g
21	894	114	53,9	6,8	"	14,6	
22	899	119	53,7	6,77	"	15,0	Poids sable : 780 g

Le tableau n° E₁ donne, en fonction de la quantité de bentonite ajoutée au sable, la variation de γ_d , la variation de la température. Le mélange est chaque fois préparé à l'extérieur de l'échantillonneur avec une même quantité de sable et une quantité croissante d'argile. En plus, le mélange est toujours complètement saturé pour supprimer l'influence du degré de saturation.

- Le deuxième essai est effectué pour une même quantité du même sable, mais avec un mélange de deux argiles déjà étudiées (argiles d'Alleverd, voir graphique n° IV-11), selon le même principe et dans les mêmes conditions que le premier essai (voir tableau E2).

Les résultats des deux essais sont portés sur la figure IV-12.

7. - CONCLUSION DE L'APPLICATION DE LA METHODE DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN

1 . Par application d'une méthode d'interprétation simple (dispositif de Wenner) on peut économiser du temps et obtenir les résistivités sur le chantier même.

2 . Plusieurs renseignements utiles recueillis par cette méthode ont permis d'avoir une idée suffisante de la géologie et de la géotechnique du sous-sol et souvent de rectifier les coupes et les cartes géologiques pour différentes profondeurs.

3 . Une campagne électrique à mailles assez serrées sur le site avec une série d'essais à la périphérie du terrain en mouvement, nous a permis de préciser les zones préférentielles de venues d'eau, ce qui est essentiel pour l'hydrogéologie du glissement, l'étude du rôle de l'eau dans le glissement et le traitement de ce dernier.

4 . Les séries de mesures périodiques sur le glissement nous ont permis d'avoir une idée sur l'existence et la fluctuation des nappes et d'établir des corrélations avec la pression interstitielle (voir chapitre VI G. de L... et Fig. VI-11 et VI-12).

5 . L'application de la méthode de résistivité aux études des macro-fissures nous a permis d'étudier la direction dominante des fissures, cela surtout pour les milieux homogènes.

6 . L'étude de $F = \frac{\rho}{\rho_0} = f(W \%)$ et $\frac{\rho}{\rho_0} = f(\% \text{ d'argile})$, ce qui peut nous guider dans l'interprétation des sondages.

7 . On peut fournir des cartes de perméabilité-porosité (voir formules d'ARCHIE) au moyen de cette méthode.

8 . La mesure de la résistivité de l'eau sur un glissement peut fournir des informations sur l'action chimique et le transport des matériaux par écoulement souterrain et changement des propriétés du sol par écoulement d'eau (lessivage...).

9 . Finalement, il est peut être vrai que par la méthode géophysique on ne peut pas dire par exemple "ici, il y a de l'eau ou telle formation..." mais on peut détecter l'existence de l'eau en cherchant les structures fa-

vorables. Cet élément de probabilité existant dans plusieurs domaines comme la nature lithologique, les propriétés géotechniques, est déjà très précieux. De plus, une étude géologique et d'étalonnage des sondages géophysiques peut augmenter considérablement cette probabilité.

Pour montrer l'intérêt économique de l'application géophysique, nous citerons les statistiques faites aux U.S.A. dans l'industrie du pétrole. Elles montrent que pour obtenir un puits productif, il faut faire :

- . 21 forages placés au hasard,
- . 6,1 forages placés d'après des études géologiques,
- . 4,9 forages placés d'après des études géophysiques,
- . 4,3 forages placés d'après des études géologiques et géophysiques combinées.

Un forage coûtant très cher, une campagne de prospection géophysique conduit donc finalement à une grosse économie.

Depuis l'application de cette méthode (résistivité électrique ou sismique) à l'étude des glissements de terrain, nous avons constaté que l'on pouvait réduire considérablement le nombre des sondages mécaniques de reconnaissance. Cette méthode permet de choisir un bon emplacement de ces sondages en profondeur et en surface.

Nous ne voulons pas ici comparer les prix des sondages mécaniques et électriques, le prix de ce dernier étant beaucoup moins élevé.

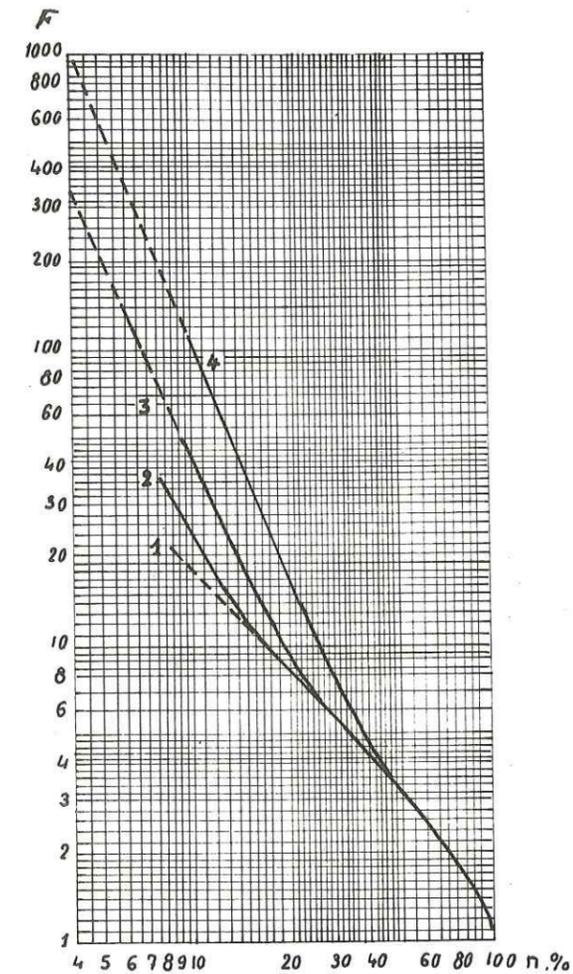


Fig. IV-1 - Coefficient de formation (F) en fonction de porosité (n). (D'après DACHNOFF)

1. Courbe théorique
2. Sable et grès meubles
3. Grès de dureté moyenne et calcaires de fissures
4. Grès dur, calcaire, dolomite

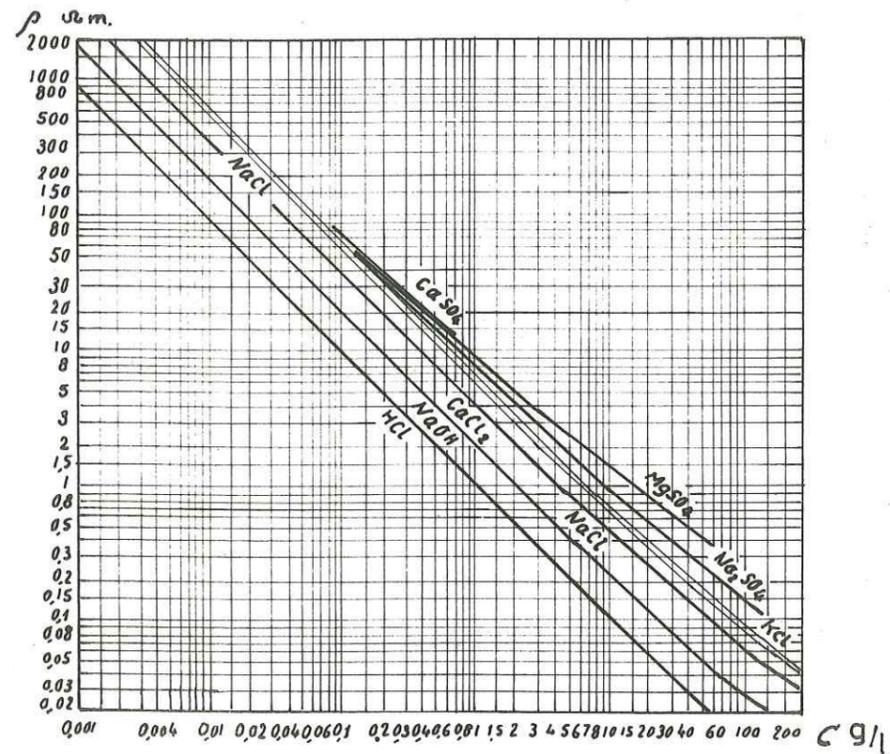
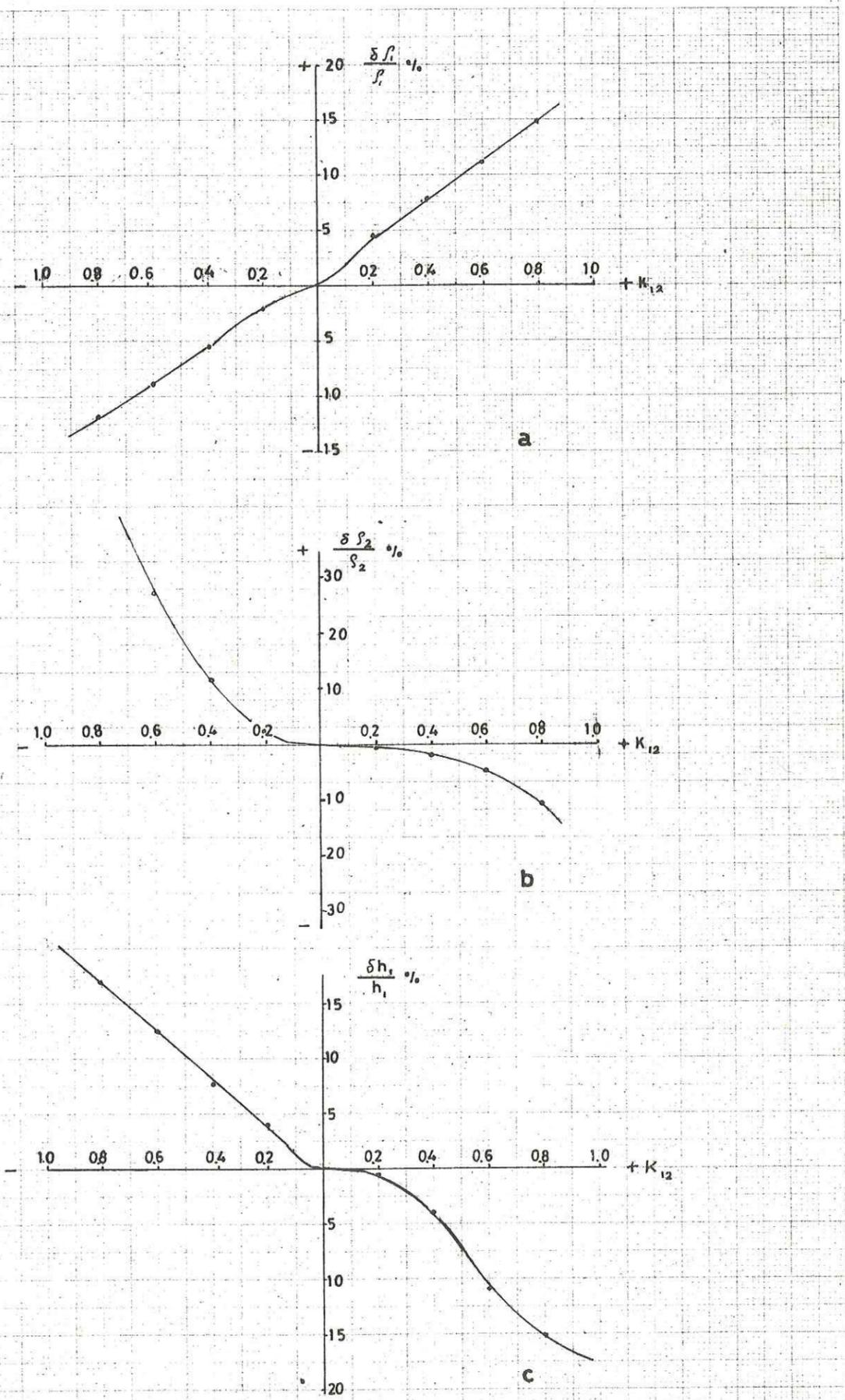


Fig IV-2 - Résistivité de l'eau en fonction de la concentration du sel, des acide et base (D'après DACHNOFF)

LES PAPIERS GANSON - FRANCE



Graphique des erreurs du calcul de ρ_1 , ρ_2 et h_1

FIG. IV-3

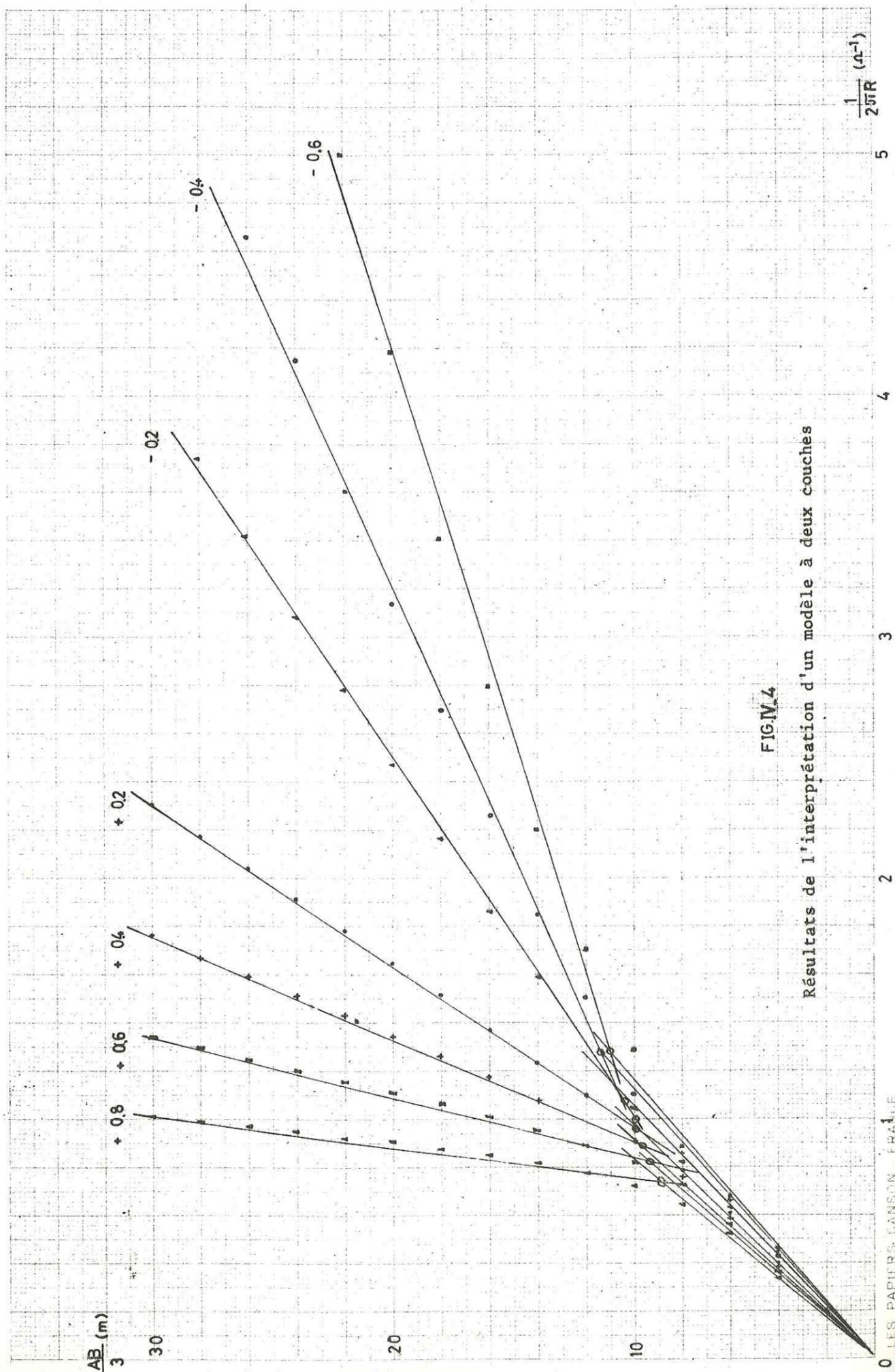


FIG. IV-4
 Résultats de l'interprétation d'un modèle à deux couches

LES PAPIERS CANSON - FRANCE

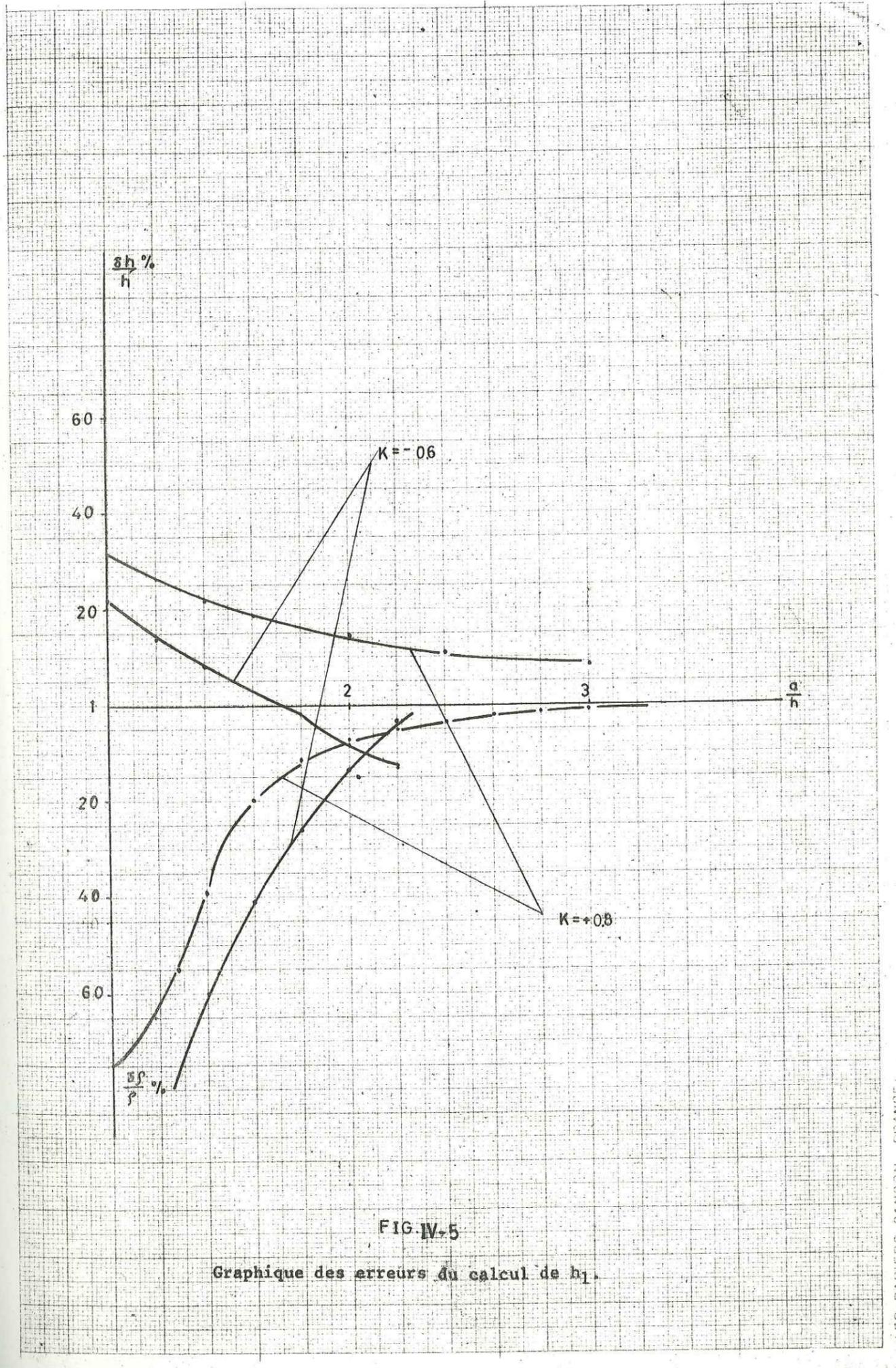


FIG. IV-5
 Graphique des erreurs du calcul de h_1 .

LES PAPIERS CANSON - FRANCE

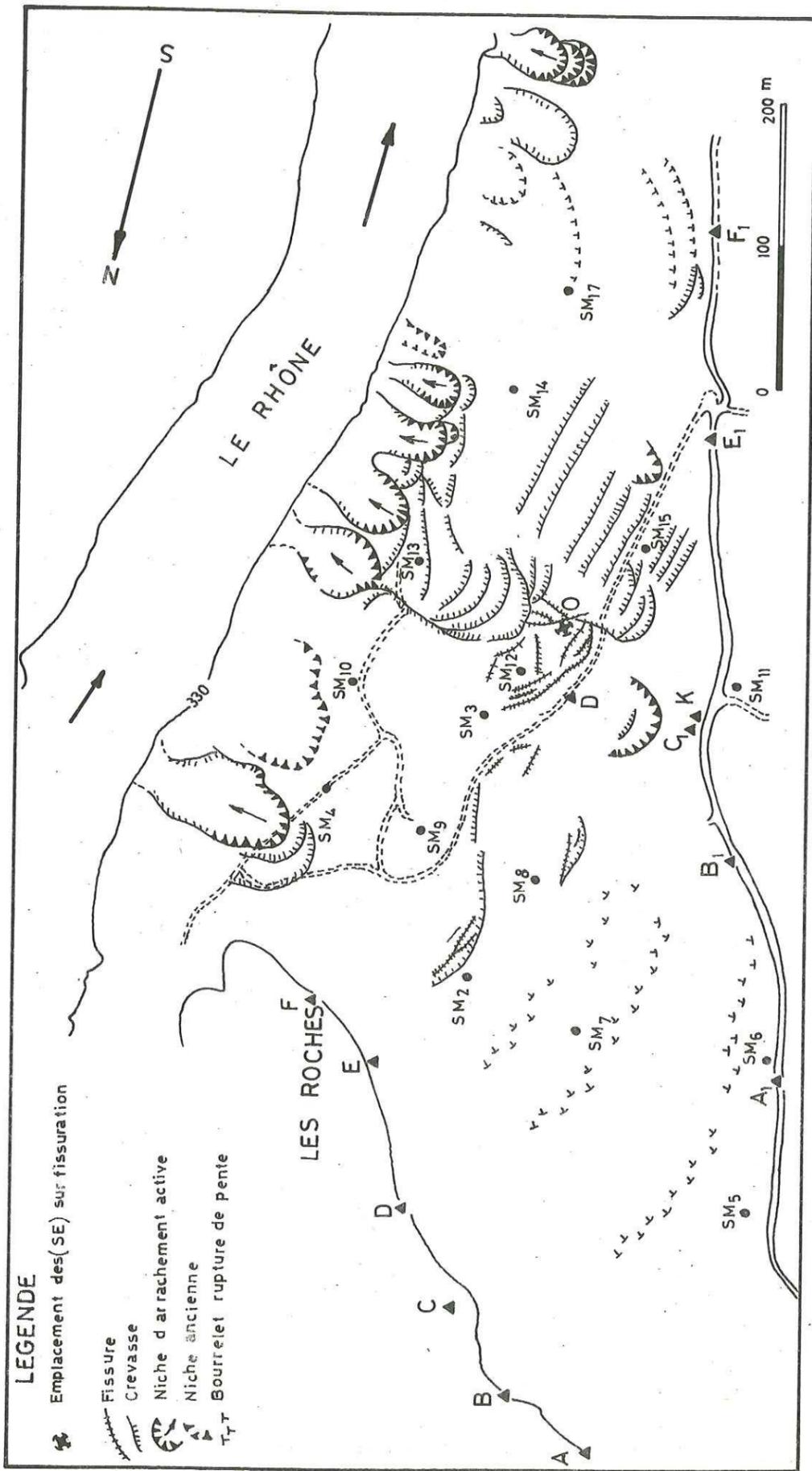


FIG. IV-6- CARTE DE LA FISSURATION ET CREVASSE DU GLISSEMENT L...

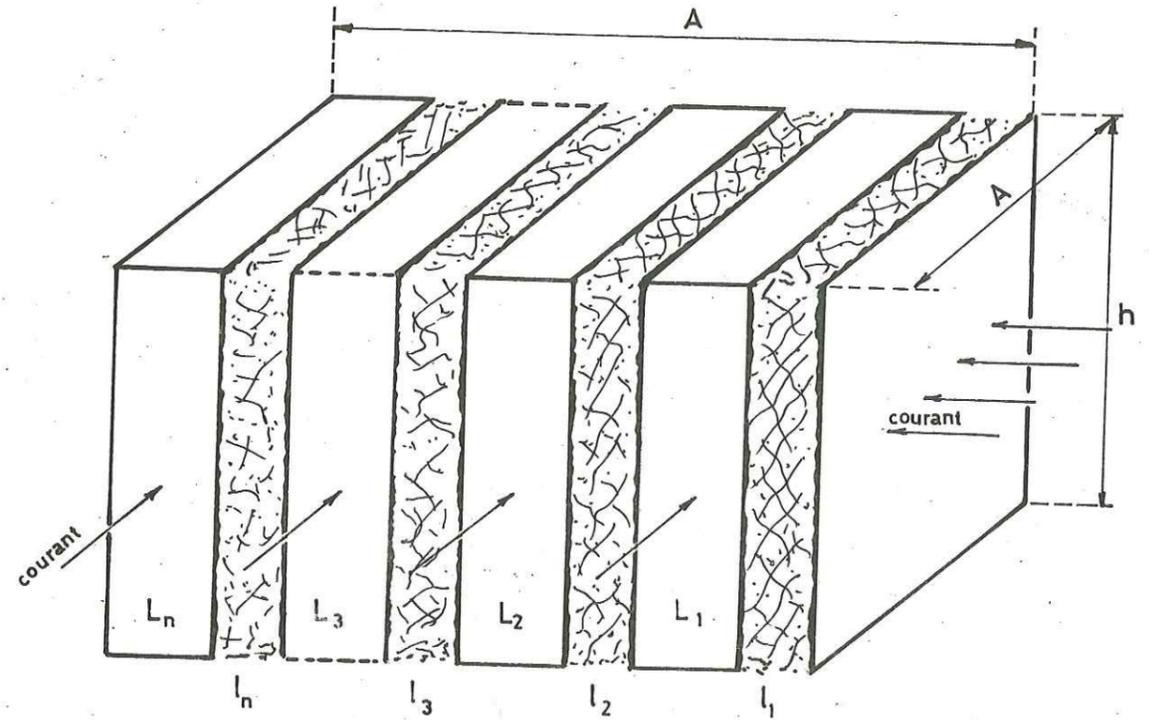


FIG. IV-7-SCHEMA D'UN ELEMENT DU TERRAIN FISSURE

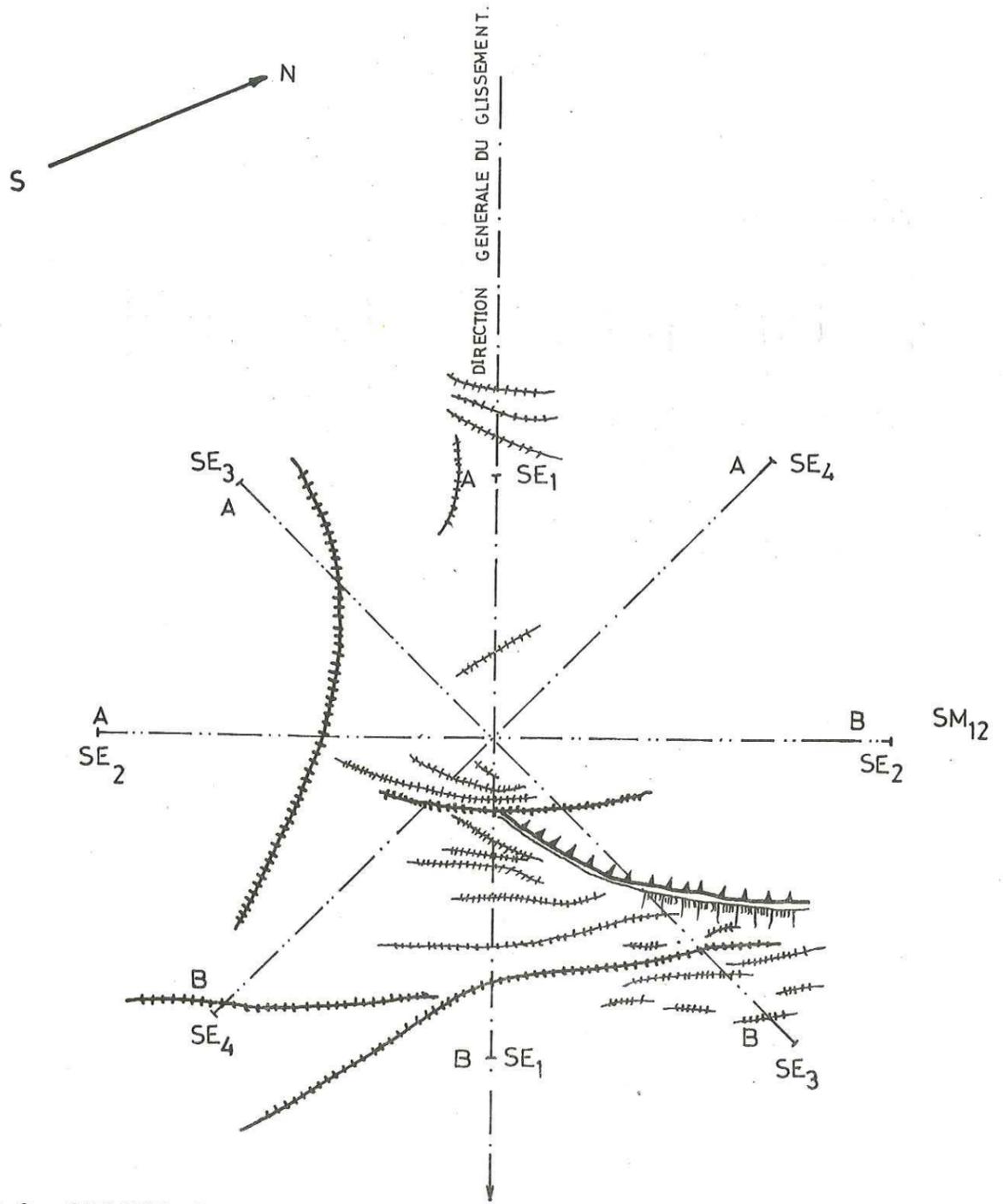


FIG-IV-8 -CROQUIS DE LA REPARTITION DES FISSURES ET CREVASSES SUR L'ALIGNEMENT DES SONDAGES ELECTRIQUES (G.L...)

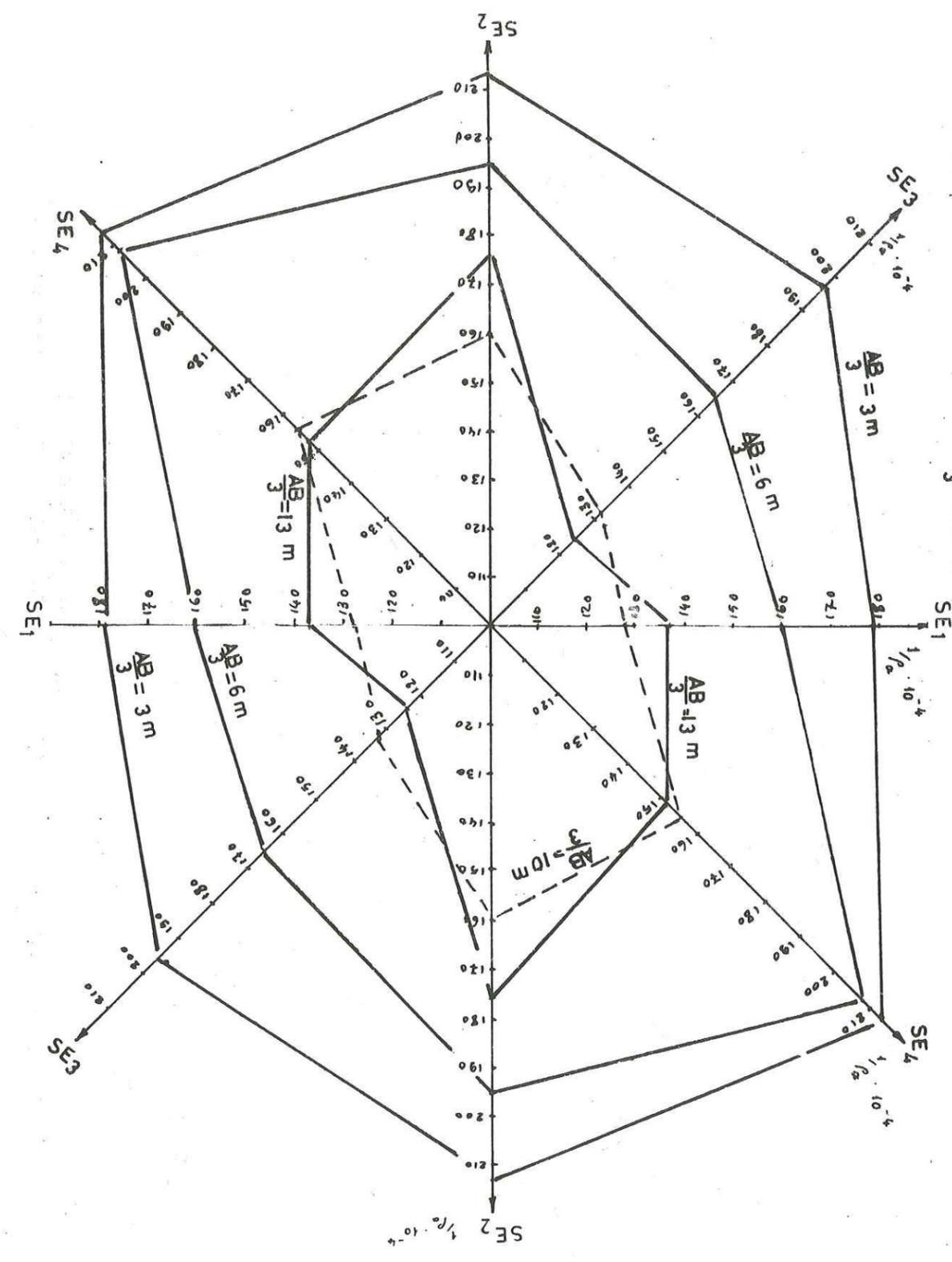


FIG-MO-VARIATION DE LA CONDUCTANCE ELECTRIQUE DU SOL FISSURE POUR $\frac{AB}{3} = 3, 6, 10 \text{ et } 13 \text{ m}$

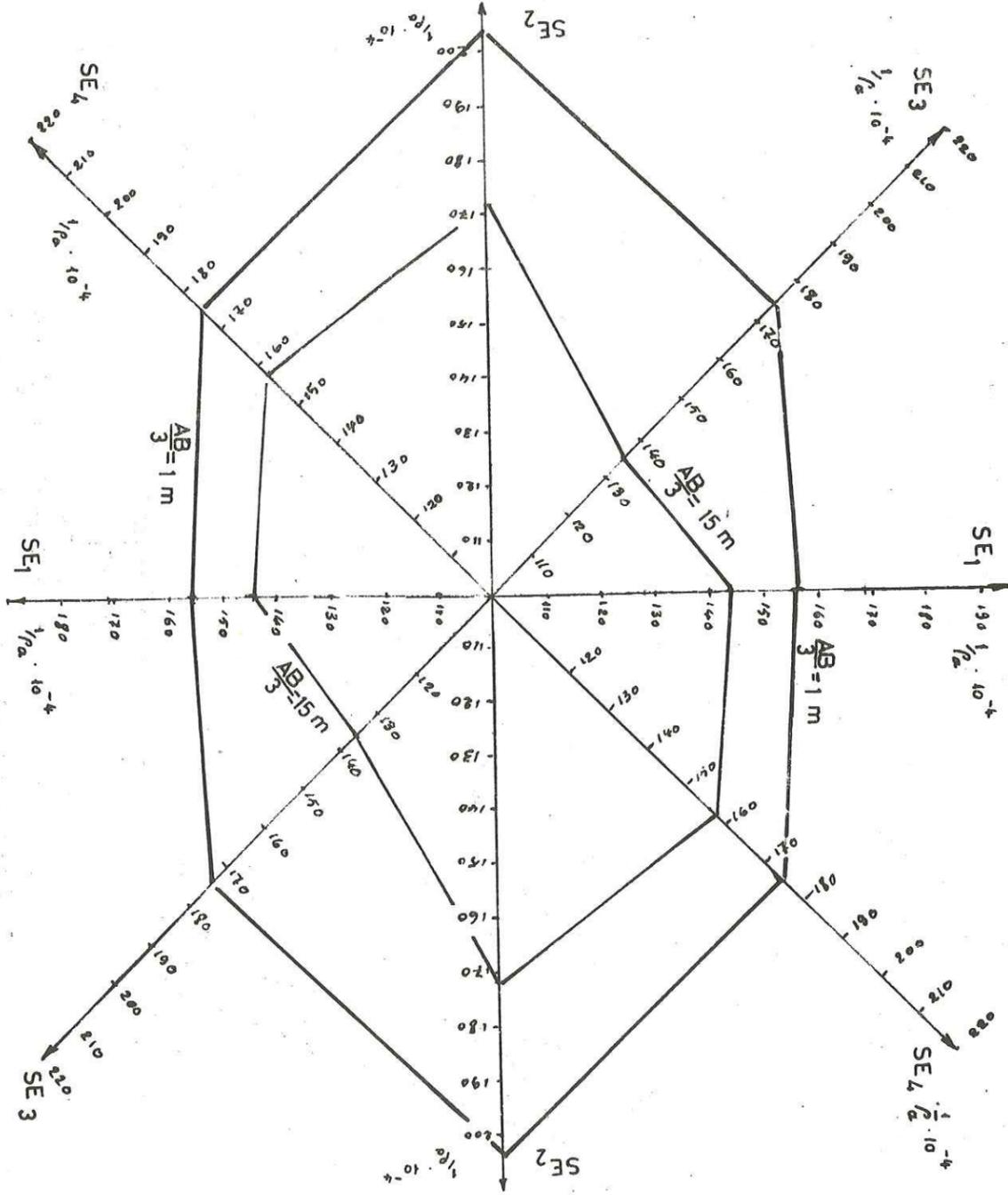
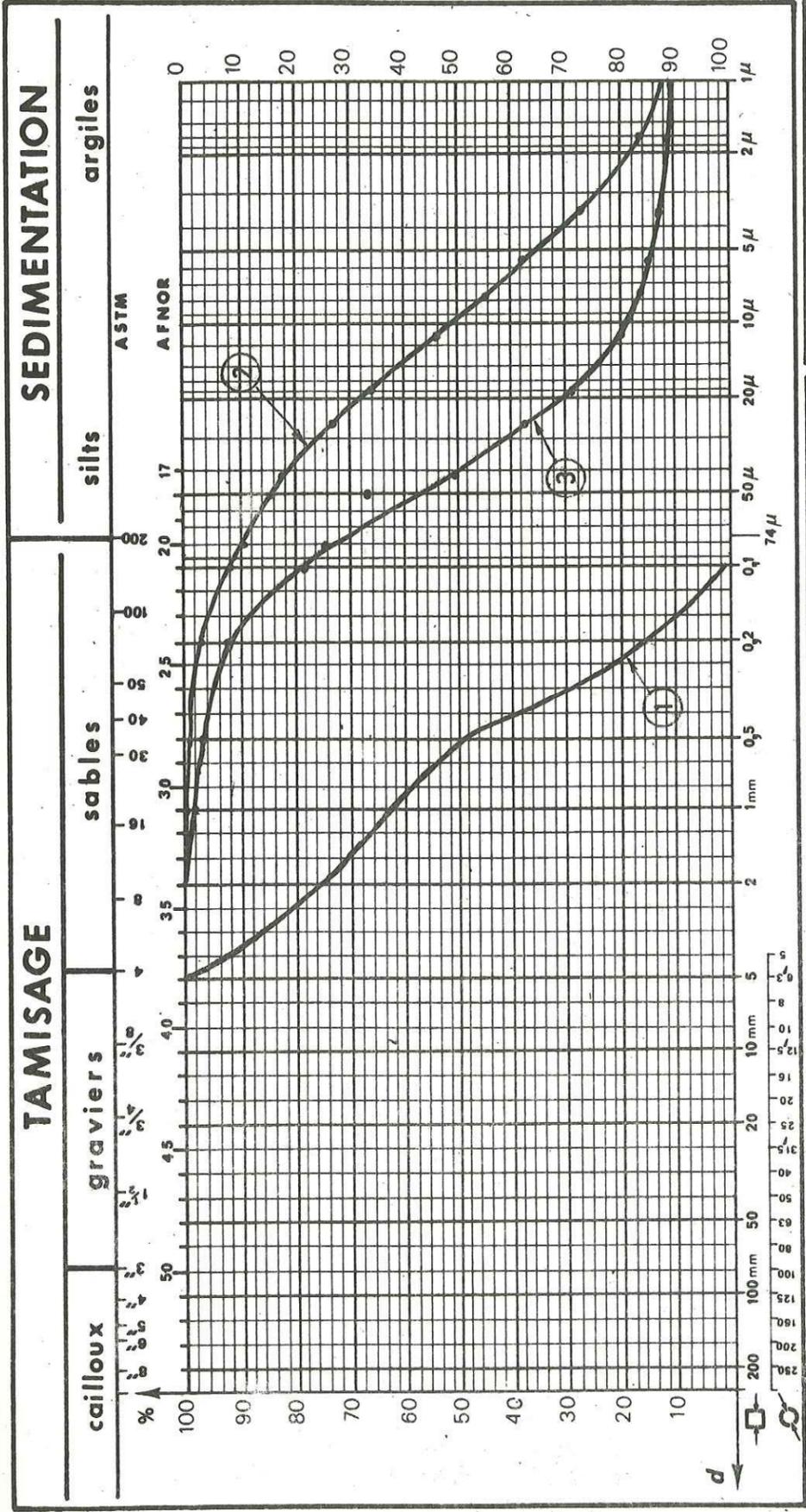


FIG.9-VARIATION DE LA CONDUCTANCE ELECTRIQUE DU SOL FISSURE EN FONCTION DE LA DIRECTION POUR $\frac{AB}{3} = 1$ et 15 m

FIG-IV-11 - PROPRIETE MECANIQUE ET GRANULOMETRIE DES SOLS D'ESSAIS $f = f$ (teneur en argile).



ANALYSE GRANULOMETRIQUE

SEDIMENTATION

AFFAIRE : ESSAIS : $f = f$ (teneur en argile)

Date : 28-03-1973

Université de GRENOBLE
Laboratoire de GEOTECHNIQUE

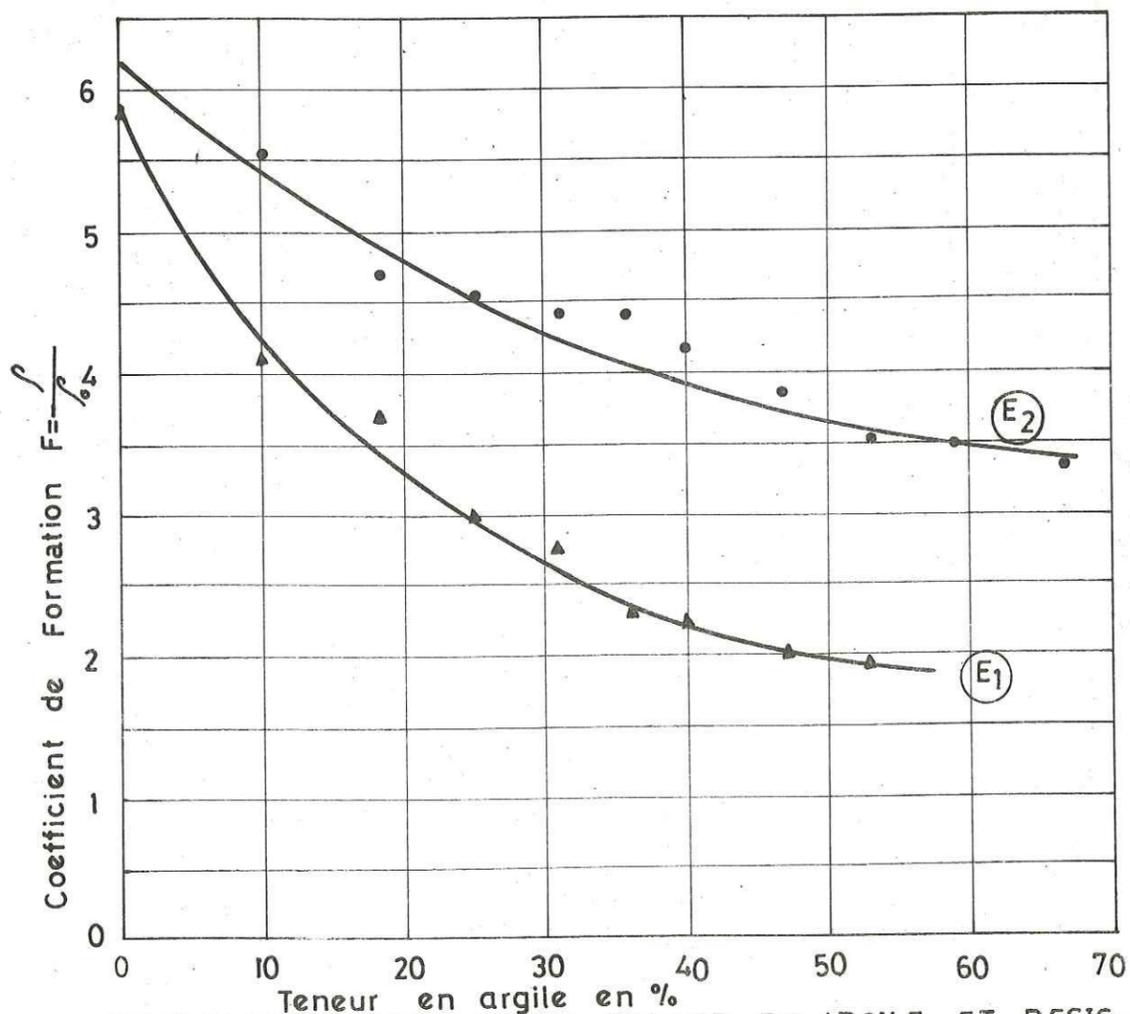
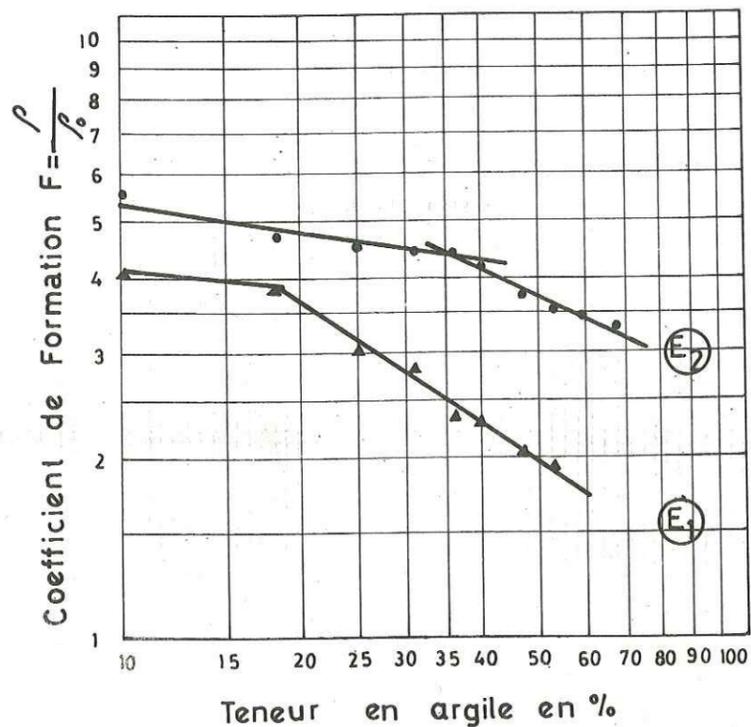


FIG. IV-12-CORRELATION ENTRE TENEUR EN ARGILE ET RESISTIVITE ELECTRIQUE (Pour le sable du Drac et l'argile d'Alleverd)

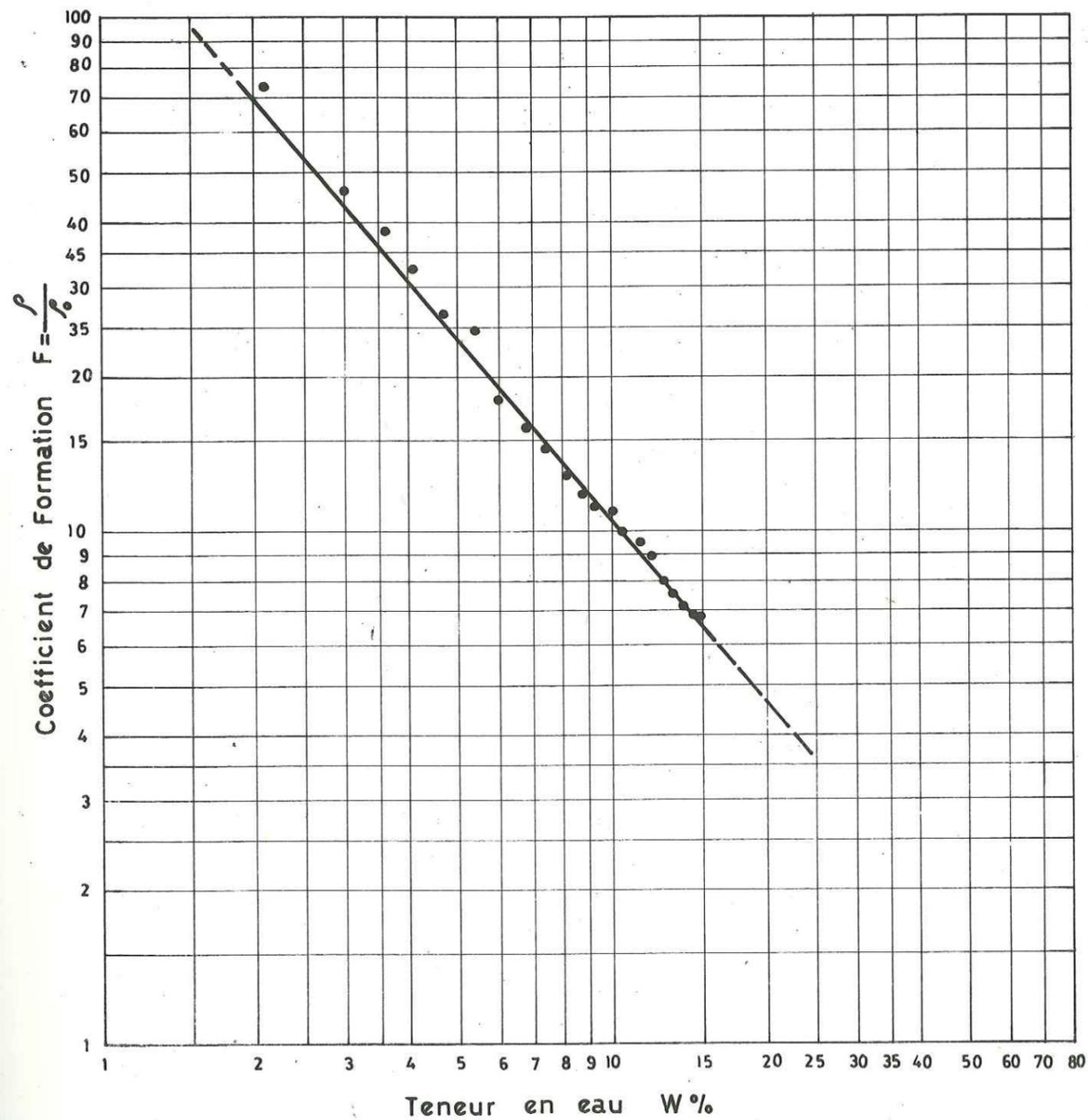


FIG. IV-12bis-VARIATION DU COEFFICIENT DE FORMATION EN FONCTION DE LA TENEUR EN EAU : $F=f(W\%)$ (Pour le sable du Drac)

ρ : résistivité du sable

ρ_0 : résistivité de l'eau

CHAPITRE V

COUVERTURE VEGETALE ET GLISSEMENT DE TERRAIN

1. - ABSORPTION ET CONSOMMATION EN EAU DES PLANTES
2. - INFLUENCE DE LA FORET SUR LA PLUIE ET LE BROUILLARD
3. - EFFETS DE LA NEIGE SUR LES GLISSEMENTS DE TERRAIN
DANS LES REGIONS FORESTIERES ET PROBLEME DE LA SURCHARGE
4. - INFLUENCE DE LA FORET SUR L'INFILTRATION
5. - COMPARAISON DE L'EVAPOTRANSPIRATION DES PEUPEMENTS
FORESTIERS ET DE CELLE D'AUTRES FORMATIONS VEGETALES
6. - RECONNAISSANCE HYDROGEOLOGIQUE DU SITE DE GLISSEMENT
AU MOYEN DES COUVERTURES VEGETALES
7. - CONCLUSION
8. - TRAITEMENT

L'influence de la végétation sur le glissement de terrain peut être étudiée de différentes manières :

1. - ABSORPTION ET CONSOMMATION EN EAU DES PLANTES

Si l'évaporation d'un sol nu est considérable et dépasse 50 % des précipitations, l'absorption et le rejet de l'eau du sol par transpiration des végétaux sont plus importants et atteignent 60 à 100 % des précipitations selon le peuplement végétal, sa densité et les conditions climatiques (Tableaux n° V-1 et V-2).

Tableau n° V-1

Nature de la surface	Infiltration		Evaporation	
	en mm	en %	en mm	en %
Sol en herbe	143	29	460	71
Sol nu	574	84	79	16
Eau libre	-	-	591	-
Terre noire	-	-	442	-
Gazon	-	-	769	-

Tableau n° V-2 - Résultats lysimétriques

Années	Pluie	Température	Evaporation	A	B	C	D
1930	720,1	9° 2	500	322			140
1931	749,5	8° 0	471	405			199
1932	550,0	8° 8	534	371			199,5
1933	552,0	8° 3	521	405			
1934	991,0	9° 4	640	282	388	864	
1935	697,0	8° 8	575	381	516	736	
1936			488	347	439	625	
1937			465	337	502	599	
			524	358	466		

- A. La surface est garnie d'herbes rases. Il n'y a pas de nappe souterraine.
- B. La caisse comporte une plantation de petits arbustes.
- C. Même dispositif que A, mais une nappe d'eau est maintenue dans l'appareil à 50 cm de la surface.
- D. La surface est maintenue sans aucune végétation.

En effet, une faible partie (1 %) de cette eau absorbée par les plantes est utilisée pour la constitution de leurs tissus. Autrement dit, la majorité de l'eau absorbée (99 %) joue le rôle de transport de matériaux du sol aux plantes (pour former un gramme de matière sèche, il faut 250 à 1 200 g d'eau). Cette quantité est absorbée par une forte succion de l'ordre de 20 à 100 atmosphères. Cette consommation d'eau est inversement proportionnelle à la profondeur.

La figure V-1 donne une idée du pourcentage de cette consommation selon la profondeur pour la luzerne. La figure V-2 montre le profil hydrique (répartition de W %), la limite du sous-sol dans la zone d'influence des racines. Nous constatons donc que les racines des plantes dessèchent le sol immédiatement au-dessous de la croûte superficielle et créent un appel d'eau de la profondeur.

Ce véritable pompage de l'eau du sous-sol varie selon les plantes et comme le montre le tableau n° V-1 et VI-2, l'évapotranspiration des plantes est plus importante que l'évaporation d'une surface libre.

La zone d'évaporation du sol nu n'intéresse pas plus de 1 m de profondeur. Les résultats des expériences réalisées pour comparer l'E.T. des sols nus et des sols couverts de la couche végétale, sont les suivants :

- . l'évaporation est minimum dans un sol nu sans végétation,
- . l'évaporation est minimum pour les terrains sableux en surface et croît inversement en fonction du diamètre des grains (Tableau n° V-3),
- . l'évaporation est maximum quand il y a une nappe souterraine au voisinage de la surface du sol (Fig. V-3),
- . les sols couverts d'arbres évaporent plus qu'un sol couvert d'herbes.

EBERSWALDE et COUTAGNE (1943) ont donné, de 1930 à 1937, les résultats des expériences lysimétriques (Tableau n° V-2).

Expérience Grosueur des particules	Evaporation
0 à 0,07 mm	100
0,07 mm à 0,11 mm	100,6
0,11 mm à 0,25 mm	95
0,25 mm à 0,50 mm	86
0,50 mm à 1 mm	69
1 mm à 2 mm	22

Tableau n° V-3 - Variation de la grosueur des particules et évaporation du sol. Plus les particules sont grosses, plus le terrain est perméable, plus l'évaporation diminue.

2. - INFLUENCE DE LA FORET SUR LA PLUIE ET LE BROUILLARD

Les forêts augmentent les précipitations dans les climats tempérés. Cette augmentation est estimée à 1 ou 2 %. Cela est dû à la diminution de la température et à l'augmentation de l'humidité.

Les forêts interceptent une quantité considérable d'eau de pluie. Cette valeur relative de l'interception diminue avec l'importance et la durée des précipitations. Les expériences faites à Nancy (AUSSENAC, 1967) montrent que l'interception est totale pour une hauteur de pluie de l'ordre de 0,5 mm. Le Tableau n° V-4 donne une idée de la valeur de cette interception et du stockage maximum par divers peuplements en France.

Essences	Hauteur moyenne	Nbre d'arbres par ha	Stockage maximum (mm)
Pinus silvestris	13,0	1 250	3,0
Abies grandis	23,0	620	3,8
Picea abies	12,5	2 160	3,1
Peuplement feuillu : Fagus silvatica, Carpinus betulus	12,5	1 300	1,9

Tableau n° V-4 - Capacité de stockage maximum pour divers peuplements en France

Cette fraction est d'autant plus importante que les précipitations tombent sous forme de petites averses entrecoupées de périodes de beau temps. La nature de l'essence joue en fait un rôle important dans ce phénomène.

D'une façon générale, les résineux interceptent plus que les feuillus (Tableau n° V-5).

La structure des peuplements est aussi déterminante et diverses études ont montré que l'interception variait selon la surface terrière (partie de la surface sans peuplement, Tableau n° V-6).

Tableau V-5 - Pourcentage d'eau interceptée et écoulement le long des troncs pour diverses essences et peuplements en Europe

Essences	Hauteur en mm	Nbre d'arbres par ha	Interception %	Écoulement le long des troncs %	Régions	Références
<i>Abies alba</i>	-	-	21,0	2,5	Tchécoslovaquie	Valek 1962
<i>Abies grandis</i>	14,3	2 441	50,8	0,13	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Abies grandis</i>	23,0	620	43,1	1,1	France (Lorraine)	Aussenac 1968
<i>Chamaecyparis lawsoniana</i>	8,8	6 385	44,4	0,12	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Fagus sylvatica</i>	-	-	24,0	16,6	Allemagne Féd. (Sauerland)	Eidmann 1959
Peuplement feuillu : <i>Fagus sylvatica</i> et <i>Carpinus betulus</i>	12,5	1 300	16,9	7,1	France (Lorraine)	Aussenac 1968
Peuplement feuillu : <i>Carpinus betulus</i> et <i>Quercus petraea</i>	20,0	1 428	30,0 (1)	-	Belgique (Ardennes)	Galoux 1954
<i>Picea abies</i>	9,8	6 365	48,1	0,13	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Picea abies</i>	12,5	2 160	34,3	1,8	France (Lorraine)	Aussenac 1968
<i>Quercus petraea</i>	5,2	1 010	35,5	0,28	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Pinus nigra</i>	8,5	4 982	47,9	0,21	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Pinus silvestris</i>	5,7	4 600	32,0	14,0	Angleterre	Rutter 1963
<i>Pinus silvestris</i>	13,0	1 520	30,5	1,5	France (Lorraine)	Aussenac 1968
<i>Pseudotsuga taxifolia</i>	13,4	1 700	54,0	0,06	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Pseudotsuga taxifolia</i>	-	-	41,0	8,7	Allemagne Féd. (Baden Wurtemberg)	Mitscherlich 1966
<i>Thuja plicata</i>	7,6	4 616	36,6	0,09	Angleterre (Kent)	Ovington 1954
<i>Tsuga heterophylla</i>	13,1	2 026	46,7	0,05	Angleterre (Kent)	Ovington 1954

(D'après G. AUSSENAC)

(1) Il s'agit ici de l'interception calculée sans tenir compte de l'écoulement le long des troncs.

Tableau n° V-6 - Variation du % d'interception des précipitations en fonction de la surface terrière dans un peuplement de *Pinus contorta* aux U.S.A. (Colorado) (1)

Surface terrière en m ² /ha	36,5	22,0	15,1	15,0	9,2
Pourcentage d'interception	29,6	17,6	12,7	12,1	5,3

(1) Wilm et Dundford, 1948.

Si on compare pour une même essence des peuplements d'âge croissant, on constate que l'interception augmente puis diminue.

MOLCHANOV (1963) donne l'interception maximum en fonction de l'âge, par différentes essences (Tableau n° V-7).

Tableau n° V-7

Nature du peuplement	Age pour l'interception maximum
Epicéa	60
Pin sylvestre	40
Chêne	50
Hêtre	50

Le même auteur, en 1966, donne une étude plus précise sur le problème (voir Fig. n° V-4). En effet, l'âge intervient selon la structure du peuplement et la morphologie des arbres. Il apparaît aussi que dans certains cas l'écoulement le long du tronc augmente avec l'âge. Dans les régions où les brouillards sont fréquents, la forêt condense beaucoup plus d'eau que la végétation basse des terrains de couverture. EUDMASS (1959) en Allemagne, donne les valeurs suivantes pour deux jours de brouillard (Tableau n° V-8).

Tableau n° V-8

Nature du terrain	Condensation en mm
En terrain découvert	6,4 - 9,4
Sous une hêtraie	11,1 - 14,1
Sous une pessière	14,7 - 15,2

En Suisse, R. UBNER (1932) arrive à la conclusion que la forêt condense de 30 à 50 % de brouillard de plus que le terrain de couverture.

En fait, l'interception est la quantité d'eau qui n'atteint pas le sol. Elle est stockée au niveau des couronnes fixées par les écorces et absorbée par les feuilles.

Il est évident qu'une partie de cette eau remplace l'évaporation au niveau des feuilles et la transpiration des arbres ; elle compense ainsi le bilan hydraulique. Cette diminution de l'évapotranspiration représente environ 20 % de l'interception.

3. - EFFETS DE LA NEIGE SUR LES GLISSEMENTS DE TERRAINS DANS LES REGIONS FORESTIERES ET PROBLEME DE LA SURCHARGE

L'accumulation de la neige dans la région forestière augmente. Le stockage sur les cimes peut atteindre des quantités considérables. Ainsi, en Finlande, SEEPPANEN (1959) trouve pour les peuplements de pins sylvestres, en Janvier, 26 kg par m². Si on compte la surcharge due au poids des arbres (500 m³/ha), on aura 500 000 kg par ha, ce qui donne approximativement 50 kg par m². En ajoutant les feuilles et les branches, on arrondit la surcharge à 100 kg par m². Une surcharge de cette grandeur, uniformément répartie, ne semble pas importante au point de vue de la stabilité. Par contre, dans les régions exposées au vent, elle peut être un élément de destruction ; par exemple en favorisant le déracinement des arbres, elle peut créer des fissures et des trous dans la surface du sol, ce qui facilite l'infiltration.

Par contre, l'interception de la neige, qui est montrée par WILM et DUNDFORD (1948 - Tableau n° V-9) peut jouer un rôle important pour l'alimentation en eau du sol au moment de la fonte des neiges qui est considérable du fait que l'eau sous cette forme ruisselle peu mais agit en profondeur par une infiltration lente et continue.

Tableau n° V-9 - Variation du % d'interception de la neige dans un peuplement de Pinus concorta au Colorado (U.S.A.)

Surface terrière en m ² /ha	36,5	22,0	15,1	15,0	9,2
Pourcentage d'interception	32,0	23,4	20,3	18,2	12,5

D'autre part, le calcul montre (Fig. V-5) que l'influence de la surcharge due à la neige n'est pas défavorable à la stabilité. En effet, on observe que les glissements ont très rarement lieu durant les périodes d'enneigement, mais qu'ils se produisent plutôt après que la neige soit fondue. L'eau de fonte qui s'est infiltrée peut provoquer à ce moment-là des glissements (augmentation de la pression interstitielle).

3.1. - Calcul du coefficient de sécurité dans le cas d'une surcharge uniformément répartie

Sur une pente délimitée, une couche de neige ou une quantité d'eau de pluie peut toujours être considérée comme une surcharge uniformément répartie. Cette surcharge, en présence de l'eau, augmente le coefficient de sécurité. Prenons le cas d'un sol avec la cohésion $C = 0$ et l'angle de frottement interne effectif ϕ' (Fig. V-5). D'après la courbe intrinsèque, nous avons pour le coefficient de sécurité d'un point donné

$$\sigma'_n = \text{contrainte effective normale} \quad F = \frac{\sigma'_n \operatorname{tg} \phi'}{\tau}$$

τ = contrainte tangentielle

$\operatorname{tg} \phi'$ = coefficient de frottement interne effectif

Pour un élément du sol de hauteur h et de largeur dl , nous avons

$$h = \frac{y}{\cos \beta} \quad P = \frac{y}{\cos \beta} \cdot dl \cdot \gamma_s \text{ ou } \gamma_s \text{ est le poids spécifique du sol saturé et } P = \text{poids du sol}$$

$$\text{Dans le cas sans surcharge} \quad F_1 = \frac{\operatorname{tg} \phi' \cos \beta [\gamma_s \cdot y - \gamma_w (y - y_0)]}{\gamma_s \sin \beta \cdot y} = \frac{\operatorname{tg} \phi'}{\operatorname{tg} \beta} \lambda_1$$

$$\text{où} \quad \lambda_1 = \frac{\gamma_s \cdot y - \gamma_w (y - y_0)}{\gamma_s \cdot y}$$

En supposant ΔP = poids de surcharge, on obtient :

$$\sigma'_y = \Delta P \cos \beta + \gamma_s \cdot y \cos \beta - \gamma_w (y - y_0) \cos \beta$$

$$\text{et } \tau = - \Delta P \sin \beta - \gamma_s \cdot y \sin \beta$$

d'où le coefficient de sécurité dans le 2^{ème} cas :

$$F_2 = \frac{\operatorname{tg} \phi' \cos \beta [\Delta P + \gamma_s \cdot y - \gamma_w (y - y_0)]}{(\Delta P + \gamma_s \cdot y) \sin \beta} = \frac{\operatorname{tg} \phi'}{\operatorname{tg} \beta} \lambda_2$$

$$\text{où} \quad \lambda_2 = \frac{\gamma_s \cdot y - \gamma_w (y - y_0) + \Delta P}{\gamma_s + \Delta P}$$

Puisque $\lambda_2 > \lambda_1$ donc $F_2 > F_1$, le coefficient de sécurité dans le cas de la surcharge est augmenté.

4. - INFLUENCE DE LA FORET SUR L'INFILTRATION

L'humus des forêts présente une bonne perméabilité qui, cependant, varie beaucoup en fonction du degré d'humidité initial. Il gonfle considérablement et retient beaucoup d'eau (10 fois plus que son propre poids). Il arrête ainsi une partie importante de la pluie. La capacité d'infiltration des sols forestiers est généralement très élevée. Cette infiltration est encore plus élevée près du tronc des arbres. ZIMKE (1961) a montré que l'écoulement autour du tronc d'arbre est considérable ; il est beaucoup plus important dans les vieux peuplements que dans les jeunes.

C'est pourquoi de nombreuses expériences ont montré que le ruissellement est moins grand en forêt qu'ailleurs. Le Tableau n° V-10 donne le bilan de la pluviométrie, du ruissellement et du débit des eaux souterraines avant et après le déboisement pour quelques forêts :

Tableau n° V-10 - Bilan dans les forêts

Régions	mm P	R mm	Q mm	R/P	Q/P
Suisse :					
Sperbolgraben forêt	1 600	951	649	59,4	40,6
Rappongraben sans forêt	1 660	1 031	629	62,1	37,9
Caroline du Nord (U.S.A.) :					
Conneta forêt	1 690	1 614	1 076	36,3	63,7
Conneta déforesté	1 800	1 118	682	62,2	37,8
Colorado :					
Wagon Wheel Gap forêt	540	158	382	29,3	70,7
Wagon Wheel Gap déforesté	528	185	343	35,0	65,0

D'après FRIEDRICH in WUND (1959)

Q = débit d'eau souterraine R = ruissellement P = pluviométrie

5. - COMPARAISON DE L'EVAPOTRANSPIRATION DES PEUPELEMENTS FORESTIERS ET DE CELLE D'AUTRES FORMATIONS VEGETALES

Certains auteurs ont prétendu que les forêts évapotranspiraient plus que toute autre formation végétale, d'autres le contraire. En effet, si la couverture végétale est bien alimentée, on a : (E.T.r = E.T.p) (Voir chapitre II). En cas de déficit hydraulique, on enregistrerait une différence importante .

$$\text{Si le déficit est nul, on aura : } \frac{\text{E.T. prairie}}{\text{E.T. forêt}} = 1,0 - 0,8$$

$$\text{Si le déficit est important : } \frac{\text{E.T. prairie}}{\text{E.T. forêt}} = 0,6 - 0,7$$

L'expérience de BURGER, en Suisse (1954), est présentée dans le Tableau V-11. Il étudie deux bassins versants, l'un de 56 ha boisés à 99 % et l'autre de 70 ha boisés à 33 %, le reste étant couvert de prairie. Il arrive à la conclusion que la forêt consomme davantage d'eau :

$$\frac{\text{E.T. Prairie}}{\text{E.T. Forêt}} = 0,8$$

Tableau n° 5-11 - Bilan d'eau dans deux bassins suisses (BURGER, 1954)

PERIODES	SPERBELGRABEN (99 % forêts)			RAPPENGRABEN (33 % forêts)		
	Précipitations (mm)	Ecoulement (mm)	Evapotranspiration (mm)	Précipitations (mm)	Ecoulement (mm)	Evapotranspiration (mm)
Printemps (Mars-Mai)	403	261	142	418	349	69
Eté (Juin-Août)	523	205	918	533	251	282
Automne (Sept.-Nov.)	378	154	224	401	216	185
Hiver (Déc.-Fév.)	329	152	177	350	190	160
Années	1633	772	861	1707	1006	696

- En U.R.S.S., BOCHKOV (1970) arrive à un résultat inverse.
- En France, TOUTAIN (1965) trouve dans la forêt communale de Frangère que la hêtraie évapotranspire, pour une période de 4 ans, 510 mm donc notablement moins que les cultures (650 mm) ; la pluviométrie moyenne pour cette même période est de 996 mm.
- En Allemagne, POLSTER (1950) a évalué la transpiration de certaines essences en grammes de poids foliaire, les feuillus transpirent plus que les résineux mais la masse foliaire varie d'une espèce à l'autre. Finalement, ce sont les résineux qui transpirent le plus. Tableau n° V-12.

Tableau n° V-12 - Evaluation de la transpiration de certaines essences forestières (Moyenne journalière des mois d'été : journées sèches). (D'après POLSTER, 1950)

Essences	Transpiration (g H ₂ O/g de poids foliaire)	Masse foliaire du peuplement par ha (kg)	Volume d'eau m ³ /ha/j	Transpiration du peuplement (mm/jour)
Bouleau	9,50	4 940	47	4,7
Chêne	6,02	-	-	-
Hêtre	4,83	7 900	38	3,8
Mélèze	3,24	13 950	47	4,7
Sapin de Douglas	1,33	40 000	53	5,3
Epicéa	1,39	31 000	43	4,3
Pin sylvestre	1,88	12 550	23,5	2,3

Il faut noter que certains arbres font une consommation très importante d'eau, le plus souvent supérieure à la pluviométrie, comme l'Eucalyptus par exemple. C'est pourquoi on les utilise pour dessécher les régions marécageuses.

OTOTZKY (1897, 1899, 1907), JOLSKY et HENRY (1902, 1903) ont montré que partout où ils ont fait leurs observations, la surface de la nappe phréatique est plus profonde sous la forêt que sous les steppes ou les endroits non boisés (Tableau n° V-13)

Tableau n° V-13 - Profondeur de la nappe phréatique selon la couverture végétale.

Lieu des expériences	En forêt (m)	Points non boisés (m)
Forêt d'Oudielnaïa (Vallée de la Néva)	3	0,50
Forêt de l'Observatoire de Pavlosk, à 30 km de Léningrad	2,50	0,50 à 0,70
Forêt de Droujnocelie, à 67 km de Léningrad	-	-
Forêt de Clupoff (Gouven de Voronej) (feuillus de 60)80 ans)	15,0	4,40
	17,05	8,52
	15,0-10,68	5,0
Forêt Noire (Gouvern. de Kherson)	15,0	7 et 3
	13,63	12,78
	15,90	10,15-12,90
	15,70	13,49
	> 15,09	14,48
	14,03	10,95

6. - RECONNAISSANCE HYDROGEOLOGIQUE DU SITE DE GLISSEMENT AU MOYEN DES COUVERTURES VEGETALES

Une zone humide sur le glissement peut être l'indice : soit d'une perméabilité faible, soit de l'existence d'une voie privilégiée de venue d'eau, soit d'une nappe superficielle ou d'une source (permanente ou temporaire).

Cela peut être remarqué soit par visite directe, soit par photo aérienne sur laquelle on repère une zone de végétation abondante composée surtout d'Hélophytes (hélo : marais) qui sont des plantes immergées à la base comme par exemple le roseau (Phragmite Communis). Ce type de peuplement végétal est souvent appelé "roselière". La majorité de ces plantes sont des graminées semi-aquatiques (Glyceria Aquatica). Lorsque la roselière n'est pas trop dense, on peut rencontrer d'autres peuplements tels que des Solitaires ou diverses ombellifères. Dans les lacs et marécages de montagne, la roselière est fréquemment remplacée par une ceinture de grandes prêles accompagnées de joncs et de carex. Dans les forêts marécageuses, en arrière de la ceinture de roseaux, les grands carex dominant ; on rencontre aussi des saules.

Les Phréatophytes ou Hydrophytes sont des plantes qui obtiennent leur eau soit de la fange capillaire des nappes, soit directement de la zone de saturation. Plusieurs Hydrophytes peuvent "fonctionner" comme des Phréatophytes. Il n'y a d'ailleurs pas de démarcation nette entre ces deux groupements, c'est uniquement une question de profondeur de la nappe d'eau. On peut citer les Salix et de nombreux Cypérus. Parmi les Hélophytes, on peut citer le Salsola Vermiculata.

Les Phréatophytes sont de bons indicateurs de la nappe d'eau souterraine et même de la profondeur de celle-ci. Le Tableau n° V-14 en donne les noms avec le niveau approximatif de la nappe d'eau.

Tableau n° V-14 - (Voir les photos en couleur)

N°	Nom des plantes	Profondeur de la nappe d'eau (m)
1	<u>Prosopis glandulosa</u>	3-15 m et plus
2	<u>Sporolobus airoides</u>	1-8 m et plus
3	<u>Eragrostis abtusiflora</u>	1-7 m
4	<u>Dondia</u>	1-2 m
5	<u>Atriplex canescens</u>	2,5-24 m
6	<u>Phragmite Communis</u>	0-2,5 m
7	<u>Saules</u>	0-3,5 m
8	<u>Scirpus et Juncus</u>	0-1 m
9	<u>Tamarix</u>	1-12 m
10	<u>Nerium Oleander</u>	0-10 m et plus

6.1. - Influence des mouvements de terrain sur l'écologie végétale

Lorsqu'il s'agit d'un terrain à formation d'éboulis mouvants et d'avalanches, les plantes vivant dans ces lieux présentent des adaptations spéciales : flexibilité des branches et des rameaux chez les arbustes soumis aux avalanches, grand développement des racines et formes en espalier des rameaux dans les plantes d'éboulis (Fig. V-6).

7. - CONCLUSION

1 - La végétation, par ses activités biologiques, consomme une quantité considérable des apports d'eau. Cette quantité est encore plus importante pour les Eucalyptus, Holnes, Frênes, Tilleuls, car ce sont de grands consommateurs d'eau.

2 - La végétation diminue le ruissellement en augmentant la rugosité hydraulique de la surface du sol, mais elle diminue l'infiltration profonde par consommation et stockage.

3 - Du fait de son activité biologique, un peuplement jeune consomme plus qu'un peuplement âgé.

4 - La surcharge due à la couche végétale n'est pas un facteur défavorable de stabilité, sauf dans le cas de gros arbres exposés au vent dans les régions où le vent est très fort

5 - La végétation et la forêt ne fixent pas le sol en profondeur. C'est un sujet encore mal connu qui mériterait de faire l'objet d'une recherche sérieuse. Elle nécessiterait la collaboration de biologistes, de mécaniciens des sols et d'hydrologues.

6 - La végétation sert pour la reconnaissance des zones humides en surface, des voies privilégiées superficielles de l'eau et l'estimation du niveau de la nappe phréatique. Elle indique parfois l'éboulement et l'instabilité par son adaptation particulière aux conditions d'instabilité (Fig. V-6).

7 - La végétation augmente l'humidité des zones couvertes et intercepte une partie des précipitations. Une quantité de cette interception (20 %) remplace sa consommation.

8 - La surcharge due à la neige n'est pas un facteur important d'instabilité mais elle diminue le ruissellement et l'évaporation par rapport à la pluie. Elle alimente continuellement le sol sans dépasser la capacité d'infiltration de celui-ci. C'est la raison de plusieurs déclenchements de glissements après la fonte des neiges.

8 - TRAITEMENT

. La couche végétale est une protection de la surface du sol contre l'érosion et le changement de la géométrie externe du site.

. Une couche végétale jeune (taillis) crée un véritable moyen de pompage de l'eau dans le sous-sol, changeant ainsi la condition aux limites hydrauliques dans le sens favorable de la stabilité.

. Les feuillus jeunes sont préférables pour la stabilisation du sol, ceci du fait de la souplesse et de la régénération permanente de ses souches.

. La couche végétale joue un rôle stabilisateur contre les mouvements superficiels (solifluxion, reptation, éboulement) par ancrage.

. Par contre, pour établir un remblai artificiel sur un talus naturel, il faut réaliser un décapage profond du talus naturel pour supprimer la couche végétale et éviter un mauvais contact des couches qui jouent souvent le rôle d'une glissoire.

. Signalons que les peuplements âgés, du fait de leur faible consommation d'eau et de leur déracinement éventuel par le vent, sont des facteurs défavorables de stabilité. Il est souvent préférable de les remplacer par des peuplements jeunes (taillis...).

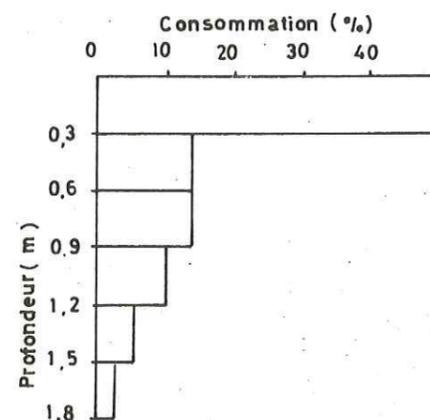


Fig. V-1 - Pourcentage de la consommation en eau à diverses profondeurs pour la luzerne.

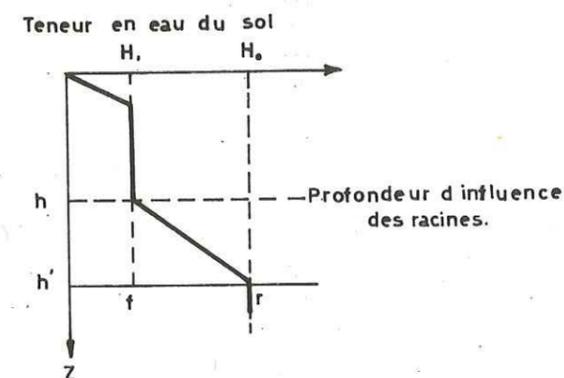


Fig. V-2 - Profil hydrique limite.
 f : point de flétrissure
 r : capacité de rétention (HALLAIRE, 1957).

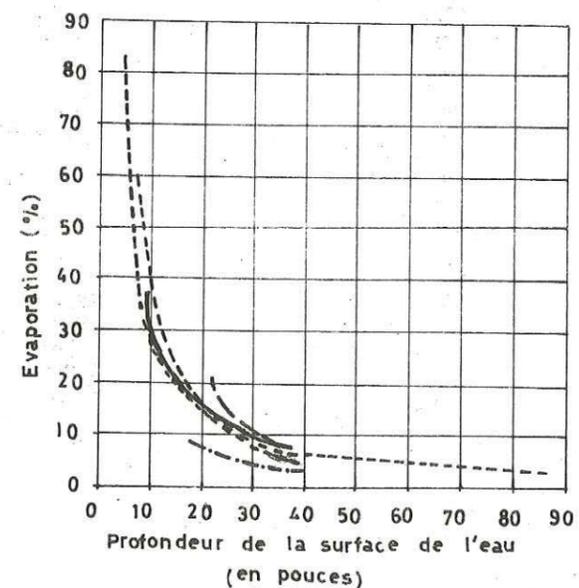


Fig. V-3 - Variation de l'évaporation d'une nappe en fonction de la profondeur de la surface de l'eau, exprimée en % à partir de l'évaporation de l'eau dans un bac de 12 pieds. (WHITE, 1932).

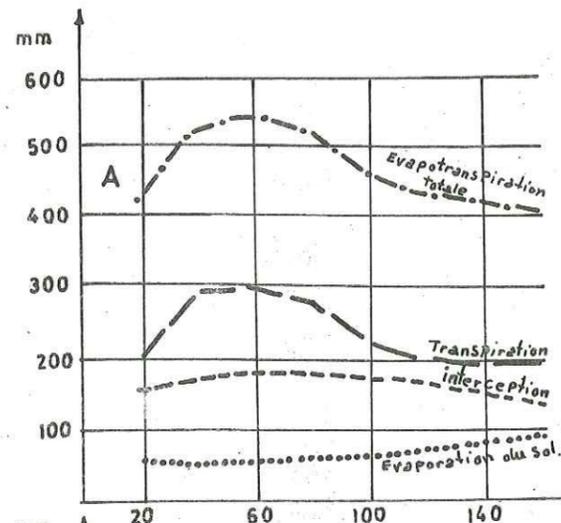


Fig. V-4 - Variation de l'évapotranspiration en fonction de l'âge des peuplements.

- A : peuplement d'épicéas
- B : peuplement de chênes
- C : peuplement de pins Sylvestre

(D'après MOLCHANOV, 1963. - Moyenne sur une période de 4 ans)

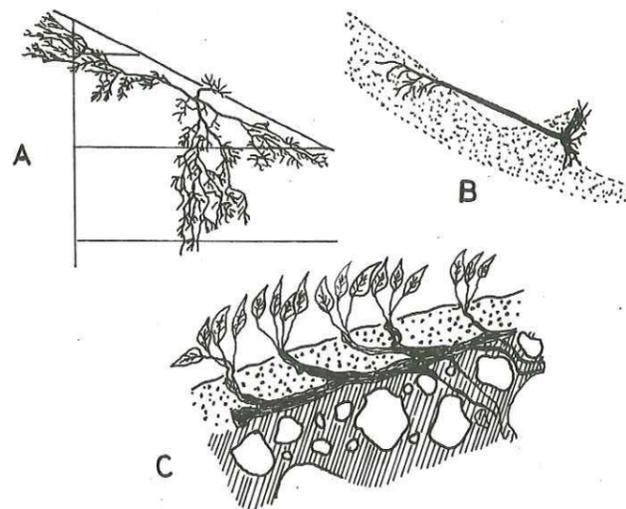
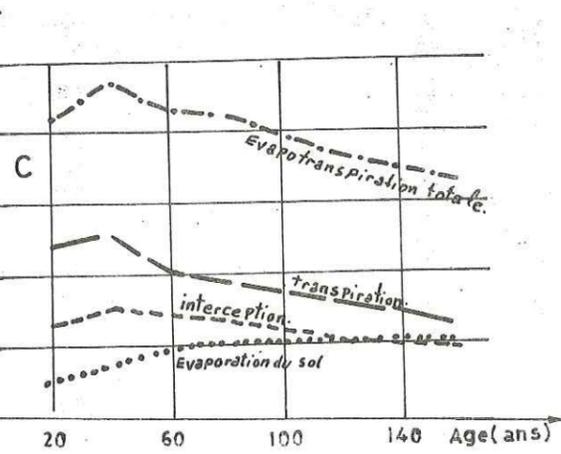
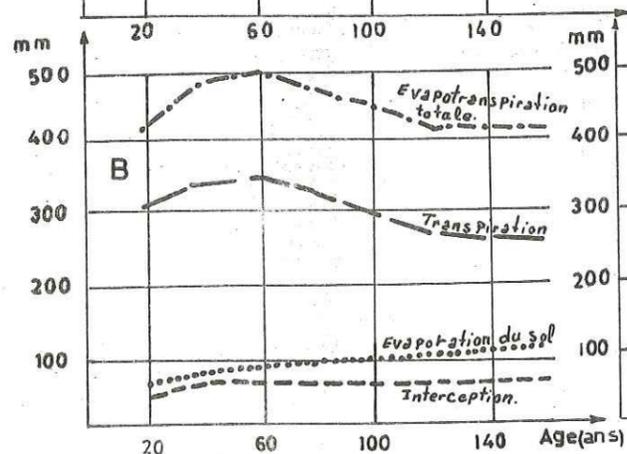


Fig. V-6 - Types de systèmes de racines des espèces de sol mobile.:

- A : *Paronychia jamesii*, des Montagnes Rocheuses : une partie des racines, très développées en surface, retiennent le sol, d'autres vont en profondeur à la recherche de l'eau (d'après WEAVER) ;
- B : *Salix retusa*, Saule nain des Alpes : les racines ancrant la plante dans le sol, et à l'autre extrémité des branches, les rameaux se disposent en espaliers retenant eux-mêmes une partie de la terre (SCHROTER) ;
- C : *Valeriana montana*, sur un dépôt fluvio-glaciaire alpin : les racines sont ancrées dans le dépôt fluvio-glaciaire (en hachures) sous-jacent au sol superficiel mobile (en pointillé) (d'après ALLORGE et JOVET).

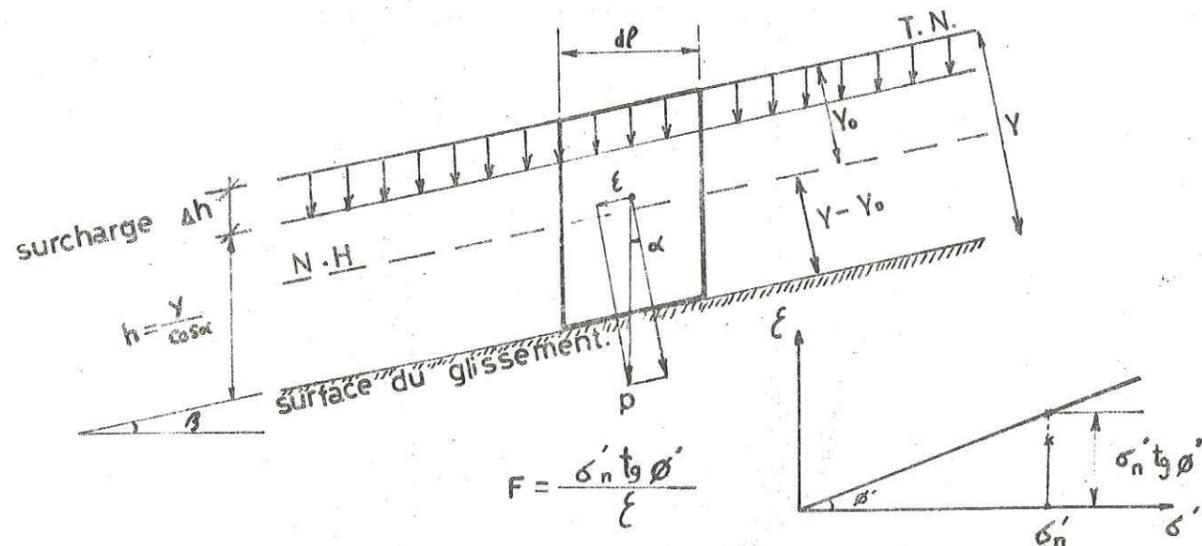


Fig. V-5 - Calcul du coefficient de sécurité d'un talus avec surcharge uniformément répartie.

III^{ème} PARTIE

CHAPITRE VI : EXEMPLE D'APPLICATION DE LA METHODE D'ETUDE
SUR LE ROLE DE L'EAU SUR LE GLISSEMENT DE L...

CHAPITRE VII : EXEMPLE D'UNE COULEE BOUEUSE A P...

CHAPITRE VIII : EXEMPLE D'UNE ETUDE DE STABILITE DES REMBLAIS
ROUTIERS (R.N.A.) REALISEE SUR LE TERRAIN EN
MOUVEMENT

CHAPITRE VI

EXEMPLE D'APPLICATION DE LA METHODE D'ETUDE

DU ROLE DE L'EAU SUR LE GLISSEMENT DE L...

1. - GEOLOGIE DU SITE
2. - MESURES DE DEPLACEMENT
3. - PLUVIOMETRIE
4. - NIVEAUX PIEZOMETRIQUES ET HAUTEURS D'EAU
DANS LES CELLULES
5. - MESURES DE DEBIE DES DRAINS
6. - MESURES DE DEFORMATIONS DANS LES TUBES
7. - DONNEES NOUVELLES ETABLIES A PARTIR DES OBSERVATIONS
DE 1972
8. - EFFICACITE COMPAREE DU TELEMETRE INFRA-ROUGE
ET DU LASER D'ALIGNEMENT DANS LA SURVEILLANCE
DES MOUVEMENTS DE TERRAIN
9. - MESURES PAR LASER D'ALIGNEMENT
10. - MESURES PERIODIQUES DE RESISTIVITE
11. - PROSPECTION GEOPHYSIQUE ELECTRIQUE DETAILLEE
DU GLISSEMENT DE L...

GENERALITES

Les études que nous avons effectuées sur le glissement de L... consistent à :

- déterminer les possibilités techniques offertes par deux types d'appareillages différents pour la surveillance du glissement : le télémètre infrarouge Distomat DI 10 et le laser d'alignement ;
- déterminer les possibilités offertes par la prospection géophysique électrique pour étudier les variations de pression interstitielle dans le terrain ;
- approfondir les connaissances géologiques et hydrogéologiques qu'on possédait sur le site du glissement, en particulier pour préciser les zones préférentielles d'arrivée d'eau. Ceci doit orienter une éventuelle campagne de drainages complémentaires.

1. - GEOLOGIE DU SITE

J.P. BOMBARD et P. DESVARREUX décrivent ainsi la géologie du site du glissement de L...

La région où se situe le glissement de L... est un bassin molassique tertiaire d'axe Nord-Sud, limité à l'Est et à l'Ouest par deux anticlinaux de terrains calcaires secondaires. La presque totalité du bassin est recouverte de terrains quaternaires de faciès très divers (glaciaire, fluviatile, fluvio-glaciaire). Le glissement se trouve à la bordure orientale de ce bassin, au contact avec la retombée de l'anticlinal Est. Ce contact est souligné par une importante zone de faille et il est possible que les mouvements de cette faille au Quaternaire, aient été une des causes d'instabilité.

Le glissement n'affecte que des terrains quaternaires, entre la cote 480 et celle de la retenue (331). Les pentes de la surface topographique sont faibles : 11° en moyenne de 480 à 400.

Vers le bas, la pente est d'environ 30° entre 370 et 331 et correspond à une ancienne gorge noyée par la retenue.

Précisons enfin qu'au droit du glissement, le niveau du cours d'eau a été relevé de 15 m (on se trouve en effet près de la tête de la retenue).

Les reconnaissances géologiques effectuées sur le glissement ont montré que le sous-sol comportait les terrains suivants :

- un substratum formé de marnes et grès du Tertiaire. Les marnes sont très argileuses et sont saturées au voisinage de leur toit ;
- des graviers, galets et sables non argileux, perméables et secs, d'origine alluviale, dont le toit est horizontal, et appelés "graviers inférieurs" ;

- ces graviers sont surmontés par une couche épaisse de 1 à 40 m d'argile silteuse grise. Cette argile contient en réalité de nombreuses passées de sable fin. Certains sont disposés en lits horizontaux très minces (0,5 mm environ). D'autre part, ces lits de sable forment des zones de plus grande perméabilité où l'eau circule plus facilement mais, comme leur extension latérale est limitée, la pression de l'eau peut y augmenter.
- Enfin, l'ensemble des terrains précédents est recouvert d'une argile sableuse contenant des graviers, des galets et des blocs. La perméabilité de cette formation est très variable.

2. - MESURES DE DEPLACEMENTS

La position des 25 témoins relevés actuellement a été mesurée 4 fois : en Février, Mai, Juillet et Novembre 1972. Les déplacements cumulés de quelques témoins depuis 1964 sont donnés en annexe sur les figures VI-A, B, C, D, E.

Pour les 25 témoins mesurés entre Novembre 1971 et Novembre 1972, les déplacements sont les suivants :

Tableau VI-1 - Déplacements horizontaux des témoins entre Novembre 71 et Novembre 72

Témoin n°	Déplacement en cm	Témoin n°	Déplacement en cm
SM 3	< 1	10	< 1
SM 7	< 1	11	< 1
SM 8	< 1	18	< 1
SM 9	< 1	19	< 1
SM 10	< 1	37	1
SM 11	< 1	41	1
SM 12	5	42	< 1
SM 13 bis	2	44	1
SM 14	1	50	< 1
SM 15	< 1	52	7
SM 17	6	53	1
BK 176	2	56	< 1
		57	1

Ils sont donc très faibles et même presque nuls. Le témoin n° 37, qui depuis 1965 s'est déplacé de plus de 10 m, ne s'est déplacé que de 1 cm en 1972. Par contre, le témoin SM 12 s'est déplacé de 5 cm alors qu'il est situé dans une zone normalement moins active que celle du témoin n° 37.

Les témoins n° 50 et 56, implantés sur les graviers inférieurs, sont toujours stables. Les témoins n° 52, 53 et 57, implantés près de la rupture de pente sur les matériaux qui glissent en recouvrant les graviers inférieurs, ont eu des déplacements assez faibles.

On peut donc dire qu'en 1972 le glissement de L... n'a manifesté aucune activité particulière.

3. - PLUVIOMETRIE

L'enregistrement de la pluviométrie journalière à B.G. et à G.L. en 1972, montre que celle-ci a été faible : 769 mm à G.L. et 764 mm à B.G. alors que pour cette dernière station la moyenne 1956-1971 est de 1 156 mm.

L'année 1972, comme 1971, a donc été marquée par une très faible pluviométrie. D'autre part, si les totaux annuels de pluviométrie à B.G. et à G.L. sont sensiblement les mêmes, on remarque que les pluviométries mensuelles élevées n'ont pas les mêmes valeurs (Tableau n° VI-2).

4. - NIVEAUX PIEZOMETRIQUES ET HAUTEURS D'EAU DANS LES CELLULES

Les mesures des niveaux d'eau dans les piézomètres SM 5, R 7, SM 8, SM 9, SM 9', SM 11, SM 12, SM 12', SM 17 et dans les cellules R 7bis, R 8, R 9, R 10, R 12, R 13bis, R 14, R 15 ont été effectuées à des intervalles respectivement de 1 mois et 15 jours.

Les différents niveaux observés sont reportés sur les figures VI-1 et VI-2. Sur la figure VI-2, on a représenté les variations du niveau piézométrique de la nappe des graviers supérieurs et de l'argile grise.

On note enfin que les variations de tous les piézomètres et capteurs de la nappe des graviers supérieurs sont en général cohérentes entre elles.

Les piézomètres implantés dans d'autres formations que les "graviers supérieurs" ont des comportements très divers. Au SM 17, le niveau mesuré est vraisemblablement lié à celui de la retenue. Au SM 9, le niveau s'est mis à baisser subitement à partir de Novembre 1971 (Fig. VI-2). Il faudra attendre quelque temps pour savoir si les indications de ce piézomètre sont correctes. Au SM 5, le niveau n'a pratiquement pas bougé depuis le début de 1971. Il faut remarquer que ce piézomètre est en fait un tube vulcathène de déformation, crépiné à sa base et entouré d'une gaine de sable sur toute sa hauteur, si bien qu'il peut y avoir certains mélanges entre des niveaux d'eau différents, mais les mesures doivent continuer.

5. - MESURES DE DEBIT DES DRAINS

Les débits des réseaux de drainage sont indiqués sur les figures VI-1 et VI-2. Ils sont encore plus faibles en 1972 qu'en 1971.

Il faut remarquer qu'il existe une certaine variation annuelle (d'amplitude variable) avec forts débits de Novembre à Mai et faibles débits de Juin à Octobre, et ceci indépendamment de la pluviométrie. Ce phénomène est très visible en 1972 (Fig. VI-1 et VI-2).

6. - MESURES DE DEFORMATIONS DANS LES TUBES

Elles ont été effectuées en principe tous les mois (sauf en Avril 1972), mais il y a eu plusieurs exceptions :

- . interruption des mesures au SM 14 du 8.9.70 au 29.5.72,
- . interruption des mesures au SM 17 du 30.6.70 au 29.5.72.

D'autre part, au SM 10 l'essai au calibre n° 1 n'a pas été fait entre le 3.4.71 et le 29.5.72.

Actuellement, le calibre n° 1 descend jusqu'au fond d'un certain nombre de tubes de déformation qui sont : SM 5, SM 7, SM 15 et SM 17. Ces tubes ne sont pas déformés (tout au moins leur courbure maximum ne dépasse pas une certaine valeur).

Le tube du sondage 14 est déformé à 9,40 m environ, car le calibre n° 1 frotte à ce niveau mais descend encore jusqu'au fond. Ce phénomène s'est produit à partir d'une date indéterminée comprise entre le 8.9.70 et le 29.5.72, à cause de l'interruption des mesures entre ces deux dates.

Les tubes suivants sont déformés et on indique en plus de la profondeur de déformation quel est le plus gros calibre qui se bloque.

Sondage	Profondeur de déformation	n° du calibre
SM 2	13,6	3
SM 3	12,4	3
SM 4	14,0	3
SM 8	7,2	1
SM 10	18,5	1
SM 13	7,4	3

Pour faciliter la surveillance des mouvements en profondeur, nous insistons sur la manière de procéder :

- . tant que le calibre n° 1 descend au fond du tubage, il faut effectuer l'essai tous les mois avec ce calibre uniquement,

. dès que le calibre n° 1 s'est bloqué à une certaine profondeur (et en s'assurant qu'il ne s'agit pas d'un simple frottement) il faut compléter les essais avec le calibre n° 2 jusqu'à ce que dernier se bloque. Pour le calibre n° 3, même manière de procéder,

. dès que les 3 calibres se bloquent au même niveau (et en s'assurant qu'il ne s'agit pas d'un frottement), on peut poursuivre les essais avec le calibre n° 1 uniquement pour vérifier si le tubage ne se déforme pas plus haut.

7. - DONNEES NOUVELLES ETABLIES A PARTIR DES OBSERVATIONS DE 1972

Quelques remarques nous ont été suggérées à partir des mesures de cette année.

7.1. - Pluviométrie

Tout d'abord, on dispose à présent des relevés pluviométriques journaliers à B.G. et à G.L. Le pluviographe de G.L. fonctionne de façon satisfaisante depuis Mars 1970. L'ensemble des mesures comparées des pluviomètres à B.G. et G.L. montre que les totaux annuels des deux stations sont sensiblement les mêmes mais que la répartition de la pluviométrie n'est pas la même ; en particulier les pics de pluviométrie ne sont pas simultanés (voir Fig. VI-5).

Ceci peut expliquer partiellement pourquoi les corrélations que nous avons cherché à établir entre pluviométrie à B.G. et mouvements ou pressions interstitielles à G.L. n'indiquaient que des tendances générales.

8. - EFFICACITE COMBINEE DU TELEMETRE INFRA-ROUGE ET DU LASER D'ALIGNEMENT DANS LA SURVEILLANCE DES MOUVEMENTS DU TERRAIN

Les opérations effectuées sont les suivantes :

- . mesures périodiques de distance entre un pilier fixe et 8 témoins mobiles implantés sur le glissement au moyen du télémètre infra-rouge Wild Distomat DI 10. Cette opération avait pour but de vérifier la précision obtenue, en tenant compte des conditions météorologiques, dans la détermination des distances et en se servant d'un autre pilier fixe implanté en bordure du glissement et mesuré en même temps que les 8 témoins mobiles ;
- . mesures périodiques du déplacement du terrain par rapport à un faisceau laser émis à partir d'une base fixe située en dehors du glissement. Cette opération avait pour but de déterminer la précision de cette méthode et de mettre en évidence les points délicats qu'on pourra rencontrer si on veut réaliser par ce moyen une surveillance automatique du glissement.

8.1. - Mesures au télémètre infra-rouge - Méthode employée et appareillages - Principe de la méthode

Le plan d'ensemble du dispositif est présenté à la figure VI-5 bis. On utilise 8 témoins mobiles constitués de piliers implantés sur le glissement et destinés à recevoir le réflecteur à prismes et un repère fixe D implanté sur le massif calcaire des Roches (stable).

Une campagne de mesures consiste à déterminer les distances entre le pilier fixe M_2 et les 8 témoins, ainsi que celle du pilier fixe M_2 au repère D implanté sur les Roches. Pour chaque mesure de distance, on note la température à l'émetteur ainsi que la pression atmosphérique. Ceci est fait de façon à introduire la correction atmosphérique dans les mesures de distance.

Comme le pilier fixe M_2 est situé en face du glissement, les variations de distance enregistrées sont assimilables aux déplacements à 20 % près. En effet, entre la direction de visée d'un témoin et son déplacement, les angles les plus grands sont 30° en azimuth et 15° en site ($1 - \cos 30 \cdot \cos 15 = 0,2$)

8.2. - Pilier fixe M_2

On a réalisé un pilier en béton de 1,20 m de haut, portant à sa surface supérieure un boulon de centrage scellé dans le béton. Ce boulon, normalement protégé par un capuchon, reçoit la boule de centrage vissée sous l'embase de la bascule GW_1 . En effet, l'émetteur récepteur infra-rouge ou tête de visée est monté sur cette bascule GW_1 qui permet son orientation.

A chaque mesure, cette bascule est donc mise en place par centrage de la boule dans le boulon spécial. L'erreur ainsi commise sur la mise en station est de 3/100 mm (photos VI-1 et VI-2).

Ce pilier fixe est protégé par un abri Algeco fermé, dont les portes ouvrent vers le glissement (Photo VI-2).

Le repère fixe D, situé sur les Roches et servant de repère étalon à chaque mesure, est exactement identique mais n'est pas abrité.

8.3. - Témoins mobiles

Les 8 témoins implantés sur le glissement sont des piliers en béton hauts de 0,90 m environ, portant à leur surface supérieure une forme en acier destinée à recevoir par emboîtement l'embase du réflecteur à prismes (qui est une embase Wild Standard). L'erreur sur la mise en station d'un prisme est de 5/10 mm.

Le réflecteur utilisé est du type GDR 11 à 3 prismes, auquel on a ajouté le réflecteur cavalier à 6 prismes GDR 2, de façon à disposer d'un réflecteur à 9 prismes, indispensable lorsqu'on travaille à des distances supérieures à 600 mm. C'est le cas de certaines mesures sur le glissement de L...



Photo IV-1 - Pilier fixe M_2 avec Distomat



Photo IV-2 - Vue générale du glissement de L... et abri du pilier fixe M_2

8.4. - Pression et température

La mesure de la pression atmosphérique est effectuée lors de chaque campagne au moyen d'un altimètre Thommen de commerce, calé sur l'altitude du pilier fixe M₂.

La mesure de la température de l'air (à l'abri du soleil) est effectuée au niveau de l'émetteur.

8.5. - Etalonnage en laboratoire

Dans le but de vérifier la précision de l'appareillage avant d'aller sur le terrain, on a réalisé au laboratoire l'expérience suivante : l'émetteur étant en position fixe, on visait alternativement 2 réflecteurs dont l'un était fixe et l'autre mobile, disposés sur une droite passant par l'émetteur. Les déplacements du réflecteur mobile étaient mesurés à la règle à 1 mm près. On a donné 10 positions successives au réflecteur mobile et on a obtenu avec le télémètre 10 mesures de distances, ainsi que 10 autres pour le réflecteur fixe. Toutes les mesures de distances, sauf les deux premières, ont été faites par la procédure rapide, sans vérification de la valeur START.

Comme on connaît les déplacements du réflecteur mobile, on peut déduire facilement les distances vraies entre ce réflecteur et l'émetteur en convenant que la première distance lue est exacte.

On obtient alors le tableau suivant :

Position n°	Repère mobile Distances lues (m)	Repère mobile Distances vraies (m)	Erreur (mm)	Repère fixe lectures
1	9,842	9,842	0	11,294
2	9,827	9,823	+ 4	11,298
3	9,811	9,808	+ 7	11,295
4	9,802	9,797	+ 5	11,295
5	9,815	9,817	- 2	11,299
6	9,784	9,785	- 1	11,298
7	9,762	9,760	+ 2	11,302
8	9,778	9,780	2	11,295
9	9,804	9,794	+ 10	11,300
10	9,837	9,832	+ 5	11,295
Tableau n° - Mesures effectuées au laboratoire				

L'erreur quadratique moyenne sur la position du réflecteur fixe est 2,5 mm, l'erreur probable = $\frac{2}{3} \text{ emq} = 2 \text{ mm environ}$ et l'erreur max. (telle qu'on a 96 % de chances d'être en-dessous) est 3 Ep ou 6 mm.

N.B. - Le constructeur donne comme erreur standard $\pm 1 \text{ cm}$ quelle que soit la distance. On a donc obtenu une meilleure précision.

Mais il faut noter que :

- . il n'y a pas eu à tenir compte des conditions météorologiques puisqu'elles n'ont pas changé entre les mesures, ce qui n'est pas le cas sur le terrain,
- . les distances de visée de l'ordre de 10 m amènent des corrections tout à fait négligeables alors que sur le terrain, pour des visées allant de 400 à 700 m, les corrections peuvent atteindre 2 cm.

8.6. - Mesures sur le terrain

Elles ont été faites 9 fois, à des intervalles variant de 1 à 2 mois. Chaque campagne de mesures comprenait la mesure de la distance du pilier fixe M₂ aux témoins mobiles SM 7, SM 8, SM 9, SM 10, SM 12, SM 13, SM 15 et 4. (On a donné aux témoins mobiles le nom du sondage auprès duquel ils ont été implantés ; le témoin 4 est situé près de la borne 49). (Voir Fig. VI-5 bis). La mesure se terminait par la visée sur le pilier D, visée de référence car D est fixe.

Le réflecteur à 9 prismes était mis en station successivement sur chacun de ces témoins par le procédé décrit au paragraphe précédent. On mesurait ainsi la distance du pilier M₂ aux divers témoins en utilisant la méthode complète, c'est-à-dire :

- . en contrôlant à chaque mesure la valeur START,
- . en contrôlant à chaque mesure le glissement de la valeur CAL et en faisant la correction correspondante (correction pouvant atteindre 12 mm). Généralement, une répétition de la mesure, compte tenu de la correction pour glissement de la valeur CAL, redonnait à 1 mm près la même valeur qui était alors prise comme "distance lue".

La température de l'air et la pression atmosphérique étaient systématiquement notées au moment de chaque mesure près de l'émetteur.

Avec la pression et la température, on calculait la correction à apporter pour ramener les mesures aux conditions $p = 760 \text{ mm}$
 $t = 12^\circ\text{C}$

Remarque - La mesure du 21.9.72 n'a pas été exactement effectuée selon le même processus, en particulier la pression et la température n'ont pas été mesurées à l'emplacement de l'émetteur infra-rouge. Pour calculer les corrections, on a estimé la pression et la température en fonction des données atmosphériques qu'on possède, relatives à cette journée.

D'autre part, les lectures de distances ont été faites directement, sans vérification de la valeur CAL et correction correspondante.

C'est pourquoi les mesures correspondant à cette campagne sont indiquées entre parenthèses et n'ont été retenues ni pour le calcul des incertitudes, ni pour être portées sur les graphiques.

La valeur la plus intéressante est l'erreur quadratique moyenne sur la position du pilier D qui est de 3 mm.

Cette incertitude est essentiellement due :

- . à la variation de longueur d'onde avec la température,
- . à la courbure du faisceau par réfraction sur des couches d'air à différentes conditions de température et pression.

Les déplacements enregistrés entre le 14 Avril 1972 et le 9 Mars 1973 sont tous faibles, même pour les témoins situés dans des zones particulièrement actives (SM 13, 4 - voir Fig. VI-6, VI-7, VI-8, VI-9, VI-10). Ces mesures sont contrôlées par mesure topographique (triangulométrie par théodolite).

La méthode utilisée par le topographe pour la détermination de la position d'un certain nombre de témoins mobiles (indépendants des 8 dont il a été question jusqu'à présent), permet d'assurer une erreur quadratique moyenne de 9 mm en planimétrie pour des témoins relevés par rayonnement à partir de 2 points d'appuis (cas le plus défavorable). Donc sur un déplacement, l'erreur quadratique moyenne est $9\sqrt{2} = 12 \text{ mm}$.

L'erreur probable est $E_p = \frac{2}{3} \cdot E_q = 8 \text{ mm}$ et l'erreur telle que 96 % des erreurs lui soient inférieures est 3 Ep ou 24 mm.

Si on admet une erreur quadratique de 6 mm sur les mesures des distances au télémètre infra-rouge, l'erreur quadratique sur une différence de distances est $6\sqrt{2} = 8,5 \text{ mm}$. L'erreur probable est 6 mm et l'erreur telle que 96 % des erreurs lui soient inférieures est Ep ou 18 mm.

Or, les déplacements obtenus à partir des levés topographiques, entre Mai 1972 et Novembre 1972, sont inférieurs à 3 Ep en planimétrie sauf au SM 12 où on mesure 65 mm de déplacement.

Ceci traduit l'arrêt des mouvements entre ces deux dates, comme on l'a vu plus haut. D'autre part, toutes les variations de distance enregistrées au télémètre ont été inférieures à 3 cm, compte tenu de la précision, ce qui est tout à fait compatible avec les résultats donnés par le topographe. Exception pour le sondage 12.

Conclusions

Les mesures sont encore en trop petit nombre pour qu'on puisse déterminer la précision qu'on peut attendre en opérant de cette manière et en tenant compte des conditions météorologiques.

Néanmoins, à partir des 9 résultats de mesures effectuées cette année, on constate que :

- . sur la mesure d'une distance fixe, l'erreur quadratique moyenne est la même au laboratoire que sur le terrain, à condition de faire les corrections météorologiques. Cette erreur est de 3 mm environ. La méthode présente donc une certaine précision ;
- . sur une mesure de différence de distances, l'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 1 cm. Par conséquent, dans la mesure où les déplacements font un angle $< 30^\circ$ avec la direction de visée, on peut déceler très facilement des déplacements $< 2 \text{ cm}$.

En prenant comme vitesse critique 1 cm/jour, on voit qu'avec des mesures faites tous les jours en période de grande vitesse, on peut suivre les accélérations du mouvement.

Les mesures seront poursuivies en 1973, en cas d'accélération des mouvements elles pourront être resserrées.

9. - MESURES PAR LASER D'ALIGNEMENT

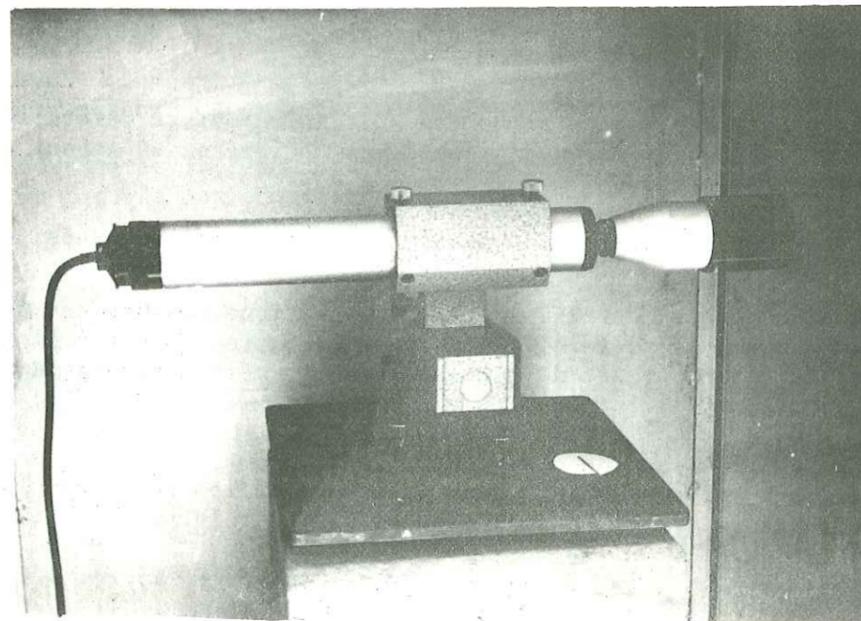
9.1. - Essais de stabilité des appareillages au laboratoire

Pour établir l'erreur instrumentale de l'appareillage, on a effectué deux séries de mesures : sur courte distance (2,87 m) et sur distance moyenne (44,45 m).

Les mesures s'effectuaient toutes les 15 minutes. Les résultats des mesures sont indiqués dans le Tableau n° VI-3 . Les mesures à courte distance ont montré que la sensibilité du récepteur permet de détecter un écart des axes optiques du récepteur et de l'émetteur de l'ordre de 5.10⁻² mm. D'autre part, les résultats des mesures ont démontré que la fidélité de l'appareil (en temps) est assez mauvaise. La fluctuation des écarts mesurés sont dans l'axe horizontal 0,21 mm ou environ 14", et dans l'axe vertical 0,57 mm ou 34" environ.

La seule raison qui peut être probablement à l'origine de cette infidélité est l'existence de vibrations. En effet, la vibration du sol estimée par un géophone montre que l'ampleur des vibrations est 40-50 fois plus grande sur le plancher du laboratoire que l'ampleur des microséismes à la surface du sol.

Emetteur du laser d'alignement sur le glissement de L...



Les résultats de la deuxième série de mesures sont présentés dans le tableau n° VI-4 . Le schéma d'expérience a été le même que dans l'essai précédent. Les écarts mesurés sont, sur l'axe horizontal, de 7,85 mm et sur l'axe vertical de 12,84 mm. Ceci correspond aux écarts angulaires dans le plan horizontal de 4" environ et dans le plan vertical de 6" environ. On remarque que les taux des fluctuations angulaires sont beaucoup plus faibles que dans l'essai précédent. Ceci est conditionné par les vibrations plus faibles au sol.

En effet, la deuxième série de mesures a été effectuée au niveau du rez-de-chaussée et l'estimation des amplitudes des vibrations ont montré que ces dernières ont été 5 à 10 fois plus faibles que dans le laboratoire.

Tableau n° VI-3

Heures des mesures	Ecart horizontal (mm)	Ecart vertical (mm)
9.00	0,00	0,00
9.15	+ 0,03	+ 0,01
9.30	+ 0,02	+ 0,03
9.45	+ 0,02	+ 0,05
10.00	- 0,02	+ 0,07
10.15	- 0,03	+ 0,07
10.30	- 0,03	+ 0,12
10.45	- 0,03	+ 0,15
11.00	+ 0,01	+ 0,20
11.15	- 0,02	+ 0,22
11.30	- 0,04	+ 0,22
11.45	0,00	+ 0,25
12.00	- 0,01	+ 0,25
14.10	+ 0,07	+ 0,35
14.25	+ 0,10	+ 0,42
14.40	+ 0,15	+ 0,52
15.00	+ 0,07	+ 0,52
15.30	+ 0,10	+ 0,47
16.00	+ 0,15	+ 0,50
16.30	+ 0,17	+ 0,55
17.00	+ 0,05	+ 0,57
17.30	+ 0,15	-

Tableau n° VI-4

Heures des mesures	Ecart horizontal (mm)	Ecart vertical (mm)
9.15	0,00	0,00
10.15	- 0,21	+ 0,35
11.15	- 0,52	+ 2,50
11.55	+ 0,24	+ 5,78
* 14.15	0,00	0,00
15.00	- 0,73	+ 1,52
16.00	+ 1,30	+ 2,70
17.00	+ 5,15	+ 8,54
17.30	+ 5,15	+ 10,00
17.50	+ 7,12	+ 12,84

* Réinstallation de l'appareil

Du fait des vibrations importantes, il nous était difficile d'évaluer la fidélité de l'appareil à partir des essais de laboratoire. C'est pourquoi, dans le but de l'évaluation définitive, il était indispensable d'effectuer des essais sur le terrain.

9.2. - Essais sur le terrain

L'émetteur de laser est installé sur un pilier de béton armé au bord du glissement, mais sur un terrain stable près du repère F. Le récepteur, monté sur système à crémaillère permettant d'élargir la limite des mesures de déplacement horizontal jusqu'à 60 cm environ, est installé dans la partie la plus active du glissement, près du témoin 38, sur un pilier analogue à celui de l'émetteur. Les deux piliers sont protégés par des abris métalliques. La distance entre l'émetteur et le récepteur est égale à 324,65 m. La position du dispositif de mesure est indiquée dans la Fig. VI-5.

Les mesures sur le terrain ont été effectuées durant une période assez calme au point de vue du mouvement de terrain et, d'autre part, on a contrôlé au moyen du télémètre Distomat DI 10 les déplacements d'un pilier situé à proximité du récepteur laser.

Les mesures de distance par le Distomat n'ont pas révélé de mouvements pendant la période de mesures. Par conséquent, les mouvements du pilier du récepteur mesurés par le laser peuvent être considérés comme des erreurs provenant de l'infidélité instrumentale du laser même. Les résultats des mesures sont présentés dans la Fig. VI-10 bis.

En supposant que pendant la période de mesures la position du récepteur situé sur le glissement a été stable, on peut considérer la dispersion des mesures de la position du récepteur comme mesure de l'instabilité des instruments du dispositif de mesure.

9.3. - Influence des différents facteurs sur la précision des mesures de déplacements par le laser d'alignement

a) Fluctuations atmosphériques

Elles affectent l'uniformité de luminosité du faisceau ainsi que sa position dans le point de réception. Ceci amène au fait qu'il est pratiquement impossible d'avoir l'affichage du "0" sur les galvanomètres indicateurs de déplacement, même si l'alignement est parfait. L'utilisation des circuits intégrateurs incorporés, destinés à affaiblir l'influence des fluctuations atmosphériques ne s'est pas révélée efficace. Par conséquent, l'alignement peut être considéré parfait quand on observe une oscillation uniforme de l'aiguille de l'indicateur autour de "0". Ceci équivaut à une diminution de sensibilité du dispositif de mesure. En effet, un déplacement de l'ordre de + 2 mm est pratiquement sans influence notable sur l'indicateur. C'est-à-dire que l'erreur de mesure de déplacement due à la fluctuation atmosphérique, est de l'ordre de + 2 mm.

b) L'éclairage direct du récepteur par la lumière du jour affecte la précision des mesures. Pour éviter ce phénomène, il est indispensable de protéger le système optique du récepteur de la lumière directe et même de la lumière dispersée assez intense.

c) Les variations des plans, horizontal et vertical de l'axe optique du laser ont une influence primordiale sur la précision des mesures.

Le calcul montre que les modifications des dimensions linéaires des vis micrométriques se transforment en variations de mesures de déplacement avec un coefficient de l'ordre de 6 000. Cela signifie que le changement de position du faisceau sur l'axe horizontal ou vertical est égal à

$$\Delta L = 6\ 000 \epsilon$$

ΔL = déplacement horizontal ou vertical
 ϵ = modification linéaire de la vis micrométrique

La modification des mécanismes micrométriques peut avoir comme origine une vibration brusque du système optique ou microséisme à cause du vent, une variation de température, un vieillissement des ressorts, etc.

d) Une des causes d'instabilité du faisceau peut être un tassement différentiel de la fondation du pilier de l'émetteur. Un tassement différentiel dans le sens le plus défavorable, de l'ordre de 5 μ entraîne un déplacement du faisceau sur le point de réception égal à 1,62 mm. Donc, le coefficient de

conversion est de l'ordre de $\frac{1,62\text{ mm}}{5.10^{-3}} = 320$. Cela signifie qu'un tassement

de 1 mm provoque un déplacement de 32 cm du faisceau dans le point de réception.

Conclusions

L'intérêt d'avoir installé en même temps sur le terrain deux dispositifs, l'un à partir du télémètre infra-rouge, l'autre à partir du laser d'alignement, est d'avoir pu comparer leur efficacité dans la surveillance du glissement de terrain. Rappelons que les mesures ont été effectuées mensuellement dans les deux cas.

En ce qui concerne la précision, le télémètre infra-rouge est plus précis que le laser. En effet, si on opère à partir du pilier fixe avec centrage forcé de l'émetteur, et si on apporte les corrections de température et pression, on obtient une précision de 1 cm environ.

Avec le laser, au contraire, à cause en particulier de la difficulté à stabiliser rigoureusement le rayon, la précision est plus faible, de l'ordre de 3 cm environ. Cette précision peut être améliorée en soignant la réalisation du pilier et du support de l'émetteur laser de façon à réduire au minimum les déplacements de cet émetteur.

En ce qui concerne la possibilité d'automatisation, dans le but d'obtenir une surveillance constante du glissement de terrain, le laser se prête beaucoup mieux que le Distomat à l'automatisation des mesures, c'est-à-dire au déclenchement à distance de la mesure et à la télétransmission du résultat de cette mesure.

10. - MESURES PERIODIQUES DE RESISTIVITE

10.1. - Introduction - Influence de la fissuration sur la résistivité de l'argile

Les quelques considérations qui suivent ont pour but de montrer la base physique des expériences que nous avons faites.

La résistivité électrique d'une argile parfaitement saturée dépend de la résistivité de l'eau interstitielle et de la structure de son squelette minéral. En général, pour une argile parfaitement saturée, la modification de la résistivité peut avoir à l'origine les deux facteurs suivants :

- a) variation de la minéralisation de l'eau interstitielle,
- b) modification de la structure et par conséquent de la porosité.

Dans le cas où les argiles sont fissurées et où certaines fissures ont des dimensions (largeur, longueur et profondeur) assez importantes par rapport aux dimensions des franges capillaires, (zones où la pression interstitielle est négative) un troisième facteur intervient dans la variation de la résistivité : la pression interstitielle.

En effet, toutes les fissures communiquant avec l'atmosphère dans une masse argileuse sont remplies d'eau si la pression interstitielle dans l'argile est positive (plus grande que la pression atmosphérique) et sont remplies d'air, complètement ou partiellement, si la pression interstitielle est négative.

Lors du glissement d'un terrain, les sols situés au-dessus de la surface de glissement, à cause de l'instabilité mécanique, se fissurent selon un réseau qui parcourt le corps du glissement. Ces fissures sont saturées au-dessous du niveau piézométrique "zéro" et contiennent des vides au-dessus de celui-ci. Mais du fait des irrégularités des fissures, il est très difficile de délimiter d'une manière certaine l'interface entre les sols parfaitement saturés et partiellement saturés.

C'est pourquoi, dans les matériaux essentiellement argileux, on ne peut pas repérer la nappe phréatique par les méthodes géophysiques. Cependant, comme il est exposé ci-dessus, dans les argiles fissurées il existe une certaine quantité d'eau libre (par opposition à l'eau fortement et faiblement liée) qui est susceptible de se déplacer sous l'action de la pression interstitielle. C'est cette quantité d'eau libre qui joue le rôle important en modifiant la résistivité électrique de l'argile, et ce phénomène dépend des variations de pression interstitielle.

Donc les changements de position de la nappe phréatique et les variations de pression interstitielle dans un terrain argileux en glissement, entraînent les variations correspondantes de la résistivité du sol. Dans le but de suivre des variations de résistivité, nous avons effectué en 1972, sur le glissement de L..., des mesures périodiques (mensuelles) de résistivité sur deux profils situés, l'un près du sondage SM 5, l'autre entre les sondages SM 12 et SM 13.

Les sondages électriques ont été faits à l'aide du dispositif Wenner : AM maximum de 90 m, et avec un appareil de résistivité type R 40.

10.2. - Dépouillement et interprétation des résultats

Les résultats des mesures périodiques sont donnés dans les figures VI-11 et VI-12. Le sondage SE I est situé sur la partie active et SE II sur une partie plus stable du glissement. Le premier examen des tableaux indique que dans les deux sondages réalisés au mois de Juillet 1972, on observe un abaissement de la résistivité sur l'ensemble de la coupe de sondage. Cela signifie qu'au mois de Juillet, l'humidité du terrain était plus importante. Par contre, les mois les plus secs ne coïncident pas sur les deux sondages. Pour le sondage SE I, les plus grandes résistivités ont été observées en Septembre, tandis que pour le sondage SE II, elles ont été observées en Août et Janvier.

Pour déceler les zones dans lesquelles la variation de la résistivité est la plus importante, les courbes de variations relatives de la résistivité sont présentées dans la Fig. VI-11 en fonction de la distance des électrodes de mesure MN = $\frac{AB}{3}$ selon l'équation =

$$\frac{\rho_{max} - \rho_{min}}{\rho_{min}} 100 = f \left(\frac{AB}{3} \right)$$

Dans le sondage SE I, on a décelé deux zones où la variation de la résistivité est supérieure à 20 %. La première zone est située à une profondeur de 5-9 m et le maximum de variation correspondant est de 50 %. La deuxième zone, plus profonde (24-30 m), présente des variations du même ordre de grandeur.

La variation de la conductivité apparente pour ces deux zones est présentée dans la figure VI-12. Sur cette même figure, on a porté les courbes de pression interstitielle mesurée à la capsule R 12 et R13bis ainsi que la moyenne des deux

L'analyse des courbes de conductivité apparente et leur comparaison avec les courbes de pression interstitielle permettent de faire les constatations suivantes :

- a) l'existence de deux zones où la variation de conductivité apparente est importante, correspond à l'existence de deux nappes à cet endroit du glissement. Les profondeurs de ces zones correspondent à des domaines situés immédiatement au-dessus des nappes. Remarquons que l'existence des deux nappes a été établie par les observations hydrogéologiques précédemment effectuées (Janvier 1972).
- b) La variation simultanée de la conductivité de deux zones montre que la source principale d'alimentation des nappes est unique.
- c) La vitesse de variation de la conductivité apparente caractérise qualitativement la perméabilité du terrain. A une vitesse plus grande correspond une perméabilité plus forte. Dans le cas considéré, la perméabilité du sol contenant une nappe inférieure est plus forte.
- d) L'allure générale des courbes de pression interstitielle correspond assez bien à celle de la variation de conductivité, mais établir une corrélation quantitative nous semble difficile par suite de l'insuffisance du nombre des mesures.

Les variations de conductivité apparente dans le deuxième sondage SE II (Fig. VI-11) sont beaucoup moins accusées. Ceci peut être expliqué par le fait que les variations de la nappe aquifère observées dans le forage SM 5, situé dans le centre du sondage électrique SE II, sont insignifiantes.

Signalons que du fait qu'en 1972 les mouvements du glissement ont été insignifiants, il n'est pas possible d'établir une corrélation entre la vitesse de déplacement du terrain en glissement et la variation de conductivité apparente.

L'élaboration d'une telle corrélation est d'un intérêt majeur car elle permettra d'utiliser les mesures périodiques et les observations de variations de conductivité du terrain comme un moyen simple et efficace dans la prévision des glissements de terrains.

11. - PROSPECTION GEOPHYSIQUE ELECTRIQUE DETAILLEE DU GLISSEMENT DE L...

Parmi les travaux de surveillance effectués en 1972 sur le glissement de L..., cette prospection électrique détaillée avait été envisagée dans le but de préciser les conditions hydrogéologiques sur le site du glissement.

Les travaux précédents ont établi l'existence de deux nappes : la nappe profonde située dans les graviers inférieurs et la nappe superficielle dans une formation graveleuse et argileuse dite argile à blocs. L'observation et l'analyse de la pression interstitielle, d'après les mesures des cellules et des tubes piézométriques, pour ces deux nappes, ont permis de confirmer que seule la nappe supérieure a une influence sur le degré d'activité du mouvement du terrain.

Dans cette optique, il est d'un intérêt majeur de pouvoir déceler les sources d'alimentation souterraine de la nappe supérieure, ainsi que distinguer les cheminements préférentiels de l'eau sur le site du glissement.

Bien que dans un milieu hétérogène le problème posé soit difficile à résoudre, néanmoins une prospection électrique détaillée peut être très utile, comme source d'informations supplémentaires, en vue de travaux ultérieurs de drainage pour stabiliser le glissement.

11.1. - Consistance des travaux

La prospection a été effectuée par la méthode des sondages électriques. Les 82 sondages exécutés ont été répartis d'une part sur le site du glissement proprement dit (SE 18 - SE 61), d'autre part le long de la limite Nord-Ouest parallèle au chemin d'Orge-Combe (SE 1 - SE 17) et enfin sur une ligne située 100 m plus à l'Ouest et parallèle au chemin d'Orge Combe (SE 77 - SE 82). Tous les sondages ont été effectués par le dispositif Wenner (AB max = 90 m, pas de mesure 1 m), à l'aide d'un appareil R 40 (Photo VI-3).

11.2. - Etalonnage des sondages électriques

Sur le site du glissement, on a réalisé un certain nombre de sondages électriques au voisinage des sondages mécaniques pour permettre un étalonnage de cette méthode de prospection et caractériser certains terrains par leur résistivité. Les résistivités mesurées et leurs comparaisons avec les coupes géologiques des forages permettent de faire la synthèse ci-dessous :

Sondage SE 19 situé à 20 m à l'Est du sondage SM 9 :

	ρ
1. argile varvée avec rares passages de sable	30 Ω .m
2. graviers sableux avec passages d'argile	70 Ω .m
3. argile grise et jaune avec passages de graviers	45 Ω .m
4. formation à blocs calcaires, graviers, sable, présence d'argile jaune.	> 150 Ω .m

Sondage SE 38 situé à 24 m au Nord-Ouest du SM 8

	ρ
1. argile gris-jaune sableuse à galets de toutes nature	90 Ω .m
2. argile grise sableuse	30 Ω .m
3. sable argileux gris	100 Ω .m
4. argile avec passages de sable	40 Ω .m

Sondage SE 49 situé à 18 m à l'Est du SM 9

	ρ
1. argile sableuse à galets de toutes natures et débris calcaires	180 Ω .m
2. argile grise plastique, quelques galets et graviers	50 Ω .m
3. argile silteuse un peu sableuse par endroits à varves sableuses	40 Ω .m
4. sable gris moyen	75 Ω .m
5. argile gris sableuse	20 Ω .m
6. argile à passages sableux	30-50 Ω .m
7. sable gris jaune argileux à graviers, galets et débris calcaires	~ 300 Ω .m

Sondage SE 48 situé à 32 m au Nord-Est du SM 3

	ρ
1. argile brune à galets (terre végétale)	80 Ω .m
2. graviers et galets légèrement argileux	250 Ω .m
3. sable grossier, graviers, blocs calcaires peu argileux	90 Ω .m
4. argile grise compacte varvée avec de nombreux passages de sable	60 Ω .m
5. argile grise à passages sableux	50 Ω .m
6. sable gris-jaune un peu argileux, humide	200 Ω .m
7. argile à galets	60 Ω .m

Sondage SE 33 situé à 8 m à l'Ouest du SM 15

	ρ
1. argile à passages sableux	50 Ω .m

Sondage SE 59 situé à 15 m au Nord du SM 14

	ρ
1. argile grise à passages sableux	45-55 Ω .m
2. sables, graviers, galets et débris calcaires	380 Ω .m

Sondage SE 60 situé à 10 m au Sud du SM 17

	ρ
1. argile grise avec quelques graviers et galets	50 Ω .m
2. sable un peu argileux avec galets et débris calcaires	200 Ω .m
2. sable moyen à grossier avec graviers et galets de toutes natures	400 Ω .m

En résumant l'étalonnage des sondages, on peut caractériser ainsi trois formations différentes sur le site du glissement :

1) une formation à graviers et galets à matrice argileuse dont la résistivité varie entre 75 Ω .m - 200 Ω .m selon la granulométrie. Dans les cas où l'argile est remplacée en partie par du sable, la résistivité est plus forte. Lorsque la matrice argileuse est importante, la résistivité diminue. Cette formation dans l'interprétation géologique est nommée argile à blocs et les sondages électriques mettent nettement en évidence son hétérogénéité (passages argileux ou sableux très localisés).

2) Une formation principalement argileuse avec des lentilles et des passages sableux. La résistivité de cette formation varie de 60 Ω .m pour les endroits avec nombreux passages sableux, à 20 Ω .m pour les endroits purement argileux. Les couches sableuses au sein de cette formation peuvent être discernées par la méthode électrique lorsque leur épaisseur dépasse 1 à 2 m. Selon la teneur en eau et le pourcentage d'argile, les couches sableuses se caractérisent par des résistivités de 75 à 200 Ω .m. Précisons que, du fait de leur faible épaisseur, la résistivité de ces couches est déterminée très approximativement. Cette formation correspond à ce qui a été décrit dans les rapports précédents par "argile grise".

3) Une formation graveleuse et sableuse à galets et débris calcaires de résistivité nettement plus élevée : 300-800 Ω .m. Cette formation dite "graviers inférieurs" constitue le soubassement de l'argile grise dans la partie E du glissement.

En dehors de ces trois formations caractéristiques du site du glissement, on a mis en évidence, à la limite Nord-Ouest du glissement, des couches superficielles de graviers peu argileux et relativement secs, de résistivité très élevée : 500 à 1 500 Ω .m. Leur étendue se limite à une zone assez étroite le long du chemin d'Orge Combe.

D'autre part, il y a certaines exceptions à cette correspondance entre résistivités et natures des terrains. Les lentilles argileuses dans la formation d'argile à blocs entraînent parfois un abaissement considérable de la résistivité et dans ces cas (il est vrai très limités) il devient très difficile de distinguer cette formation de l'argile grise contenant une importante quantité de sable. D'autre part, lorsque les passages sableux dans l'argile grise deviennent très nombreux, la résistivité de celle-ci augmente en s'approchant de la résistivité de l'argile à blocs.

11.3 - Interprétation des résultats des sondages électriques

Les résultats des sondages électriques sont rassemblés d'une part dans les cartes d'isorésistivité des figures VI-13, VI-14, VI-15, et d'autre part dans les coupes interprétées des figures VI-16, VI-16bis et VI-17.

Les cartes d'isorésistivité représentent la répartition des résistivités électriques pour des profondeurs de 2 m, 15 m et 20 m sous la surface topographique.

La carte $\frac{AB}{3} = 2$ m est à comparer avec la carte géologique. Schématiquement, les zones où $\rho < 50 \Omega$.m représentent les affleurements d'argile. On retrouve bien sur la figure VI-13 la répartition entre graviers supérieurs localisés au centre du glissement et l'argile localisée au Sud de SM 12 (Zone SM 14, SM 15, SM 17) et le long du réseau Nord de drainage au pied des Roches.

Remarquons que la prospection électrique a permis de préciser que l'argile grise affleure de manière continue entre SM 12 et SM 5 ; par conséquent, l'argile nommée ag2 autour de SM 5 est en fait ag1. L'argile à blocs mW1 est donc un peu moins étendue au Nord de SM 7.

Les figures VI-14 et VI-15 sont intéressantes pour étudier la répartition argile-graviers en profondeur. On constate qu'il existe une zone très épaisse de graviers se présentant sous forme de "chenal". Ce "chenal" passe entre SM 11 et SM 6 (profondeur 40 m environ), puis entre SM 12 et SM 19 et entre SM 10 et SM 13. Les résistivités qui peuvent atteindre 300 Ω .m montrent que ces graviers sont localement peu argileux (ceci car on est au-dessus de la nappe située à 22 m de profondeur au SM 11).

On peut noter également quelques difficultés d'interprétation. Sur la figure VI-15, lorsqu'on se dirige vers la retenue, l'influence des graviers inférieurs à forte résistivité se fait sentir, cela a pour effet d'élargir la zone de haute résistivité.

D'autre part, au droit du profil SM 4, SM 10, SM 13 (profil II₁ des figures VI-16 et VI-16 bis, il n'est pas possible de déterminer la couche d'argile grise car cette dernière est trop peu épaisse (limite de résolution de la méthode). On observe néanmoins un minimum de résistivité à ce niveau.

Dans le profil FF₁, on a repéré un niveau relativement continu de haute résistivité (70 à 200 Ω .m). D'après la coupe du sondage SM 12, ceci est interprété comme dû à l'existence de nombreux passages sableux au sein de l'argile grise.

Enfin, entre SM 6 et SM 11, on a mis en évidence l'existence de niveaux de graviers très argileux dont la résistivité ne les distingue pas de l'argile grise. Ceci est prouvé par la coupe de sondage SM 11 où on sait que l'argile grise n'apparaît pas avant 45 m de profondeur. Ce sont donc des lentilles très argileuses au sein de l'argile à blocs. De telles lentilles ont été repérées au SE 9, SE 10, SE 25, SE 30, SE 31, SE 35, SE 36, SE 37 (Fig. VI-16, VI-16 bis VI-17).

Les coupes de ces trois figures tiennent compte de toutes ces données. La géologie que nous avons établie à partir des sondages mécaniques s'en trouve un peu modifiée, surtout entre SM 11 et SM 5. En effet, le passage d'argile grise affleurant entre B1 et C1 est sans relation avec l'argile repérée au SM 5 et SM 6. C'est un placage superficiel car en profondeur la résistivité est élevée.

Si on excepte ce point, on constate le plein accord des coupes géophysiques avec les coupes géologiques précédemment établies. On constate d'autre part qu'il existe bien une zone localisée où les circulations d'eau arrivant sur le glissement sont concentrées. Cette zone se présente comme un chenal de graviers creusé plus ou moins profondément dans l'argile. Cette zone, de plus, correspond aux sources les plus importantes sur le glissement (n° 6a, 5a, 3b, 2b, 15b du réseau de drainage) et également à la partie la plus active du glissement (voir Fig. VI-18 et VI-19).

Toutes les conclusions pratiques sont rassemblées au paragraphe suivant.

12. - CONCLUSION DE L'ANALYSE ET INTERPRETATION DES DONNEES DU GLISSEMENT DE L...

Les conclusions qu'on peut tirer des études et observations faites sur le glissement en 1972 sont d'ordres divers.

1. Contrairement à ce que l'on a observé au cours de l'année 1972, l'examen des courbes de déplacements cumulés depuis 1965 montre que les témoins 8, 9, 18, 19, 20, 23, 24, 26, 29, 30, 31, 36, 37, 38, 43, 44, 47b, 47, 49, 13 K 176, se sont considérablement déplacés. Les déplacements maximaux ont été constatés en Janvier, Février, Mars 1968 et 1969. De même les témoins 32, 33, 34, 35 ont eu un déplacement maximal en 1969, au cours des mêmes mois.

En ce qui concerne la pression de l'eau interstitielle relevée depuis 1965, parmi plusieurs sondages seul le S 3 donne un relevé de mesures assez fréquentes et significatives. La comparaison de ces deux facteurs : pression de l'eau et déplacements, montre une corrélation assez nette pour le premier trimestre de chacune de ces deux années (Graphiques VI-A, VI-B, VI-C, VI-D, VI-E, VI-F).

D'autre part, en 1973, les mesures de déplacement effectuées par le Distomat infra-rouge mettent en évidence un déplacement de 3 cm pour les témoins 4 (49), SM 13 et SM 9. Ce déplacement, contrôlé par théodolite, montre encore une corrélation très nette avec la variation de la pression pour les sondages en question (Fig. VI-20, VI-21 et VI-22).

D'après ces observations, on conclut que le déplacement du glissement de L... est lié à la pression de l'eau interstitielle qui, étant augmentée par la fonte des neiges, provoque ce phénomène au début de chaque année quand une limite donnée est dépassée. La valeur de cette pression limite n'est pas constante et dépend, d'une manière assez complexe, de la pluviométrie pluri-annuelle, ainsi que des activités des différentes parties du glissement qui contribuent à la redistribution des contraintes de cisaillement sur la surface du glissement par suite des variations des poussées actives.

C'est pourquoi nous proposons un contrôle assez fréquent des mesures de déplacement ainsi que de la pression de l'eau interstitielle pour les mois de Janvier, Février et Mars.

2. d'autre part, le fait que deux années très sèches viennent de se succéder et que les mouvements soient arrêtés depuis Juin 1970, n'a pas permis de chercher des corrélations entre pressions interstitielles et vitesses de mouvements, sauf pour les témoins 4 (49), DM 9 et SM 13 en Juin et Février 1973 (voir Fig. VI-20, VI-21 et VI-22). Ces déplacements sont la conséquence de l'augmentation de la pression interstitielle due à la fonte des neiges, à partir de Décembre 1972 jusqu'au début de 1973 (Janvier et Février).
3. Il y a une corrélation assez étroite entre la pluviométrie et la pression d'eau interstitielle. Cette corrélation est cherchée en comparant les pressions d'eau avec les histogrammes par quinzaine, journaliers annuels et les moyennes journalières des intervalles des jours pluvieux (Fig. VI-2 et VI-2 bis) entre le pic de pluviométrie et la pression interstitielle.

Ce temps de réponse assez court est dû à la perméabilité considérable de la surface du terrain de couverture (argile à blocs fissurée et graviers, voir Fig. VI-23). Il est plus court pour les jours de pluie intense et pour les mois de Janvier, Février, Mars, Avril, Mai, Juin. Par contre, pour les mois de Juillet, Août, et Septembre, la pression d'eau décroît du fait de la faible pluviométrie et de la température élevée (augmentation de E.T.).

A partir de Novembre et en Décembre, les précipitations se faisant sous forme de neige, il faut attendre la fonte de celle-ci pour obtenir un maximum (pic) des courbes de pression interstitielle, c'est-à-dire à la fin de Décembre. C'est d'ailleurs le moment où ce phénomène provoque des déplacements (Fig. VI-20, VI-21 et VI-22).

Evidemment, pour chaque cas, interviennent la température et les facteurs du bilan hydrologique de la région.

4. La pluviométrie relevée à la station du glissement de L... est différente de celle de la station G., surtout pour les mois où la pluviométrie est élevée (Fig. VI-5).
5. La comparaison de la pluviométrie de 1972 montre une augmentation de 15 % par rapport à celle de 1971. Cela donne une allure croissante aux courbes de pression interstitielle (Fig. VI-1) et confirme l'existence d'une aquifère continue sur le site du glissement de L..., surtout pour les SM 12, SM 9, SM 7 et SM 8 où le niveau piézométrique a augmenté de 5 à 15 cm.
6. L'allure générale du débit des drains et des sources (source n° 12) décroît, cela peut être dû à la diminution du ruissellement ou à la diminution de l'efficacité des drains du fait du colmatage. Ajoutons que les mesures des débits de 1972 sont moins fréquentes et on ne peut pas estimer l'efficacité du réseau de drainage existant tant que la pluviométrie n'est pas "normale". Ceci est très important pour d'éventuelles décisions concernant un complément de drainage.
7. Le débit des drains collectant les eaux de ruissellement et l'écoulement hypodermique, montrent une corrélation étroite avec un temps de réponse très court en fonction de la variation de la pluviométrie.
8. La diminution de la pluviométrie des années 1970, 1971, 1972 d'une part, et le drainage du site d'autre part, ont presque annulé le déplacement, cela illustre l'influence de l'eau sur ce glissement.

9. Le calcul du bilan est impossible du fait du manque de relevés de température. Toutefois, la superficie du bassin, d'après les photos aériennes, la reconnaissance du site et les courbes maîtresses, est estimée à 128 ha pour une pente générale de 12°.

Le débit de toutes les sources réparties sur ce bassin (voir Tableau n° VI-6) est de l'ordre de 35 l/mm pour le mois d'août 1972. Ce qui correspond à 70 % du débit moyen annuel des sources (estimation faite par l'étude du débit de la source n° 12).

$$\frac{Q \text{ Août}}{Q \text{ moyen 1971 et 1972}} = 70 \%$$

ce qui nous donne un débit annuel de : $Q = 26 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{an}$.
Il est équivalent à une lame d'eau de 200 mm ou encore à 25 % des précipitations de l'année 1972 dans la région, sans tenir compte des pertes occultes.

Il semblerait qu'il y ait une alimentation des sources à l'amont du bassin, ce qui est probable puisque le site se trouve dans la zone de suintement de la Vallée du Rhône. D'autre part, Ch. CHOQUET (Thèse de 3ème Cycle 1972) estime une infiltration de 10 % de la pluviométrie annuelle pour cette même vallée.

10. En ce qui concerne la corrélation entre les variations du débit des cours d'eau à proximité d'un glissement et la pression interstitielle de l'eau sur le site, nous avons cherché cette corrélation pour 1969 entre la pression interstitielle du glissement de L... et le débit du cours d'eau voisin. Son bassin versant a une superficie de 183 km² et l'altitude de la station de mesure est de 369,40 m (N.G.F.). Cette corrélation est présentée sur la figure VI-24, de même que la pluviométrie de la station G... puisque la station du glissement de L... n'était pas en service en 1969. (Le déplacement des témoins 51, 52 et 53, pour cette même année, est porté sur la même figure).

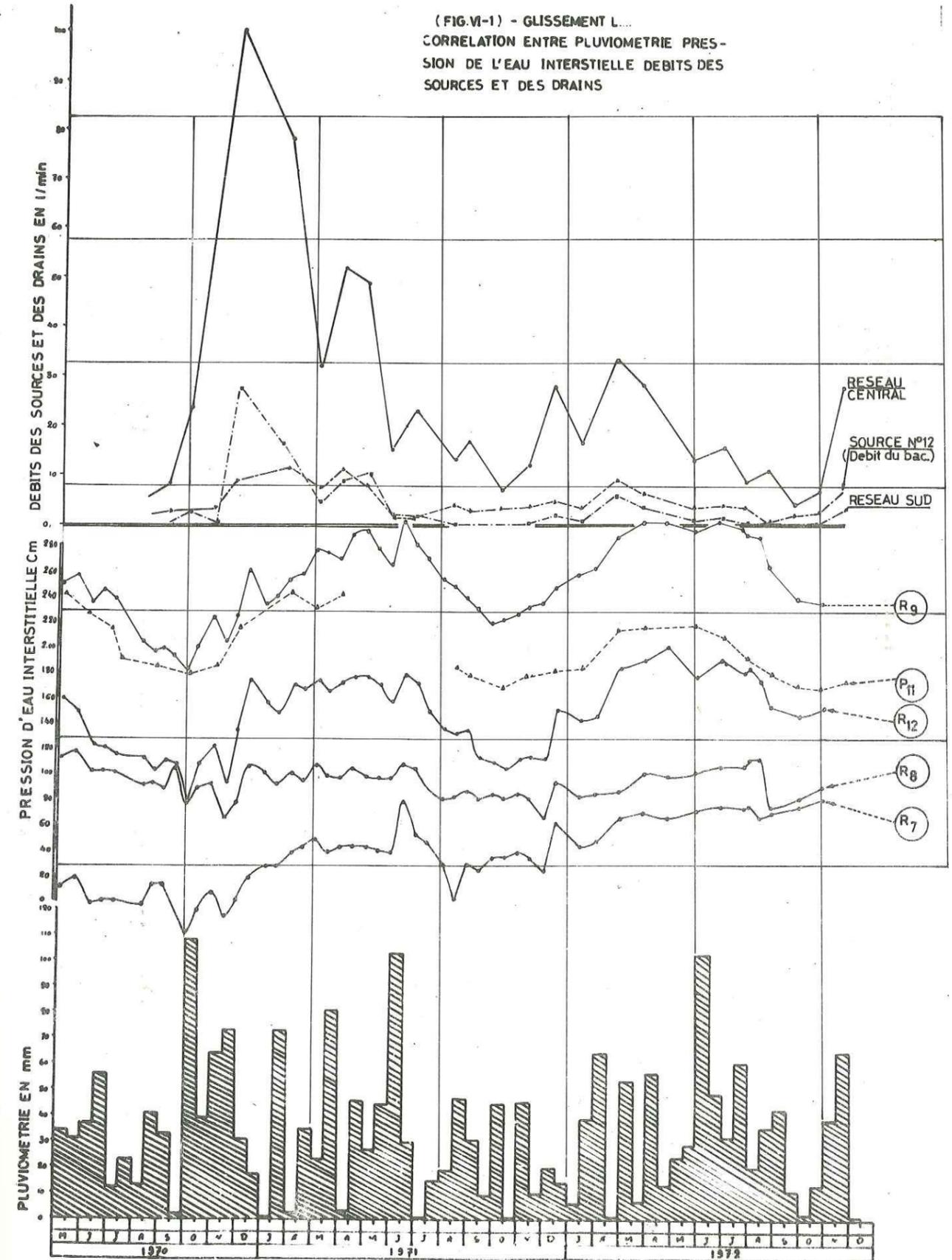
Ajoutons qu'il est nécessaire de poursuivre toutes les observations régulières (piézomètres et capteurs, tubes de déformation, débits des drains, pluviométrie, déplacements) au moins pendant une année.

Nos propres expériences avec les matériels laser et Distomat avaient pour but de juger de l'efficacité de ces deux types d'appareillages pour la mesure des déplacements de terrain. Ici encore, les déplacements pratiquement nuls n'ont pas permis de tirer toutes les conclusions souhaitées. Néanmoins, il a été clairement établi que la précision obtenue par le Distomat (1 cm) est bien meilleure qu'avec le laser d'alignement (3 cm) et ceci dans des conditions d'installation à peu près identiques, c'est-à-dire appareillages placés sur des piliers en béton et sous abri. Le déclenchement automatique des mesures et leur transmission est plus facile à réaliser avec le système laser, mais aucun dispositif de cette sorte n'existe sur le marché. Au contraire, il existe des télémètres infra-rouge ou à laser pour lesquels l'enregistrement des mesures est possible et dont la précision est un peu meilleure que le cm.

Tableau n° VI-6 - Débit du réseau de drainage et de la source n° 12 en l/mm

Mois	Réseau Nord			Réseau Central		Réseau Sud		Débit de la source (bac)		
	1970	1971	1972	1973	1971	1972	1971	1972	1971	1972
1	-	-	0,26	6,45	-	16,20	-	0,80	-	3,22
2	26,0	26,60	9,23	34,70	78,00	33,20	14,00	5,20	11,50	8,75
3	-	8,34	7,15		32,00	28,20	-	3,40	7,15	6,25
4	-	16,80	-		52,10	-	8,70	-	11,10	-
5	-	6,54	2,05		-	13,00	10,10	0,90	7,70	3,45
6	-	0,15	-		15,21	-	1,70	-	2,20	-
7	-	2,31	2,37		22,90	15,60	1,70	1,10	1,80	3,75
8	-	0,14	0,81		13,60	9,62	g.à g.	0,35	3,70	1,72
9	0,22	0,13	0,02		16,70	3,80	g.à g.	g.à g.	2,86	1,90
10	0,17	g.à g.	0,07		6,60	6,66	g.à g.	g.à g.	3,33	2,37
11	9	g.à g.	0,55		12,50	27,50	g.à g.	2,60	3,57	6,60
12	33	g.à g.			27,20	-	1,70	-	4,55	-
Moyennes annuelles		5,54	2,5		27,68	17,08	3,79	1,59	5,4	4,03

La reconnaissance hydrogéologique par la méthode électrique a permis de mettre en évidence une zone d'arrivée préférentielle de l'eau sur le glissement. Malheureusement, cette zone est assez profonde, ce qui interdit des captages par drains subhorizontaux ou par tranchées. Il paraît cependant utile de réaliser une prospection complémentaire au Sud-Ouest du glissement pour rechercher une possibilité d'intervention un peu plus à l'extérieur du glissement. Ceci permettra de préciser quelles sont les conditions les plus favorables pour réaliser un drainage. Mais la décision de la réalisation ne pourra être prise qu'après avoir jugé de l'efficacité du réseau de drainage existant.



(FIG. VI-2)-GLISSEMENT L....
CORRELATION ENTRE PLUVIOMETRIE MOYENNE JOURNALIERE LA PRESSION DE L'EAU INTERSTITIELLE LES DEBITS DES DRAINS ET LES SOURCES.

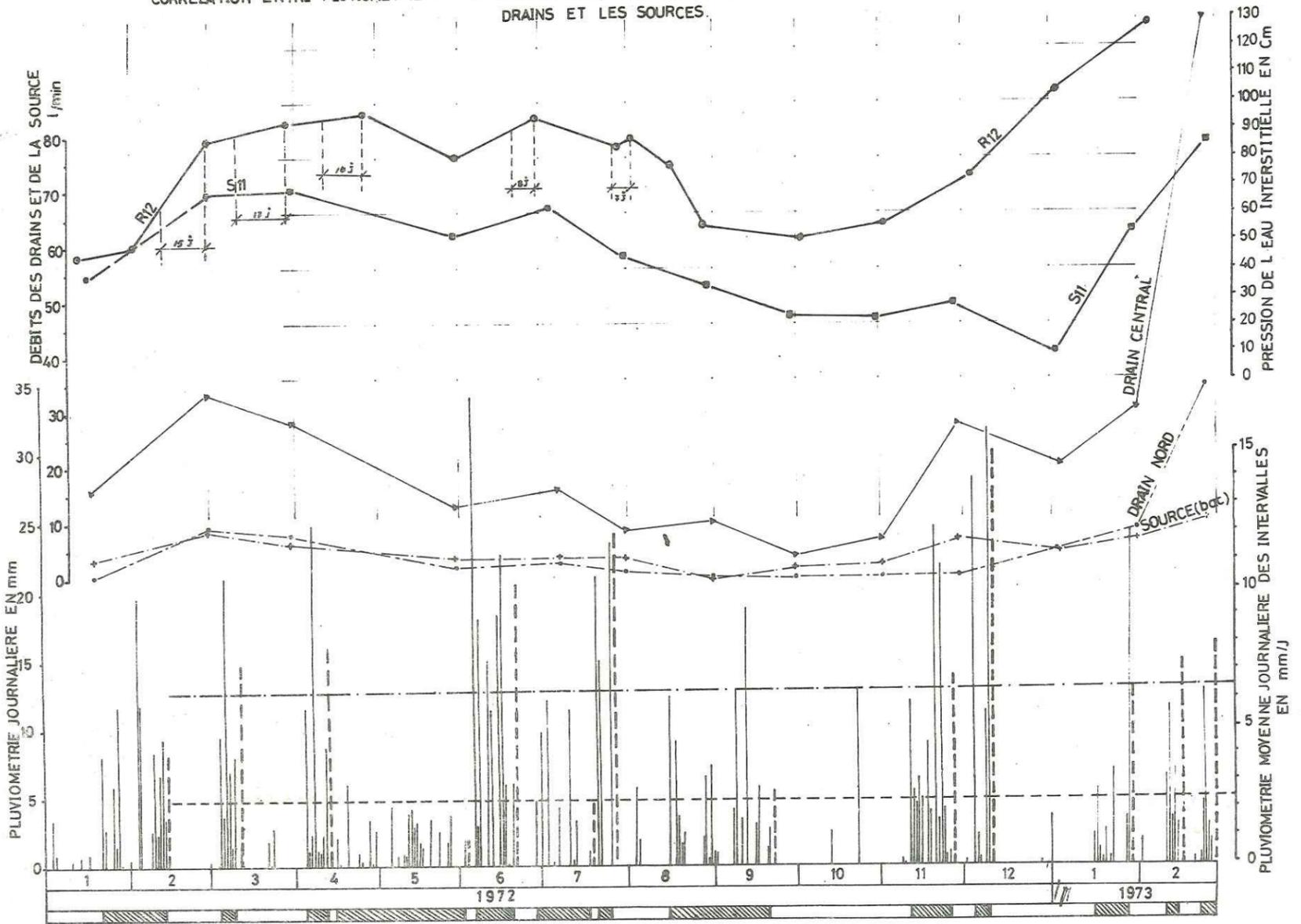
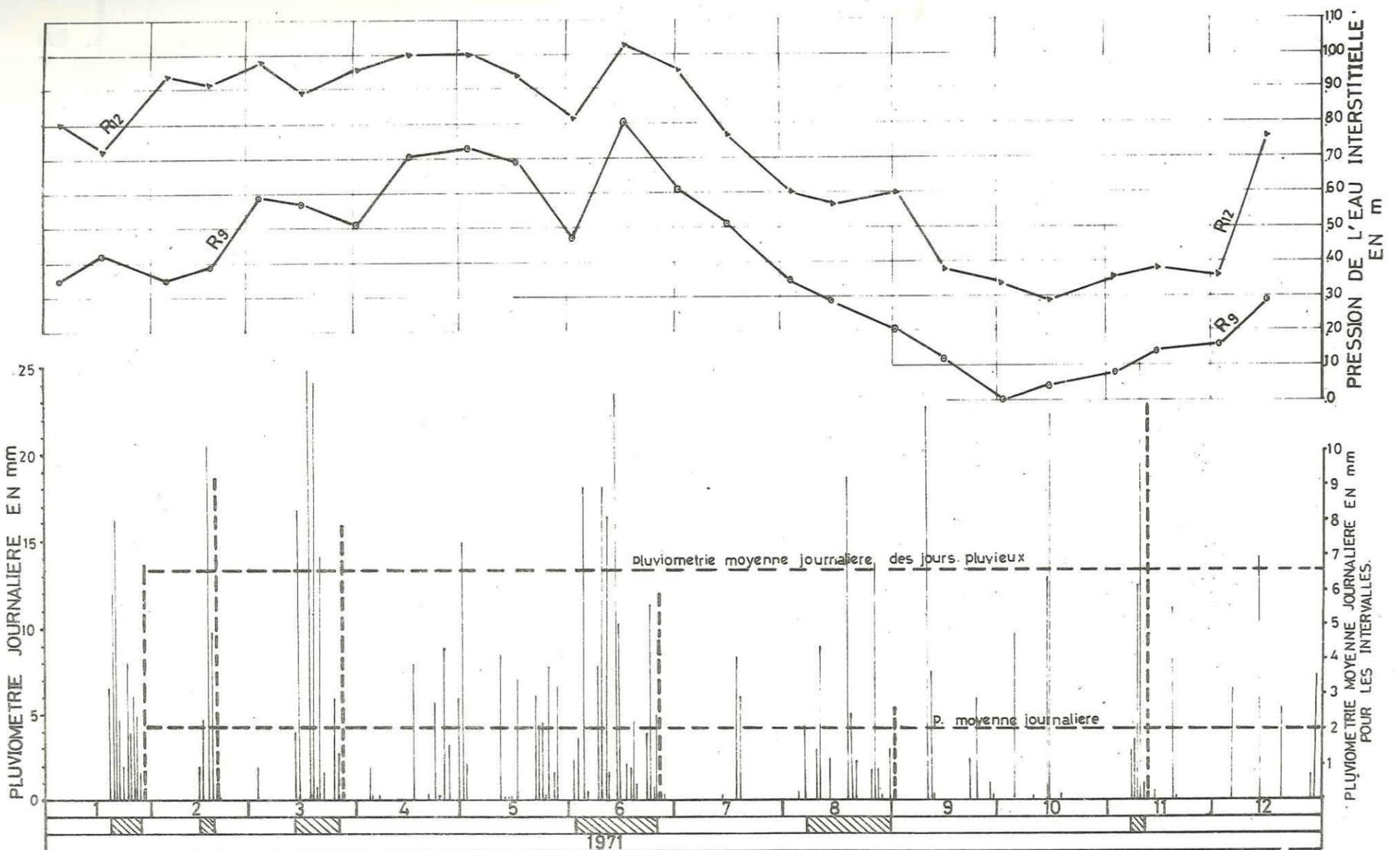
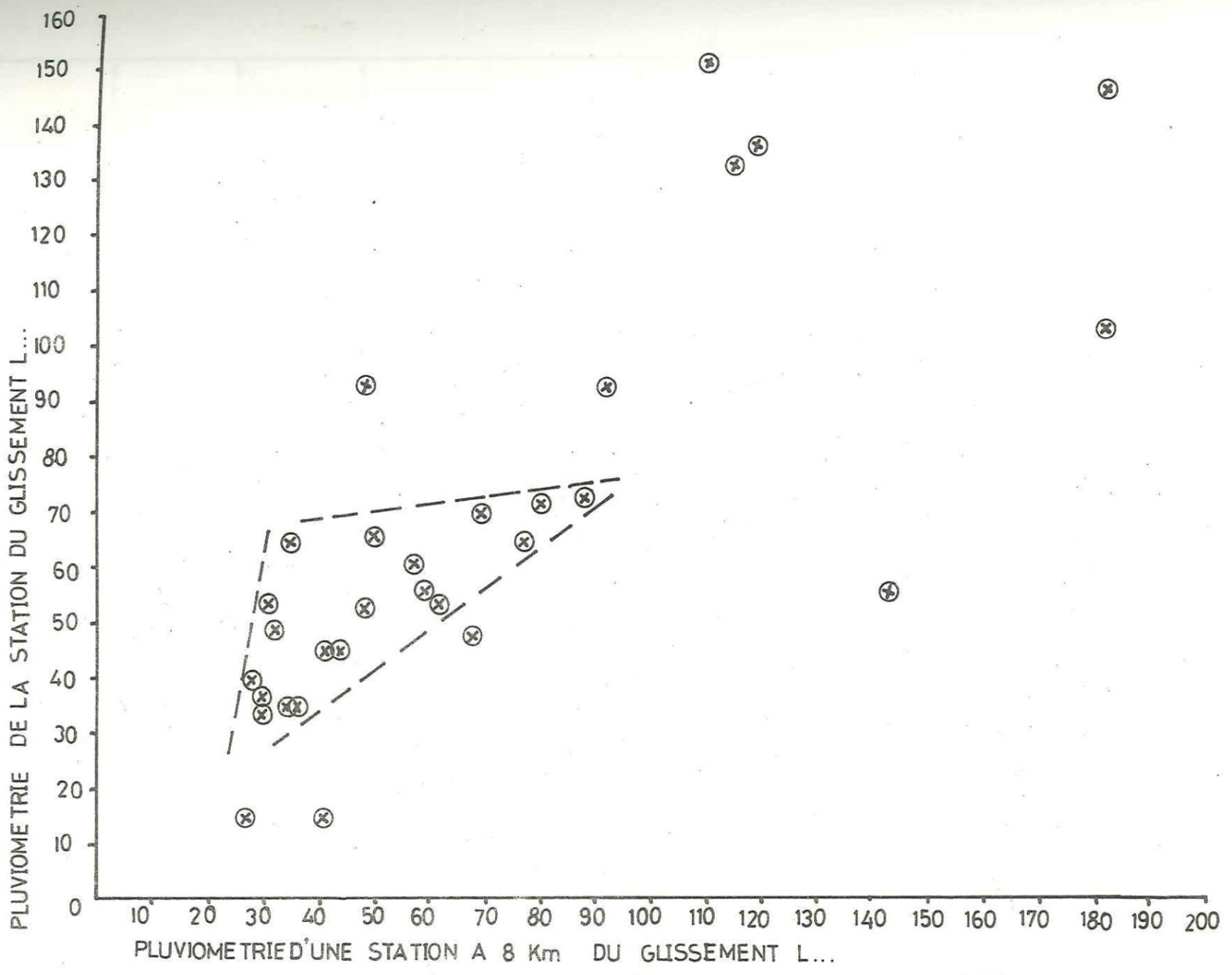


FIG. VI-2bis-GLISSEMENT L....
CORRELATION PLUVIOMETRIE MOYENNE JOURNALIERE ET LA PRESSION DE L'EAU INTERSTITIELLE.





(FIG VI-5) - CORRELATION ENTRE LES PLUVIOMETRIES ENREGISTREES AUX STATIONS DU G.L... ET G.A 8 Km DE G.L...

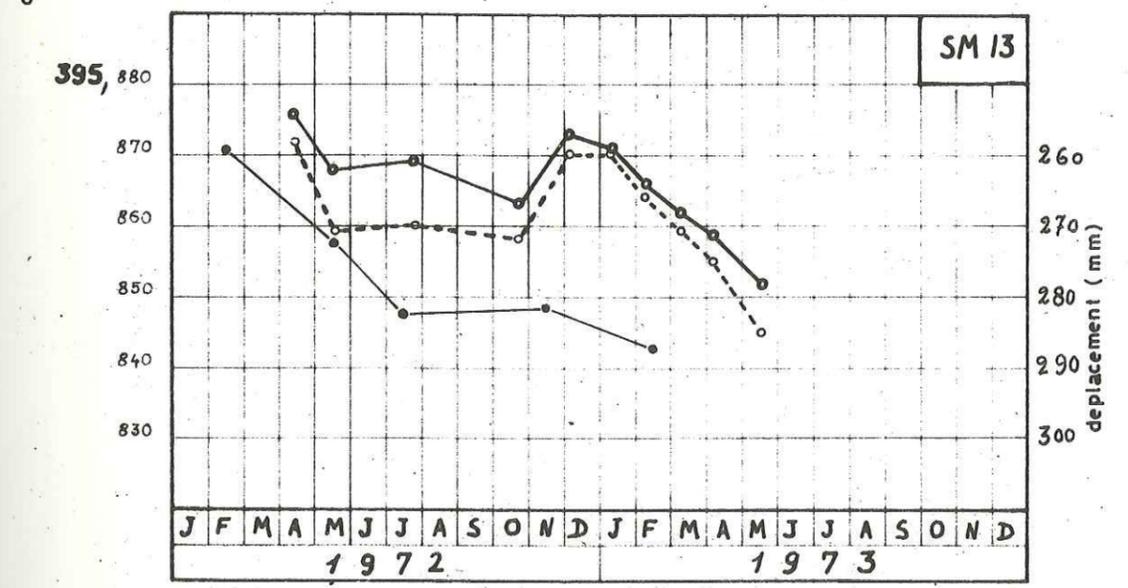
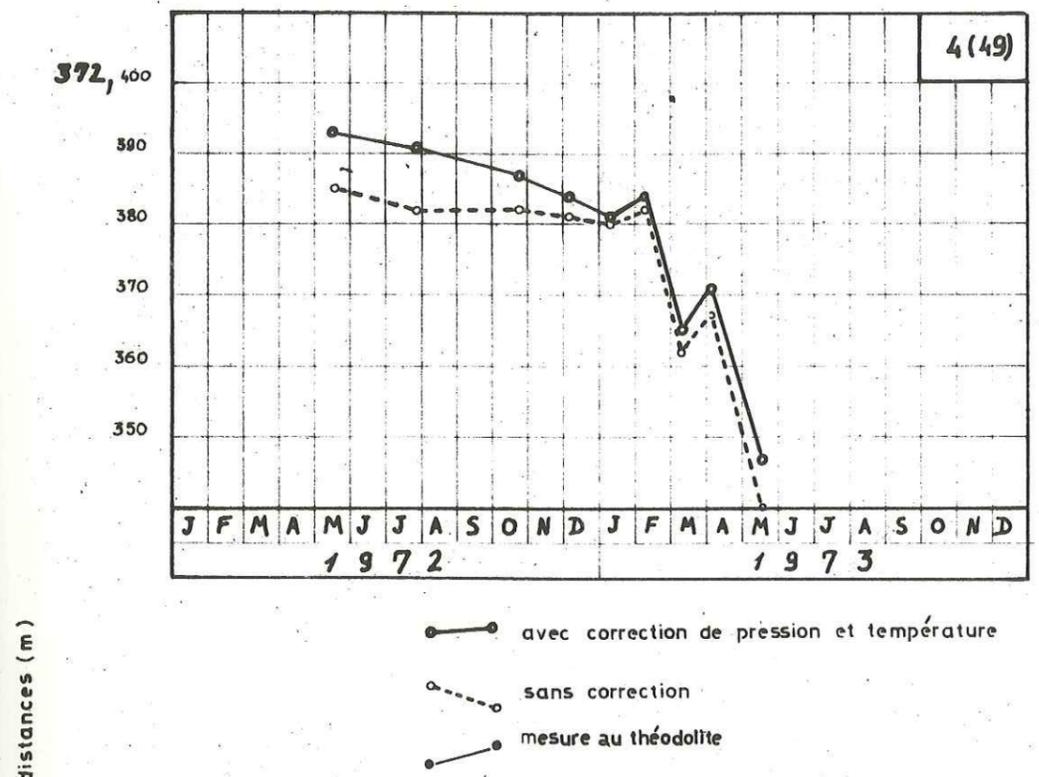
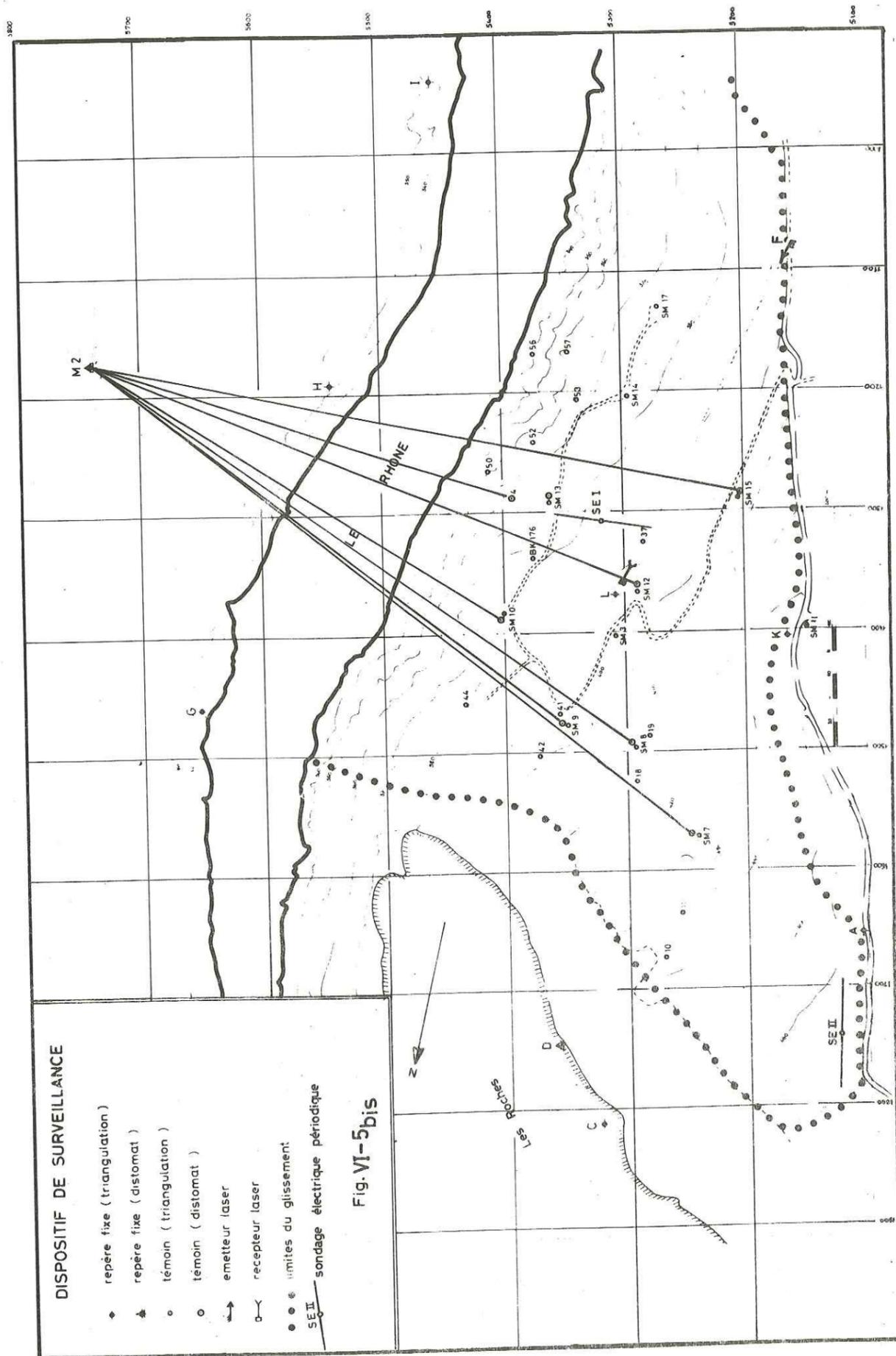


Fig. VI-G-Distances de M₂ aux témoins

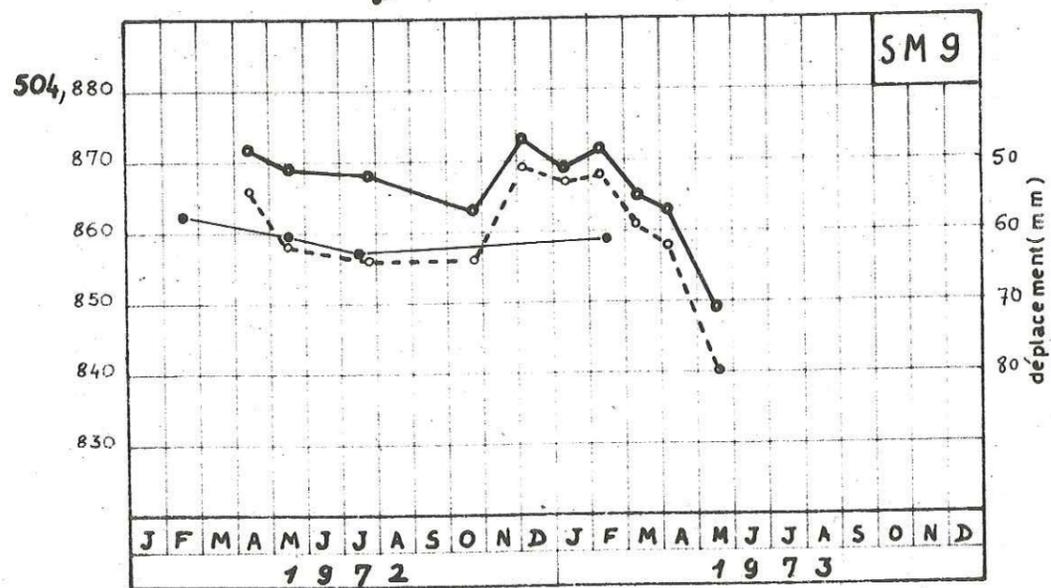
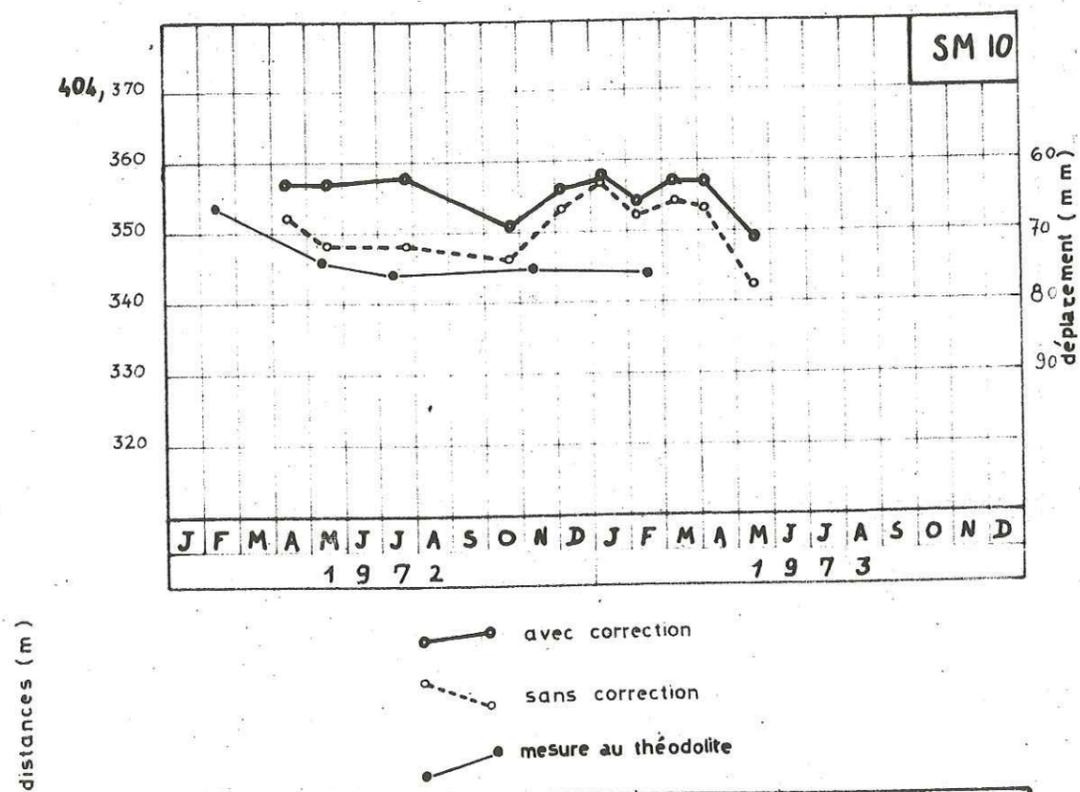


Fig. 7-Distances de M₂ aux témoins

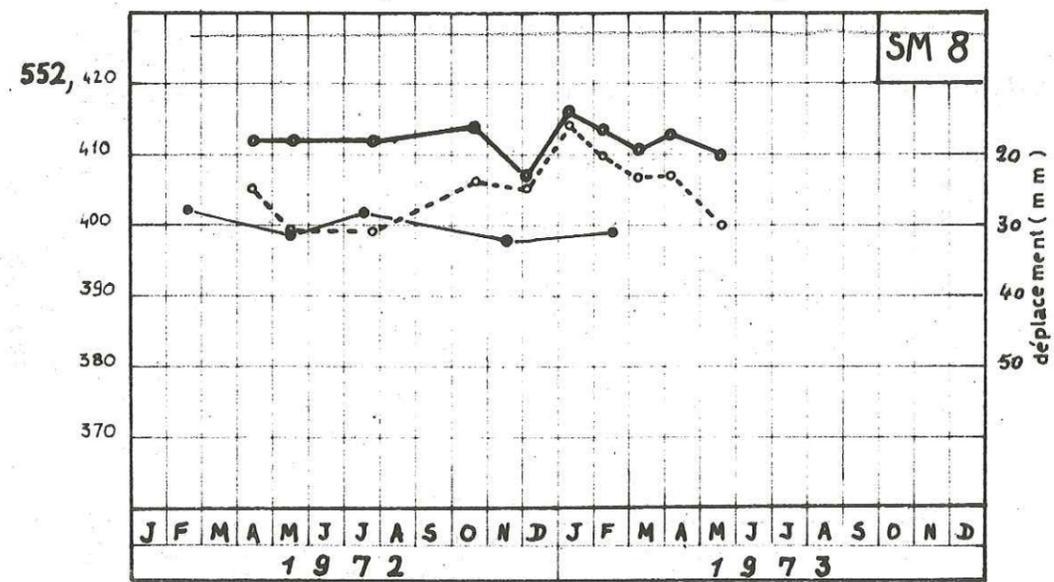
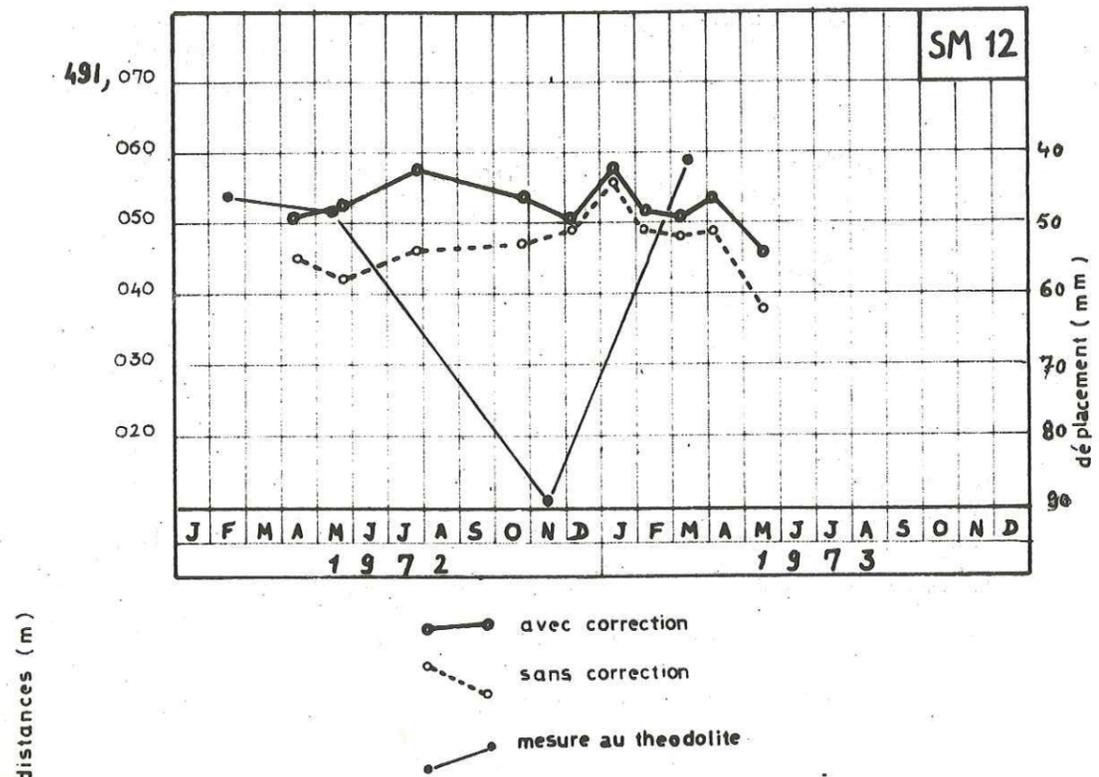
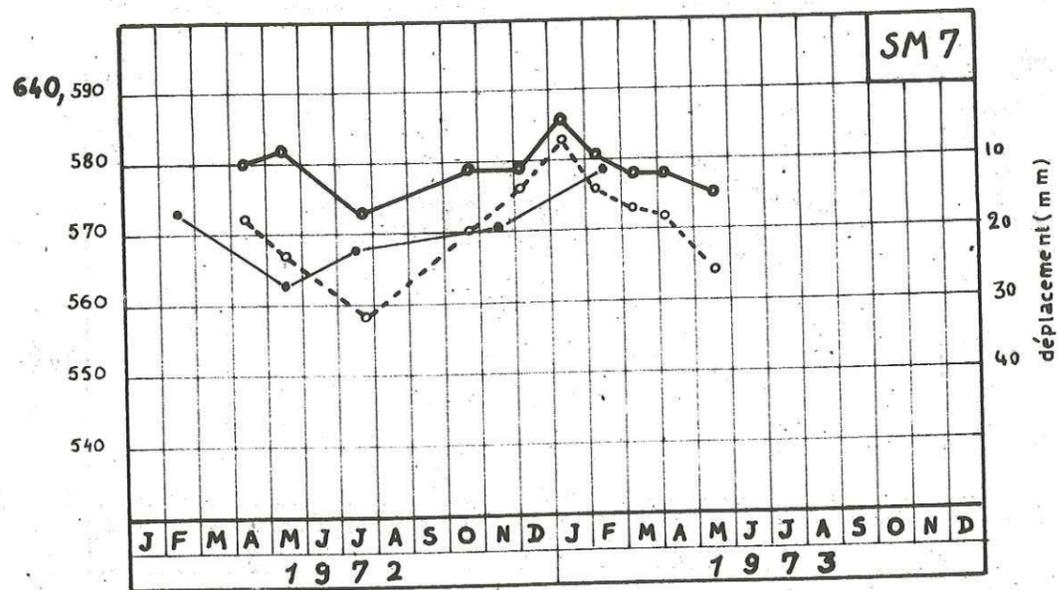


Fig. 8-Distances de M₂ aux témoins



distances (m)

- avec correction
- - -○- - sans correction
- mesure au théodolite

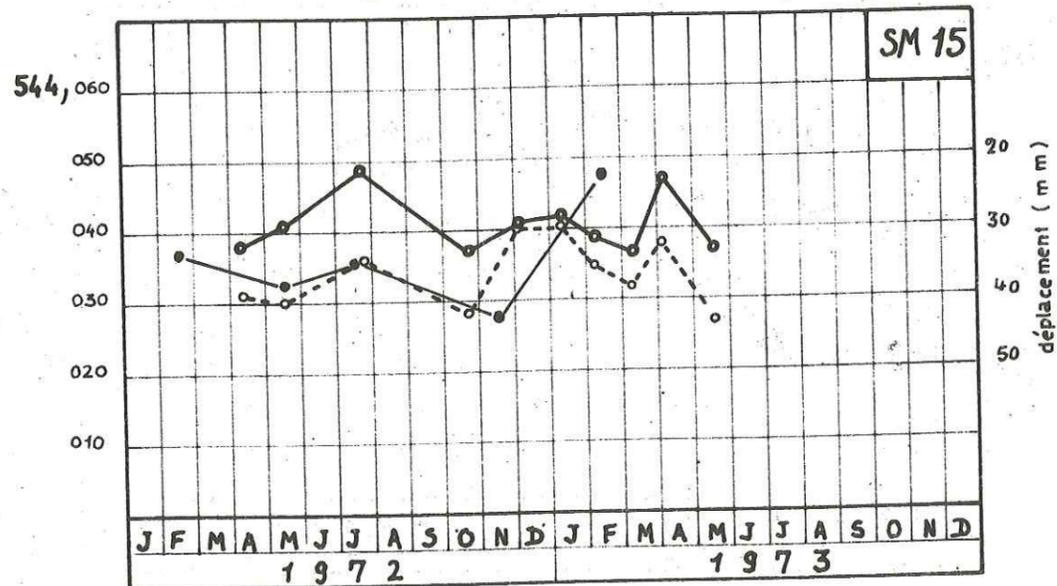
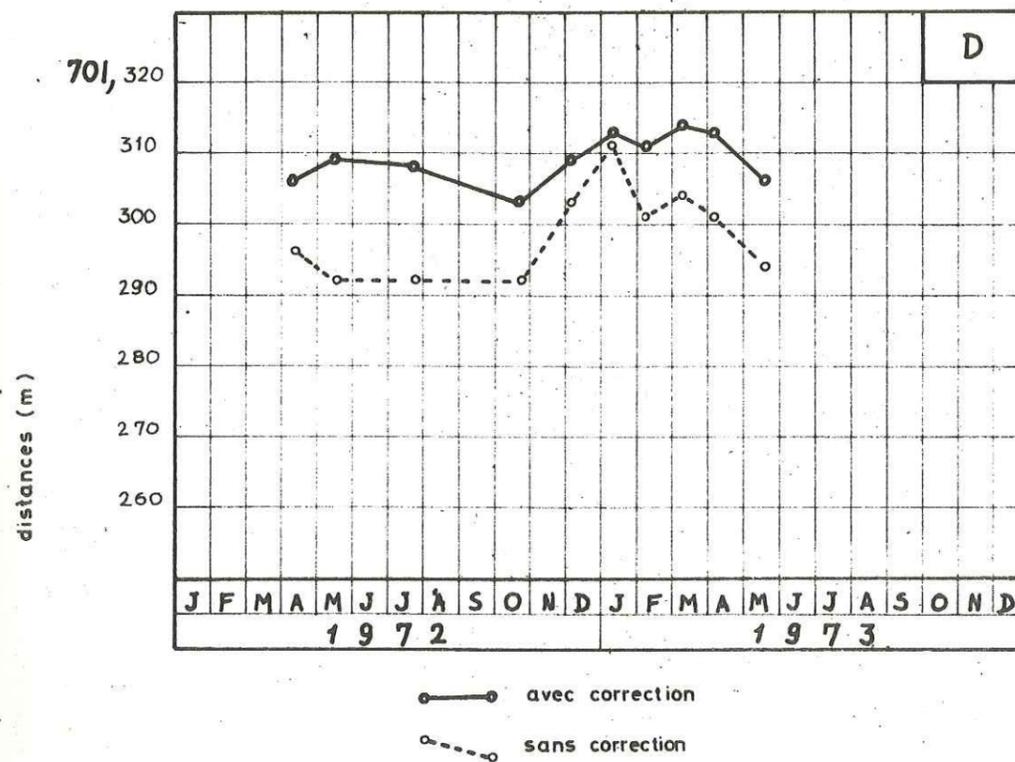
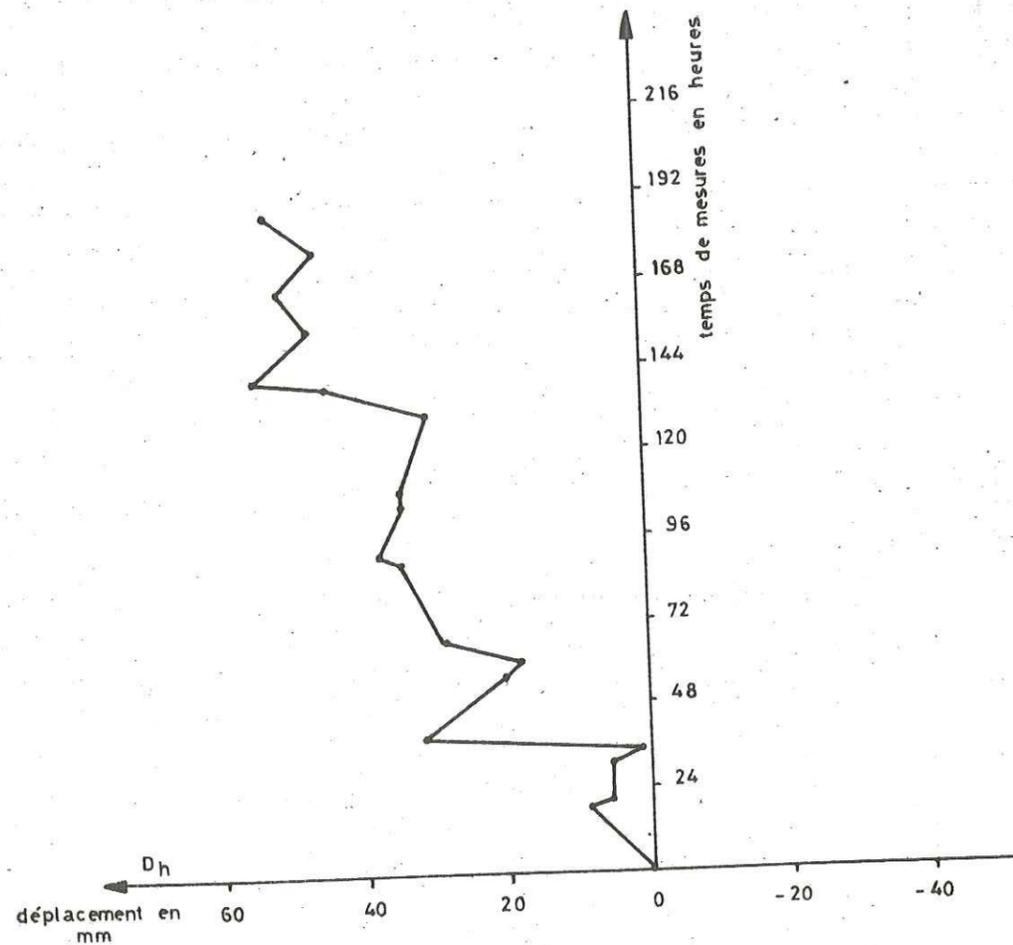


Fig 9-Distances de M₂ aux témoins

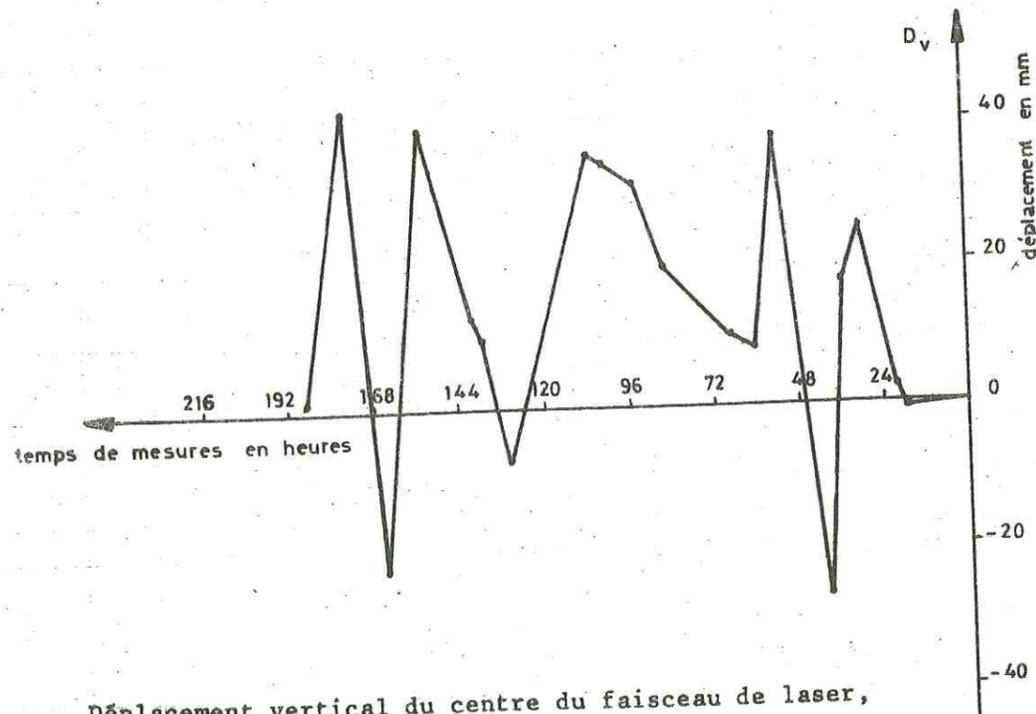


distances (m)

Fig 10-Distances de M₂ au repère fixe D



Déplacement horizontal du centre du faisceau de laser,
distance de mesure : 324,65 m



Déplacement vertical du centre du faisceau de laser,
distance : 324,65 m

Fig. VI-10bis

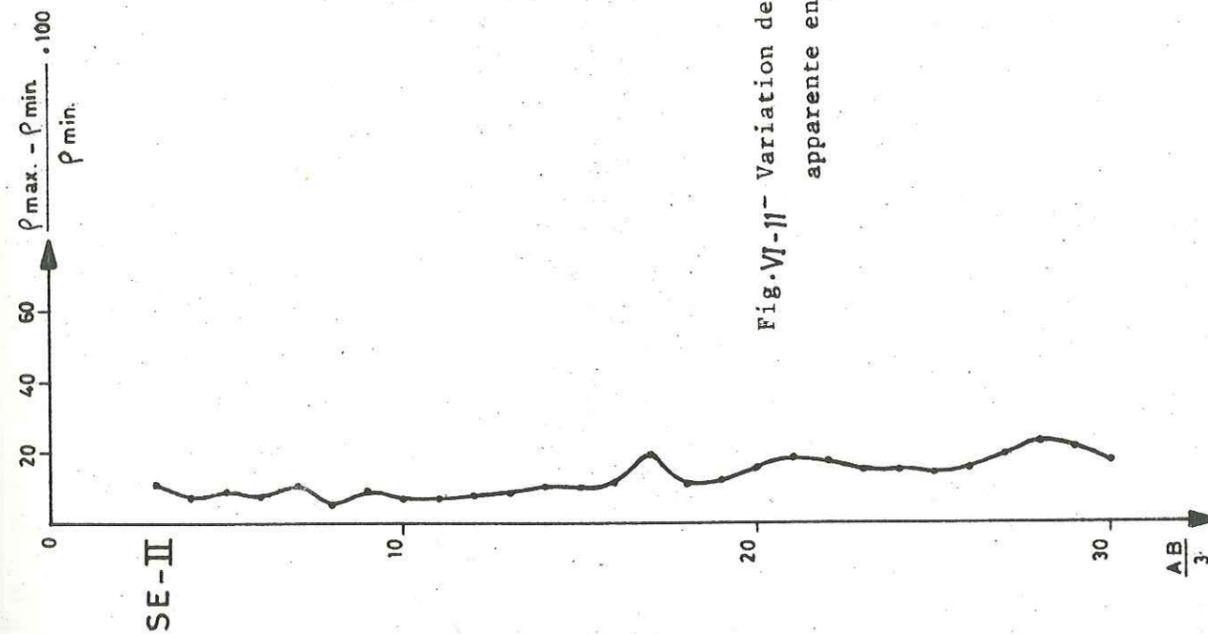
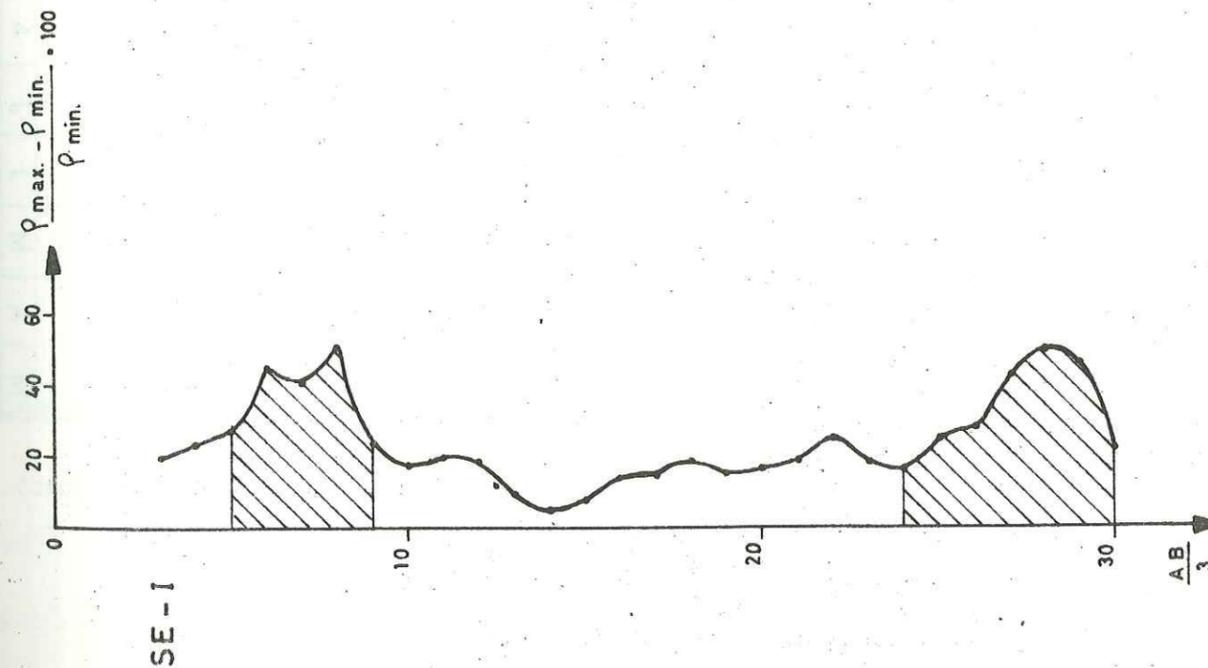


Fig. VI-11 - Variation de résistivité
apparente en fonction de $\frac{AB}{3}$



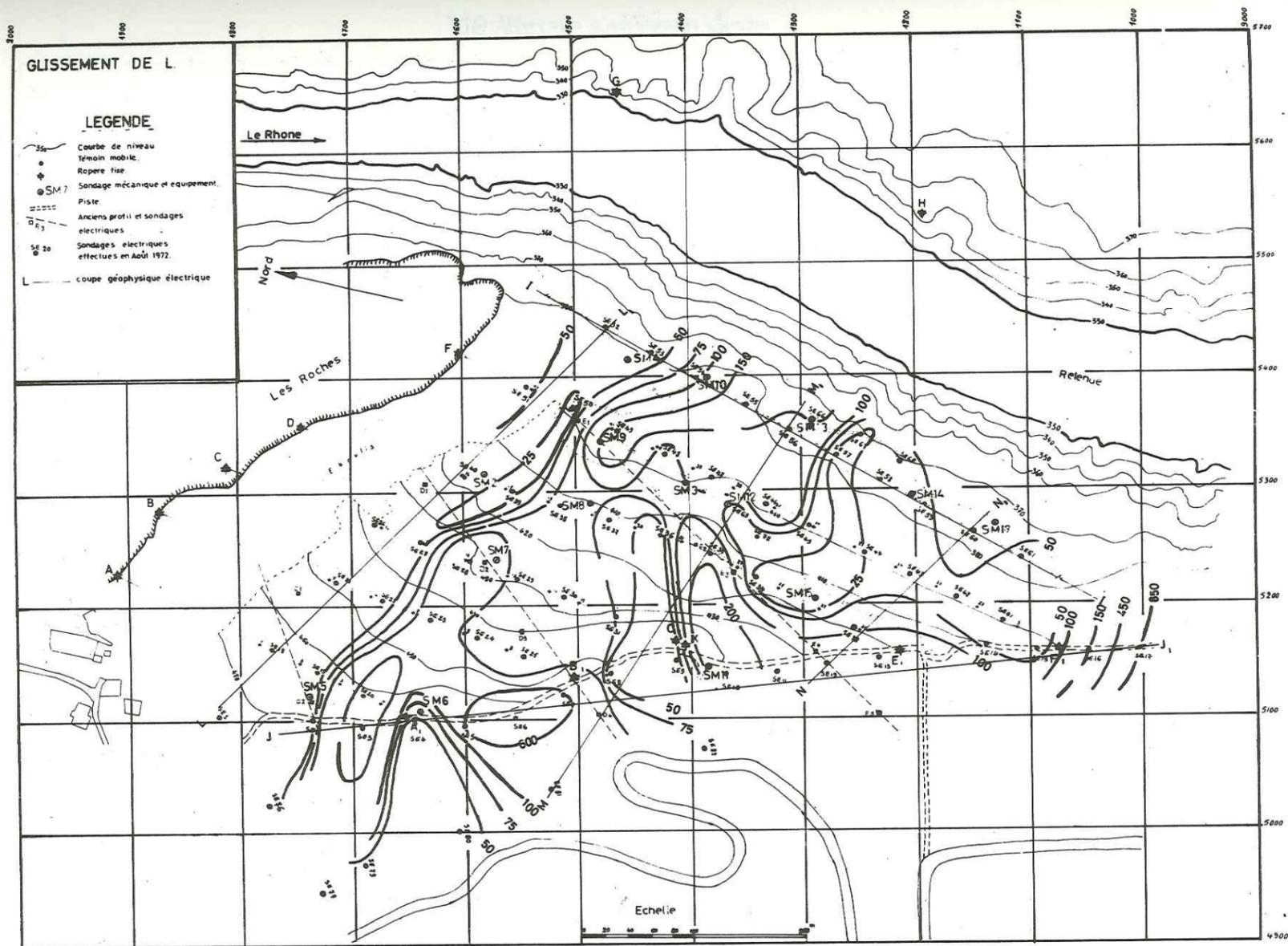
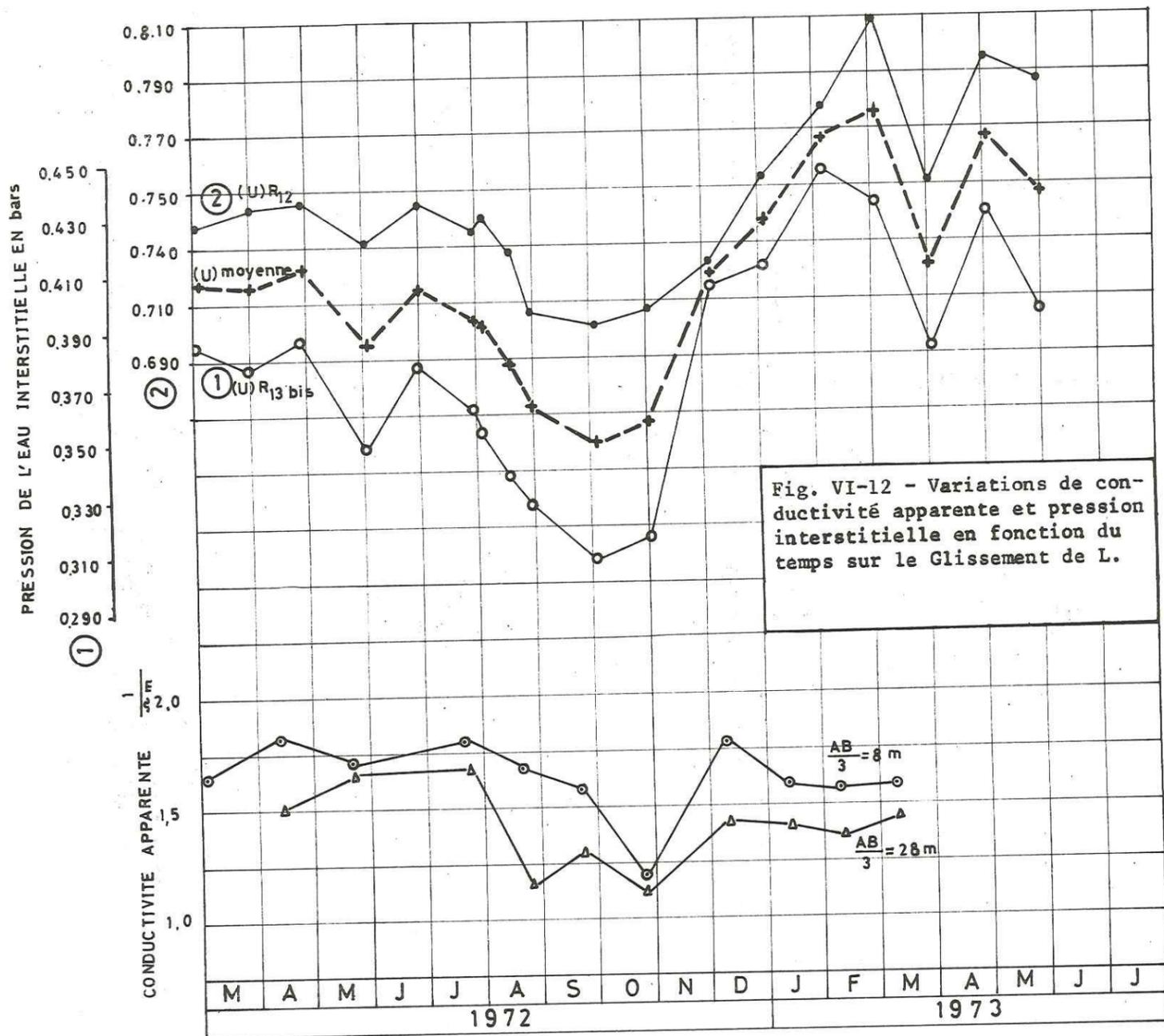


FIG-VI-13 - Carte d'isorésistivité $\frac{AB}{3} = 2m$

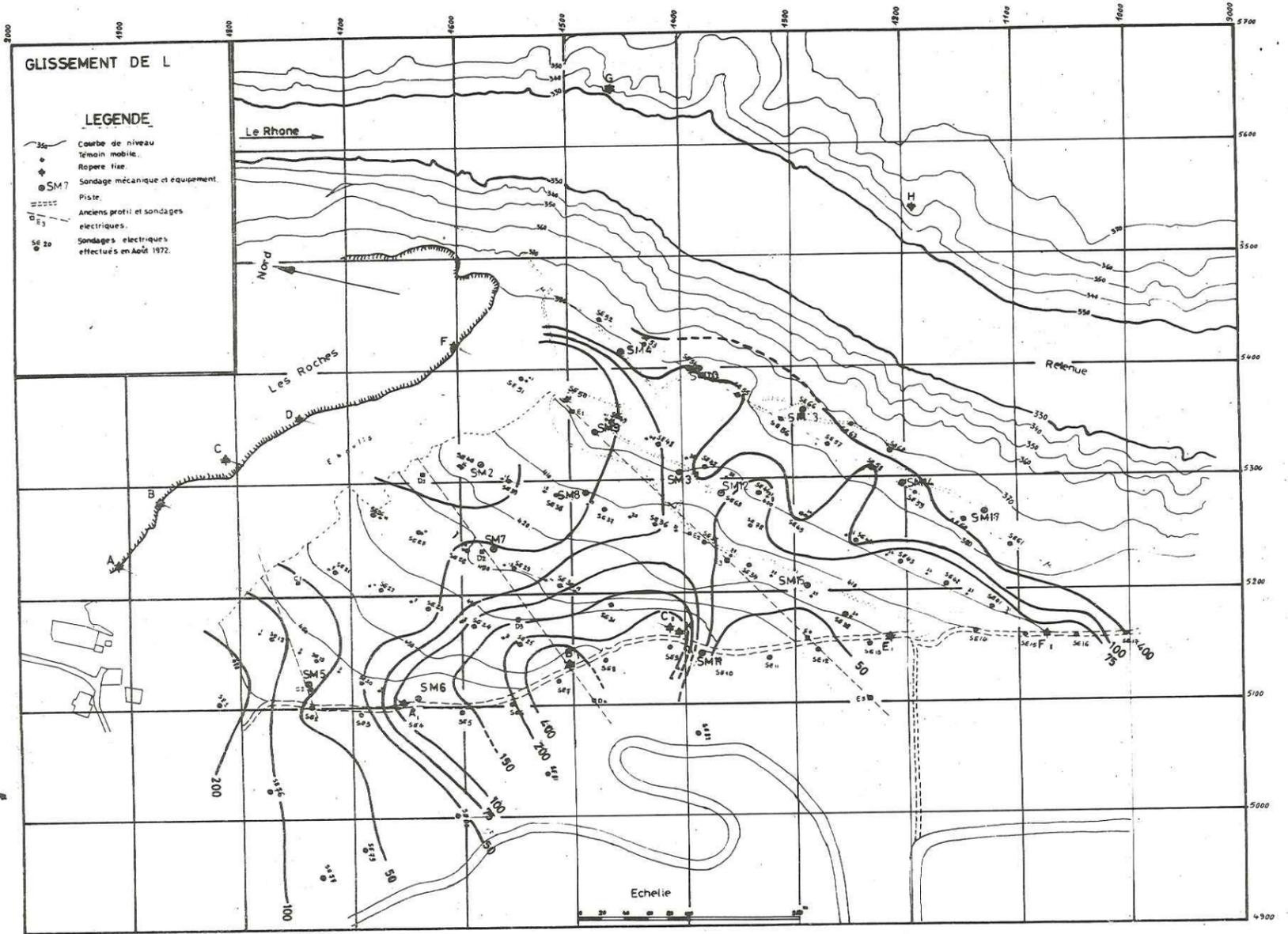


FIG. VI-4- Carte d'isoresistivité $\frac{AB}{3} = 15m$

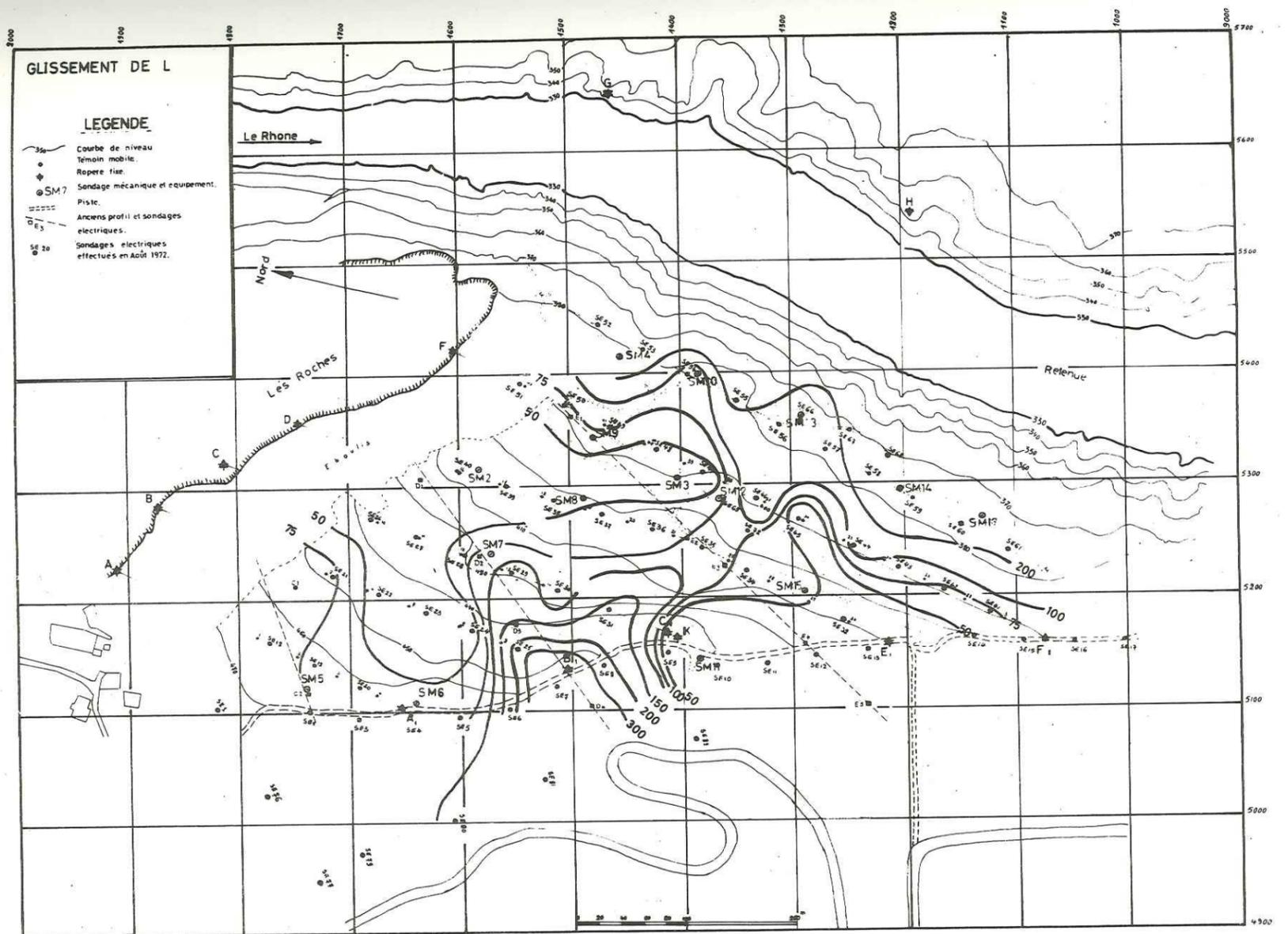


FIG. VI-15- Carte d'isoresistivité $\frac{AB}{3} = 20m$

ECHELLE



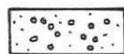
LEGENDE



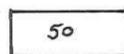
argile sableuse à galets et blocs



argile grise à passages sableux



graviers inférieurs et formation caillouteuse ancienne



50 résistivité électrique en ohm.m

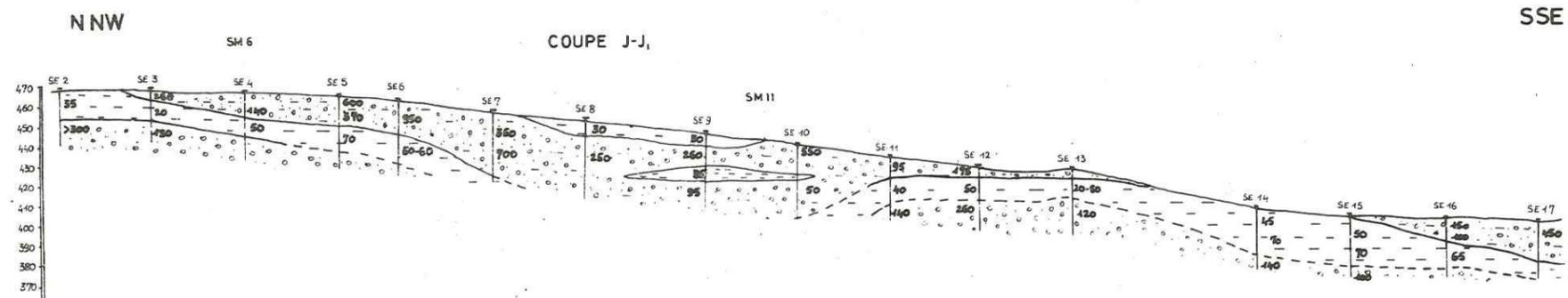
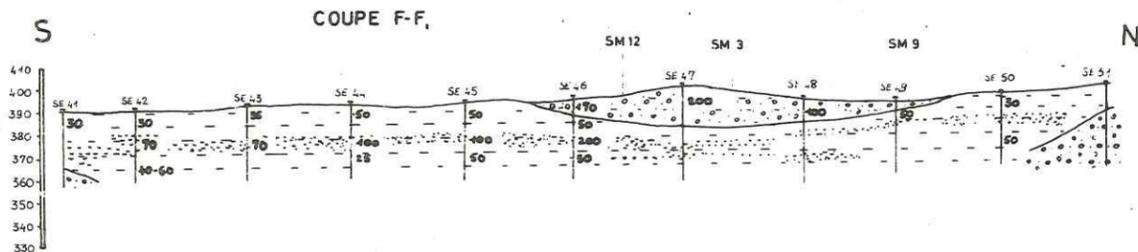
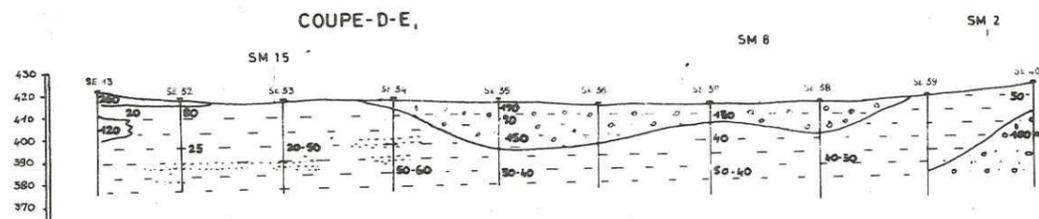
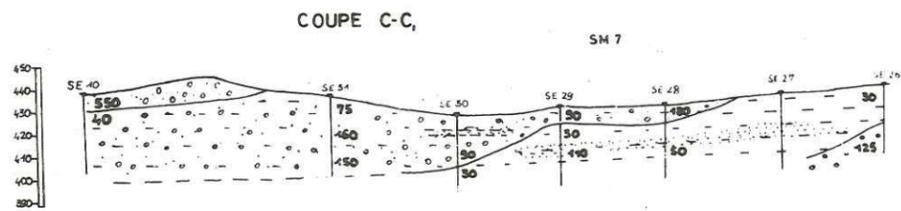
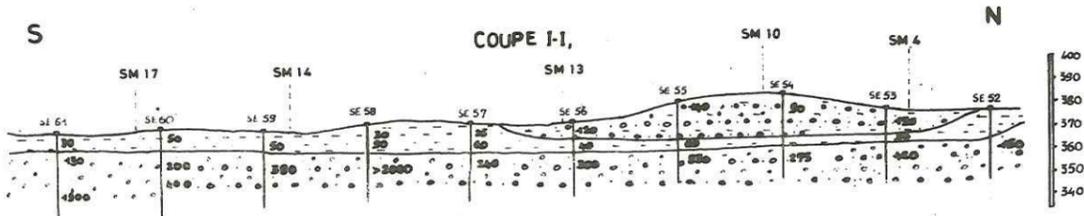
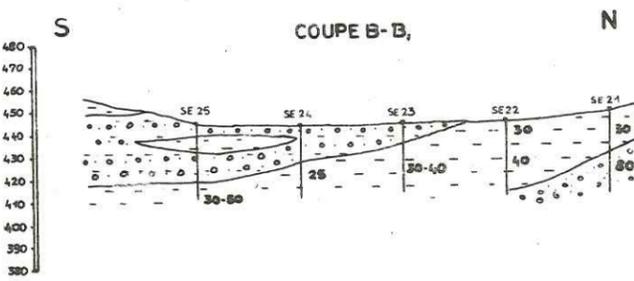
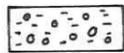


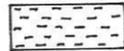
Fig. 16-Coupes géophysiques électriques interprétées G...L...



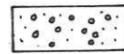
LEGENDE



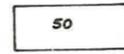
argile sableuse à galets et blocs



argile grise à passages sableux



graviers inférieurs et formation caillouteuse ancienne



50 résistivité électrique en ohm.m

ECHELLE



Fig. 16-bis - Coupes géophysiques électriques interprétées G...L...

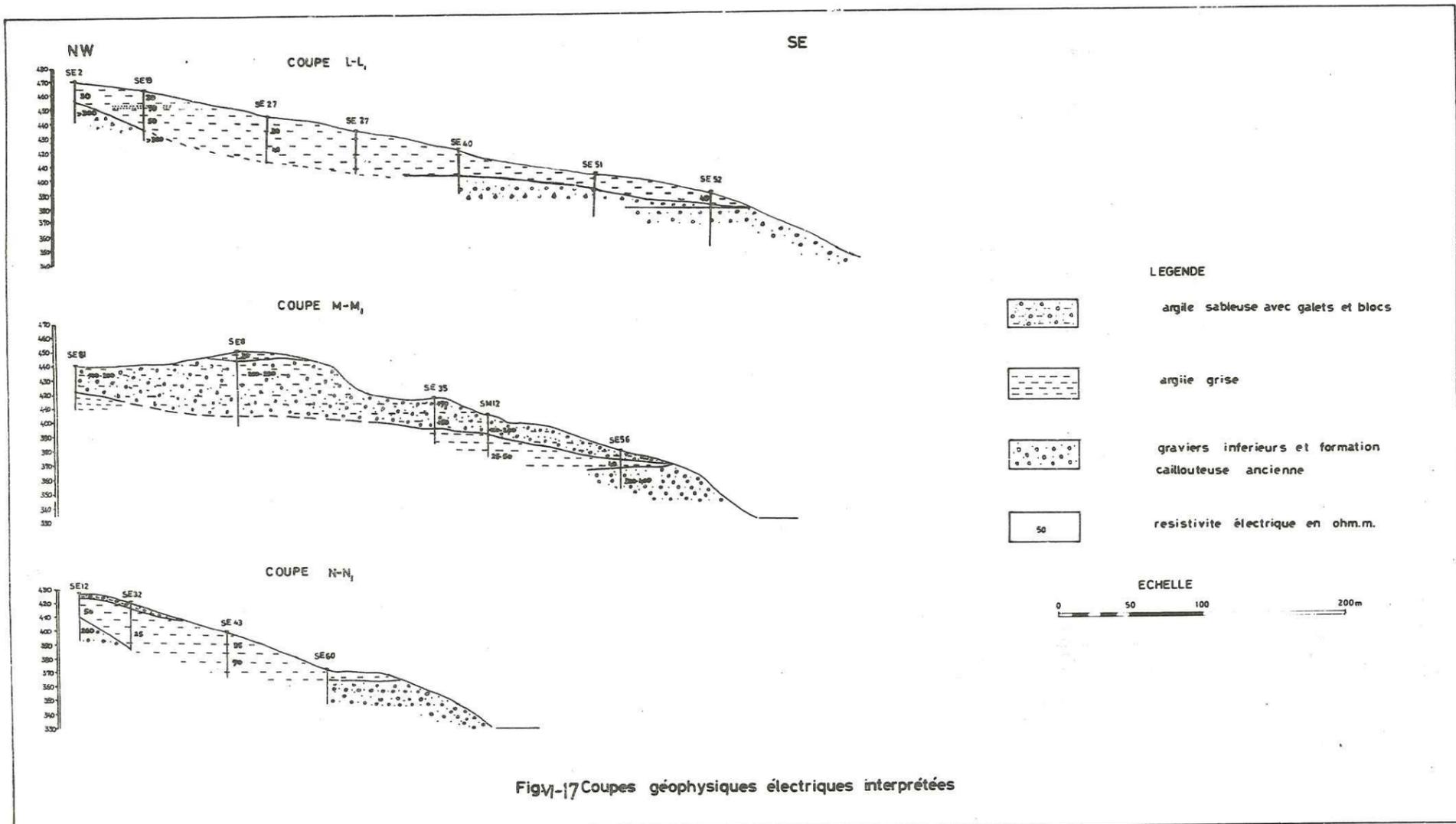


Fig. 17 Coupes géophysiques électriques interprétées

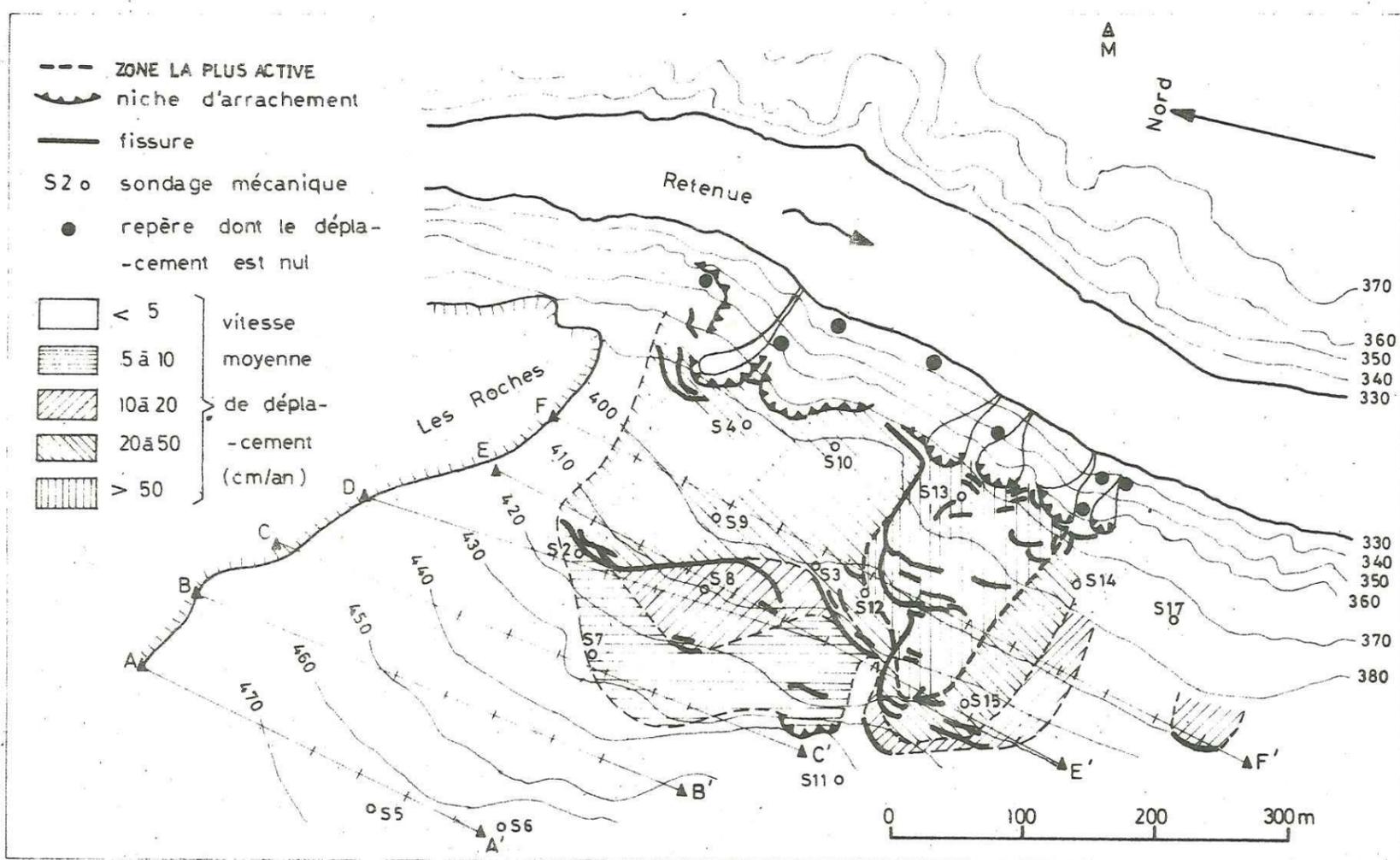


FIG. 18 - PLAN DU TERRAIN INSTABLE DU GLISSEMENT L... ZONES DE MEME DEPLACEMENT.

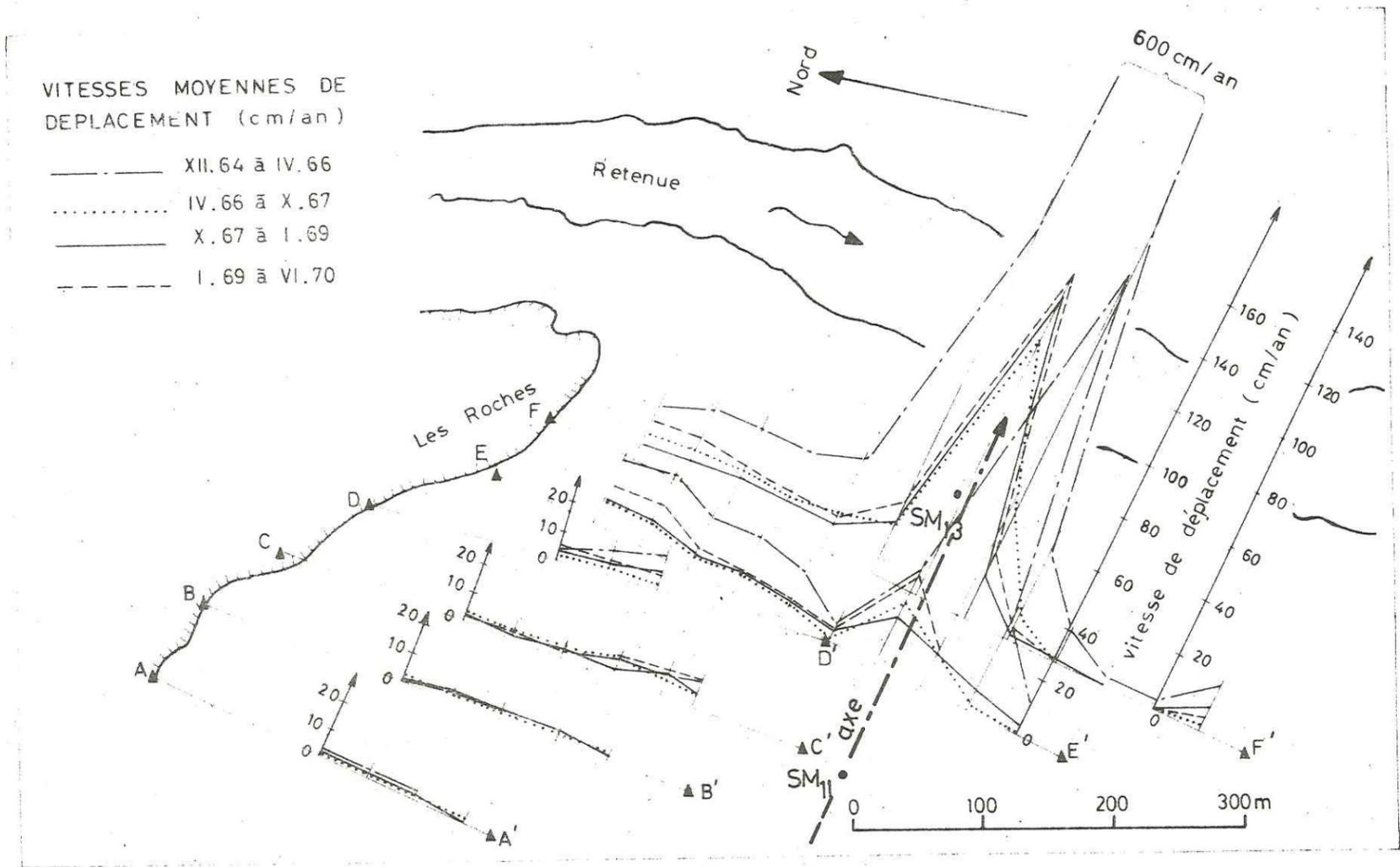
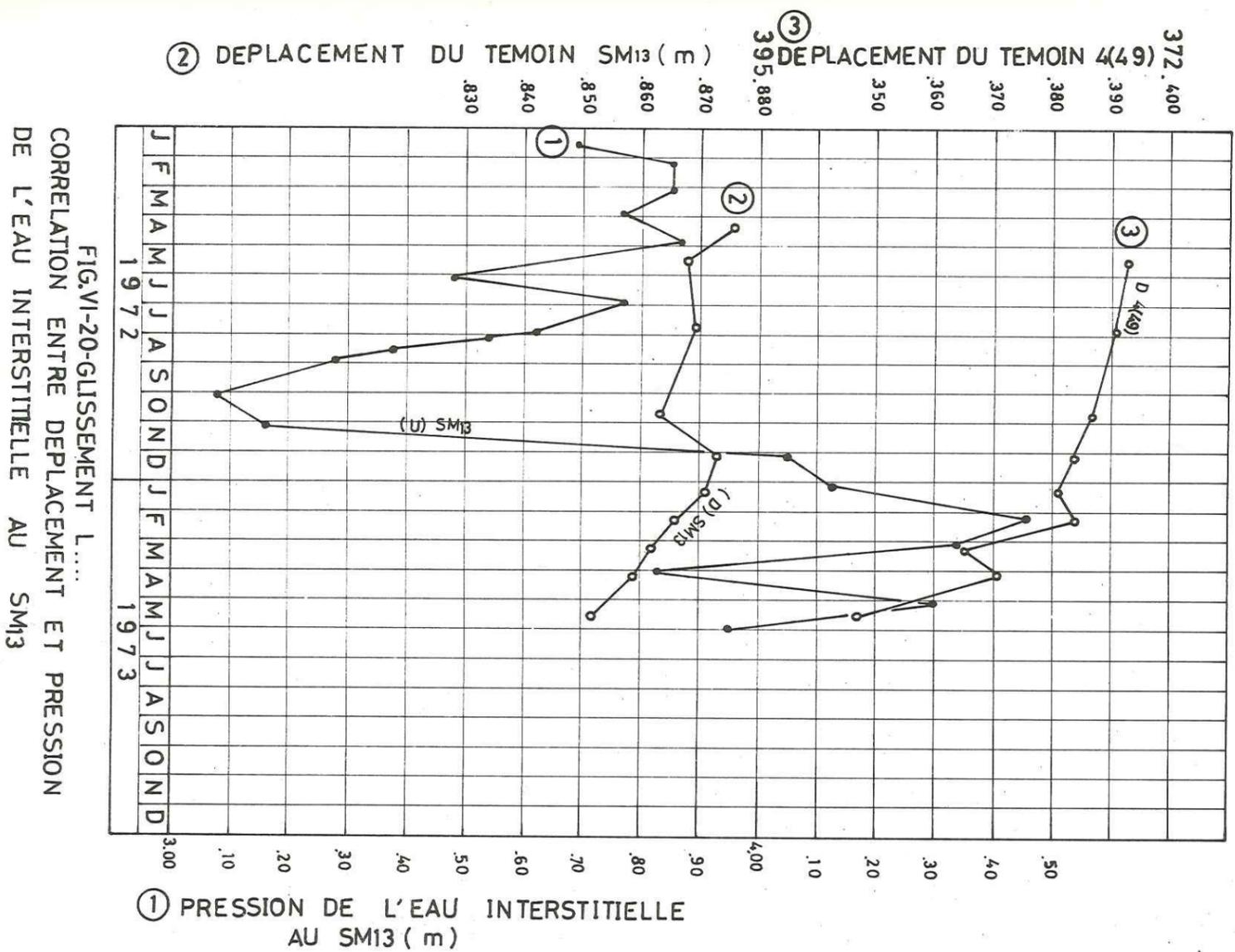


FIG.VI-19-PROFILS DES VITESSES DE FLUAGE DU G. L...
AXE DE LA ZONE LA PLUS ACTIVE



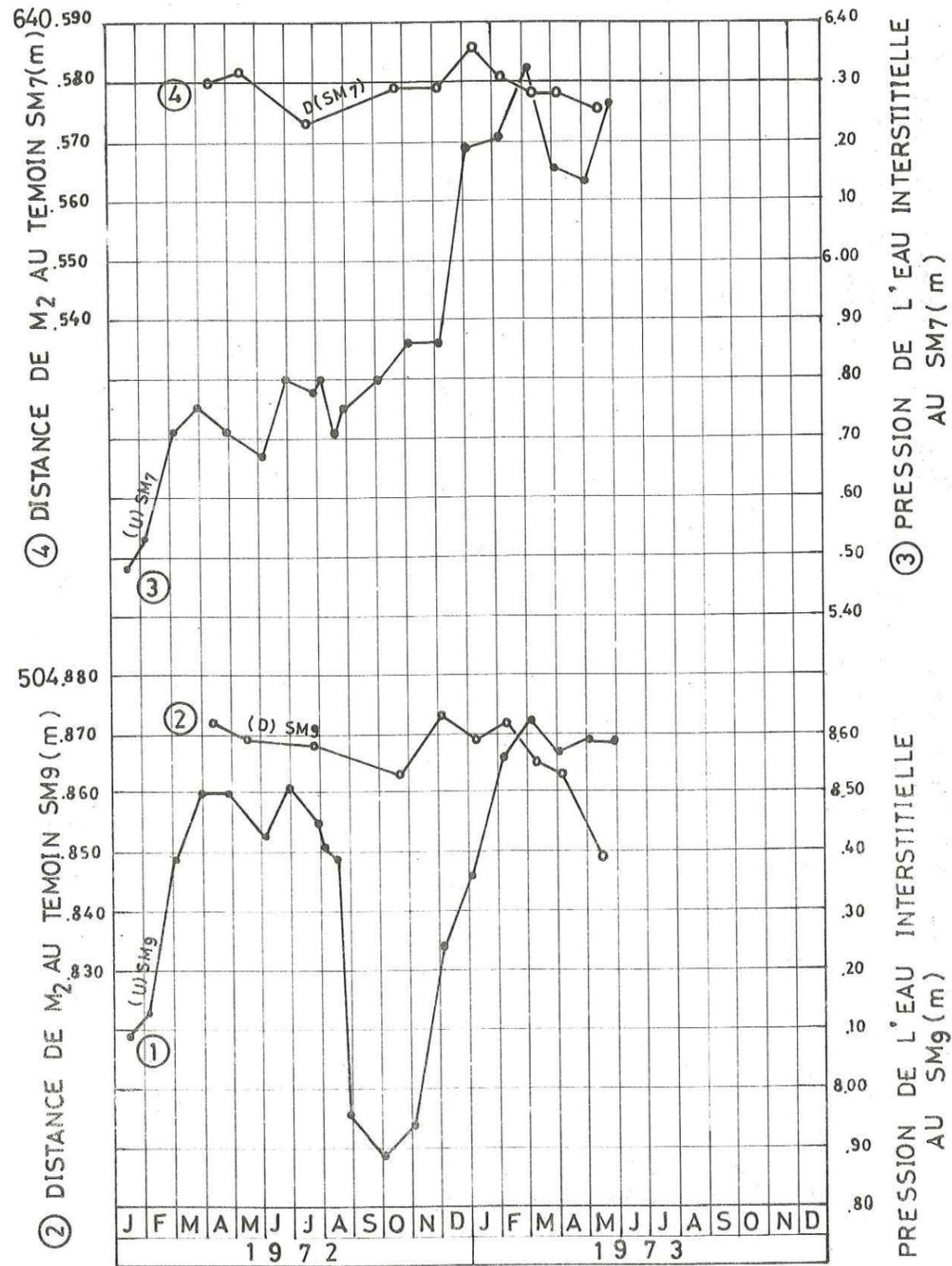


FIG.VI-21-GLISSEMENT L...
CORRELATION ENTRE DEPLACEMENT ET PRES-
SION DE L'EAU INTERSTITIELLE AUX SM7 ET SM9

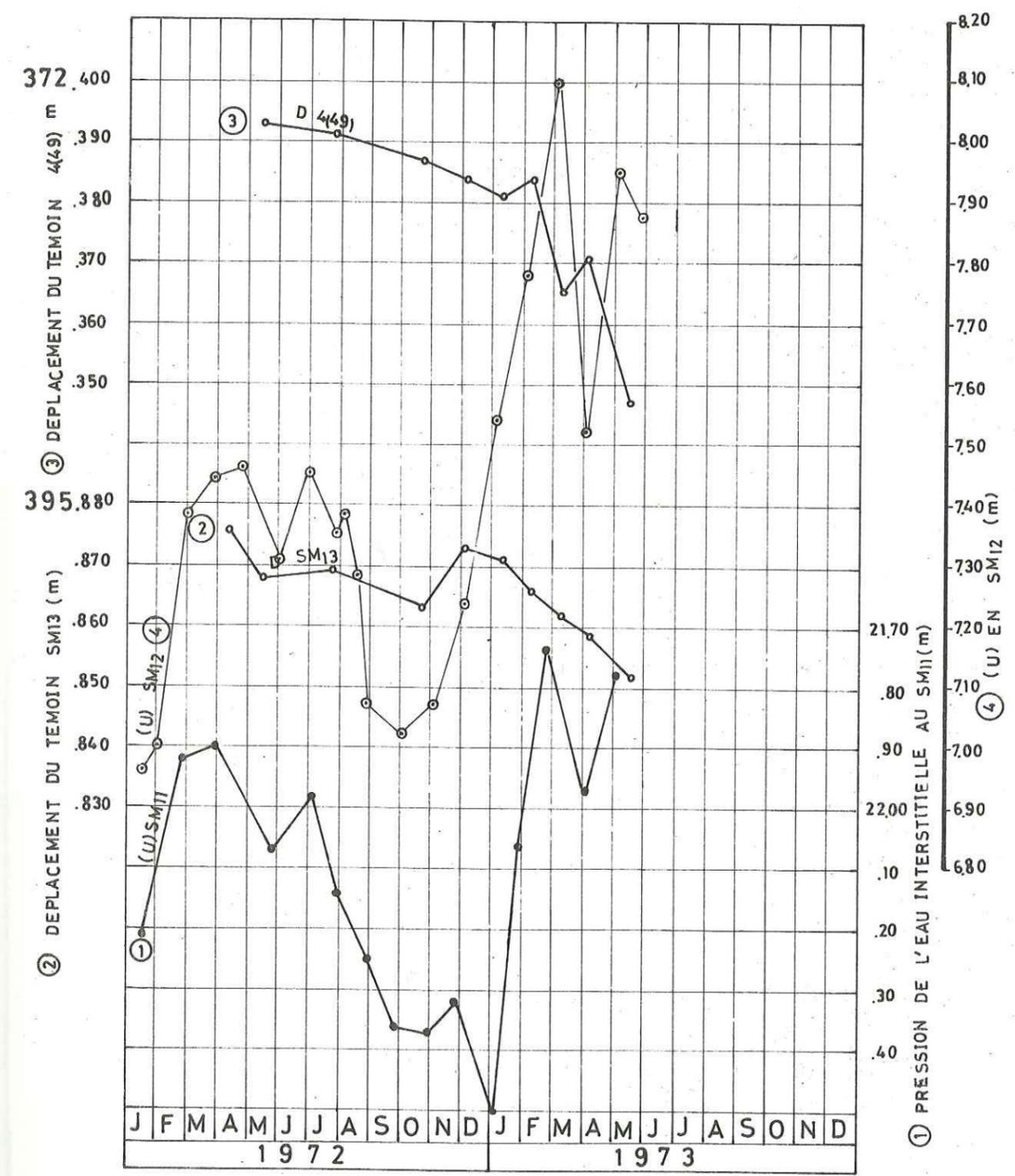


FIG.VI-22-GLISSEMENT DE L...
CORRELATION ENTRE DEPLACEMENT ET PRES-
SION DE L'EAU INTERSTITIELLE AU SM₁₁ ET SM₁₂

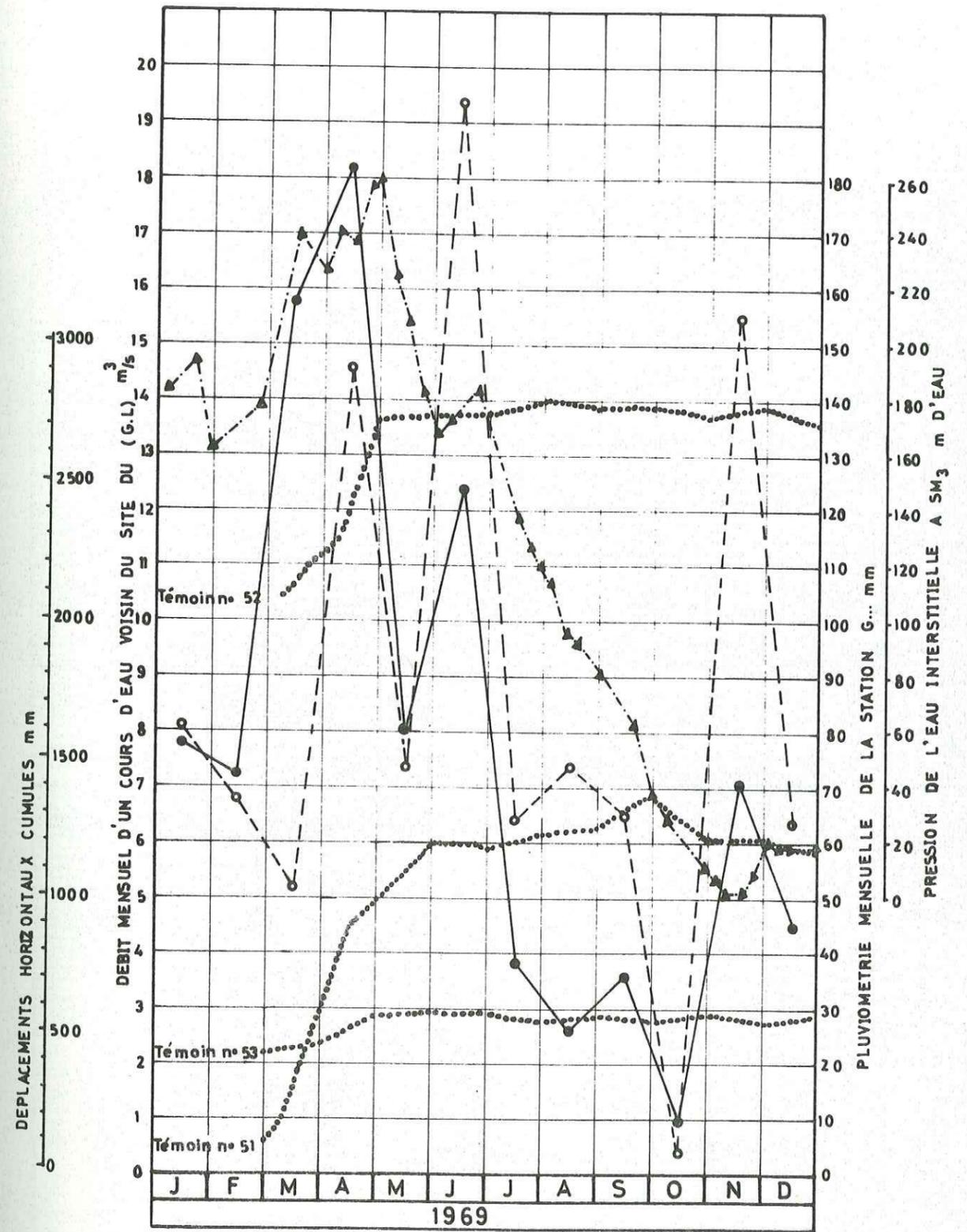
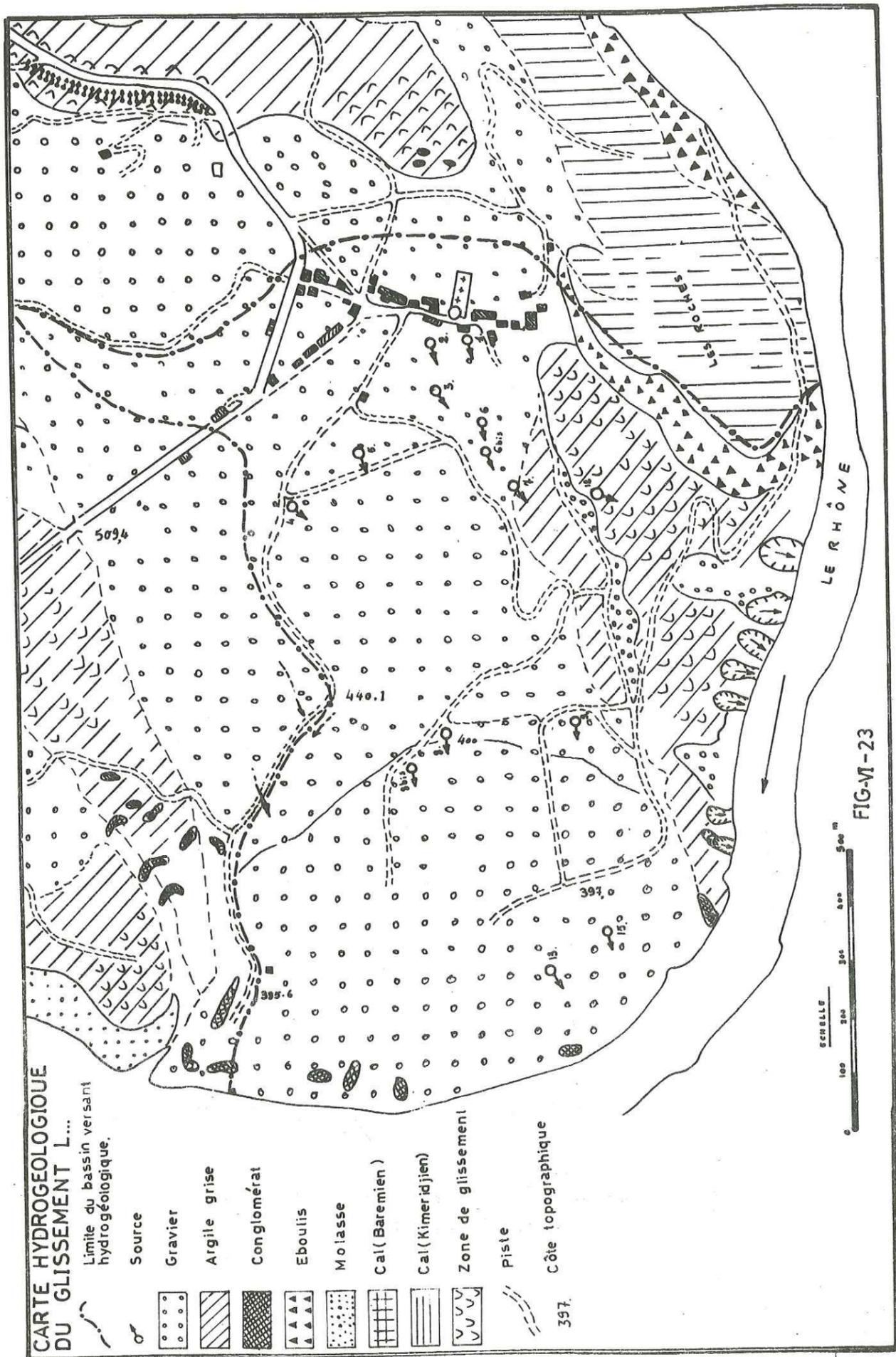


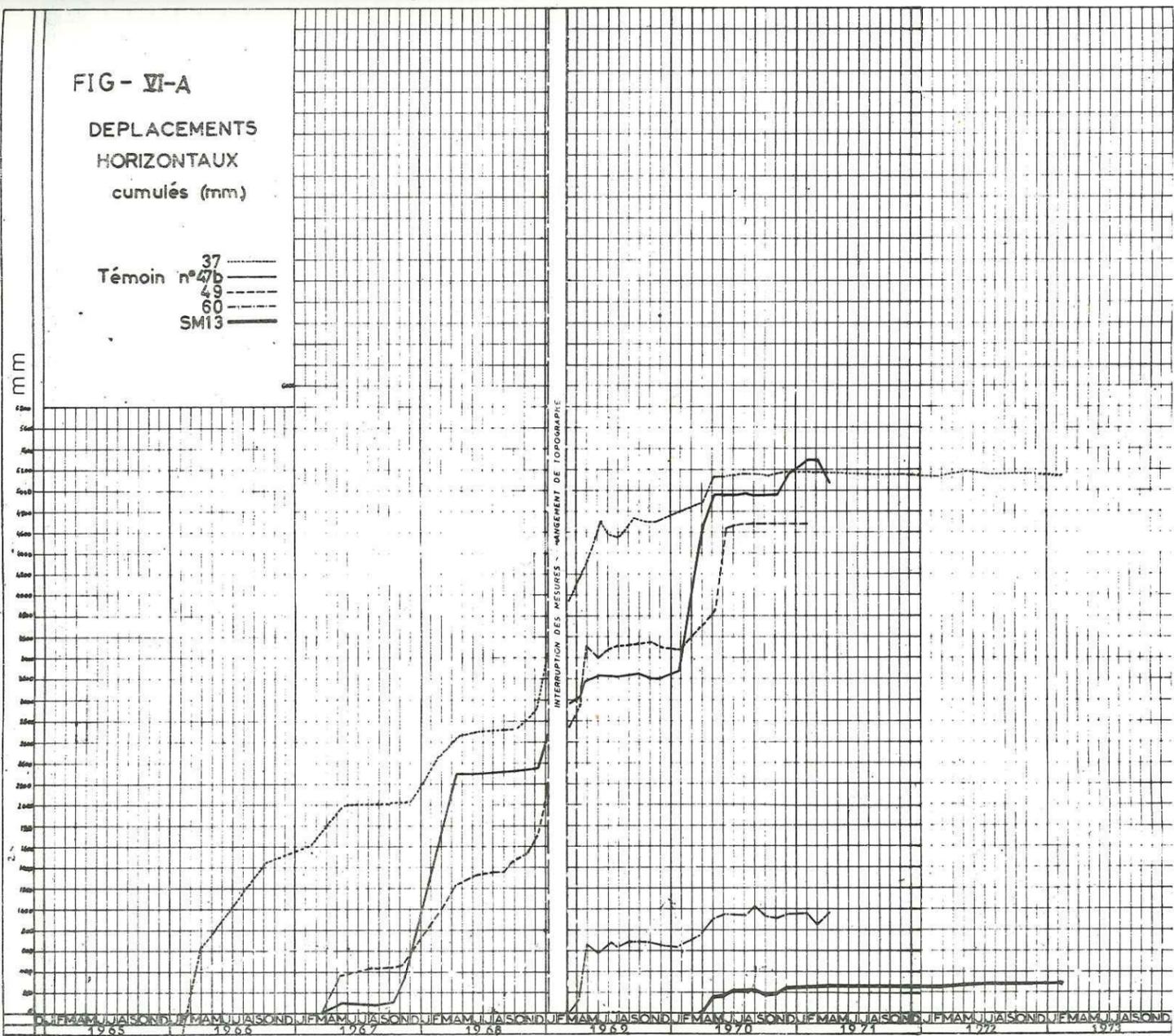
FIG.VI-24 - GLISSEMENT DE L...

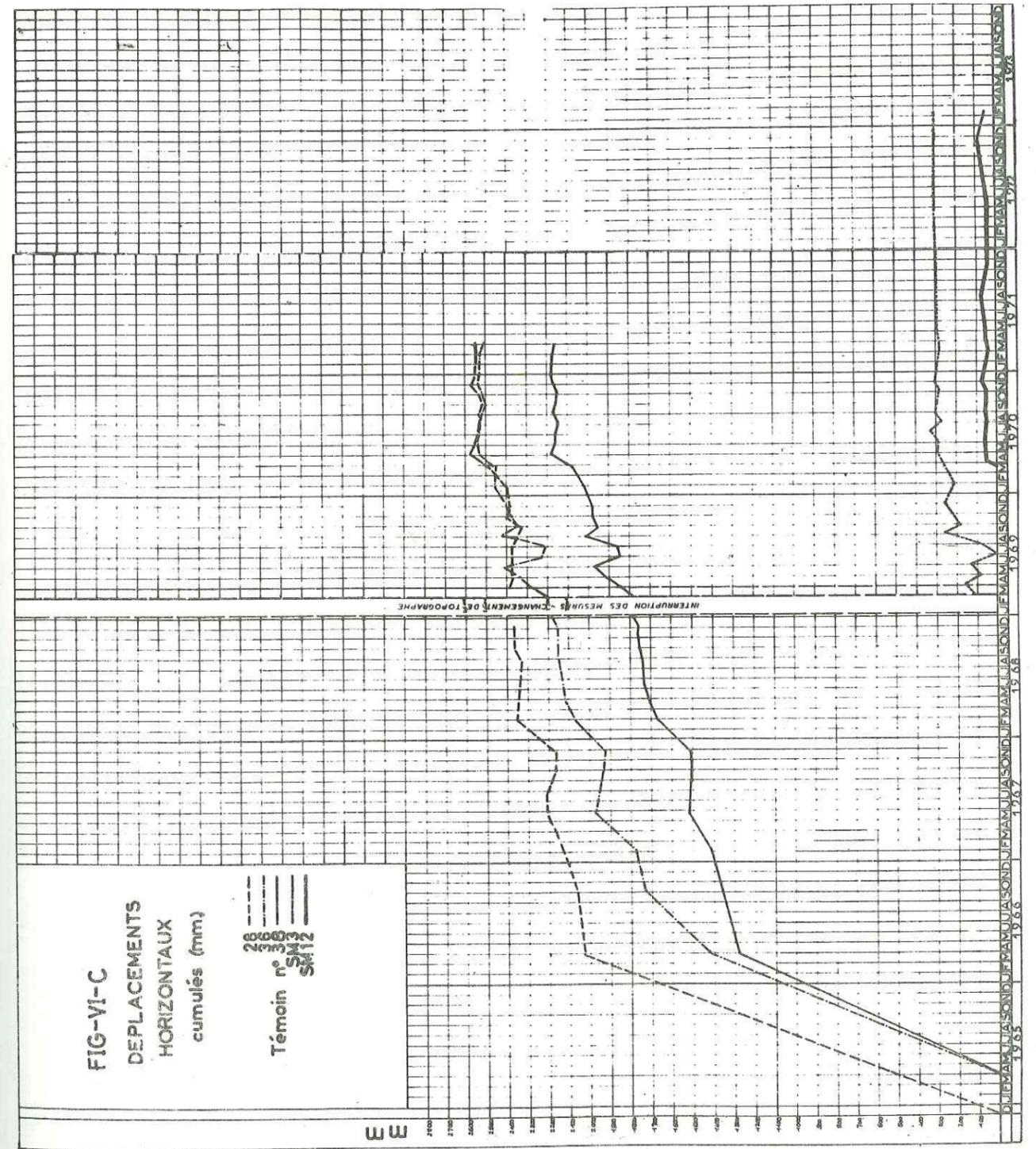
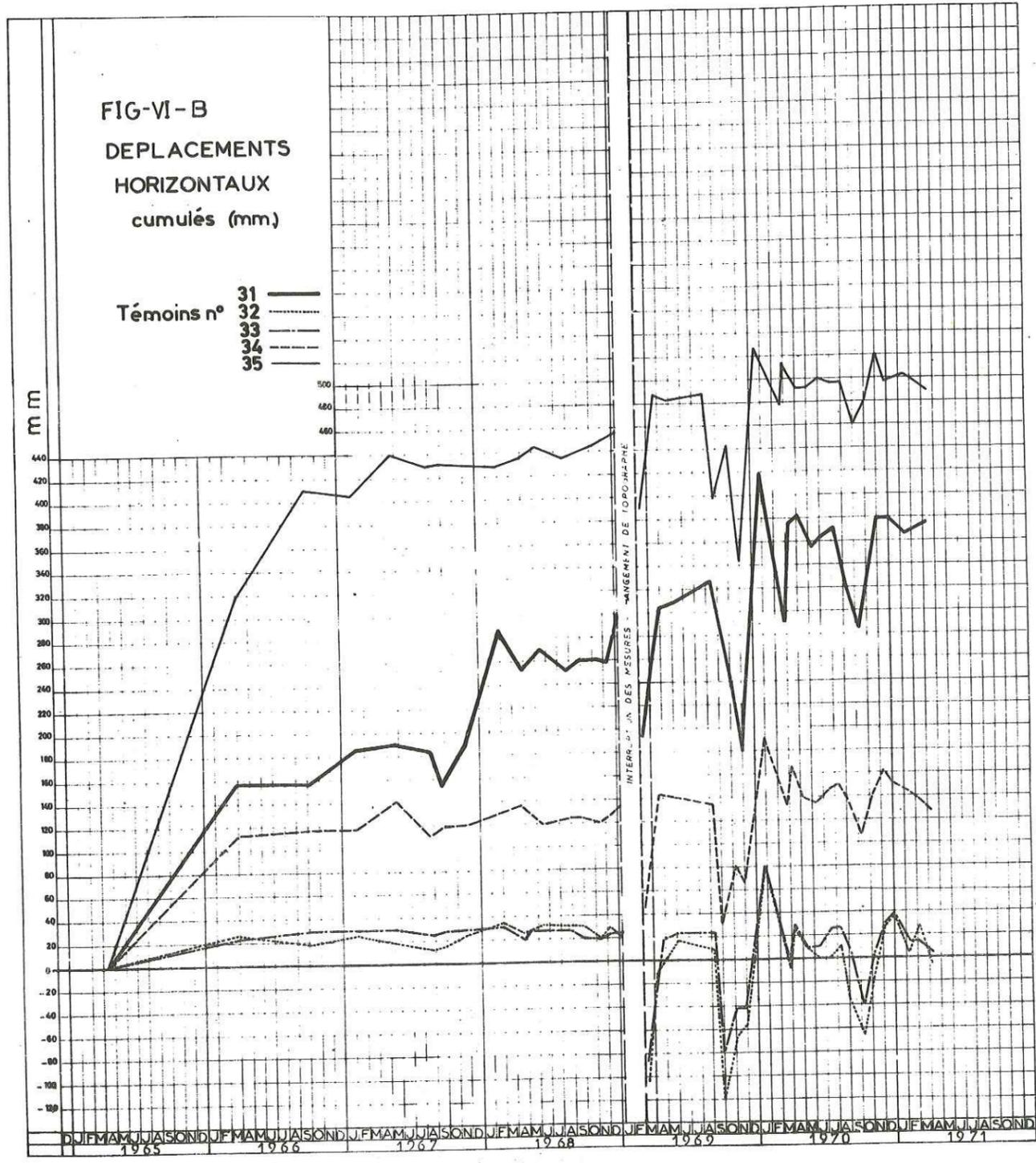
CORRELATION ENTRE :

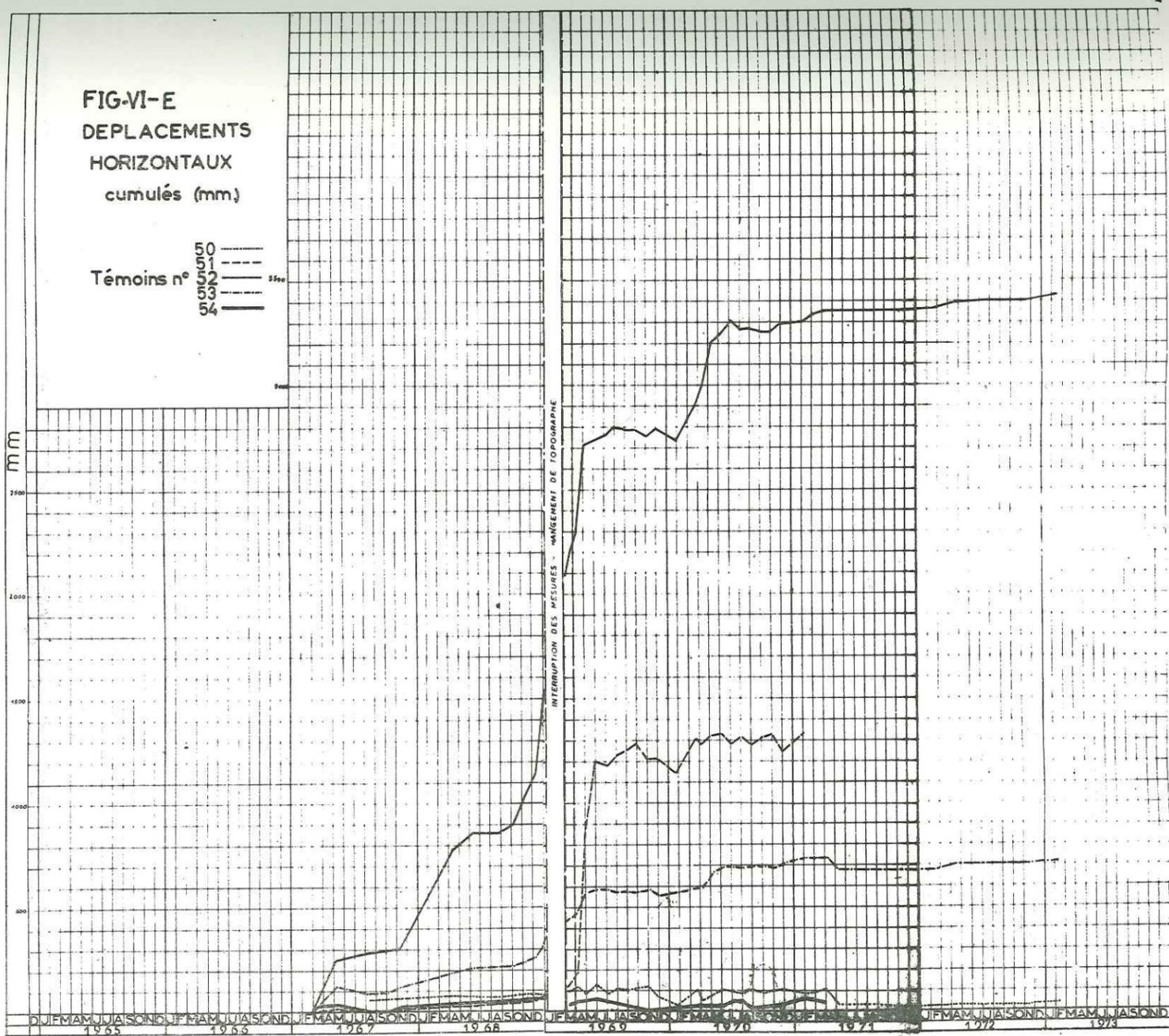
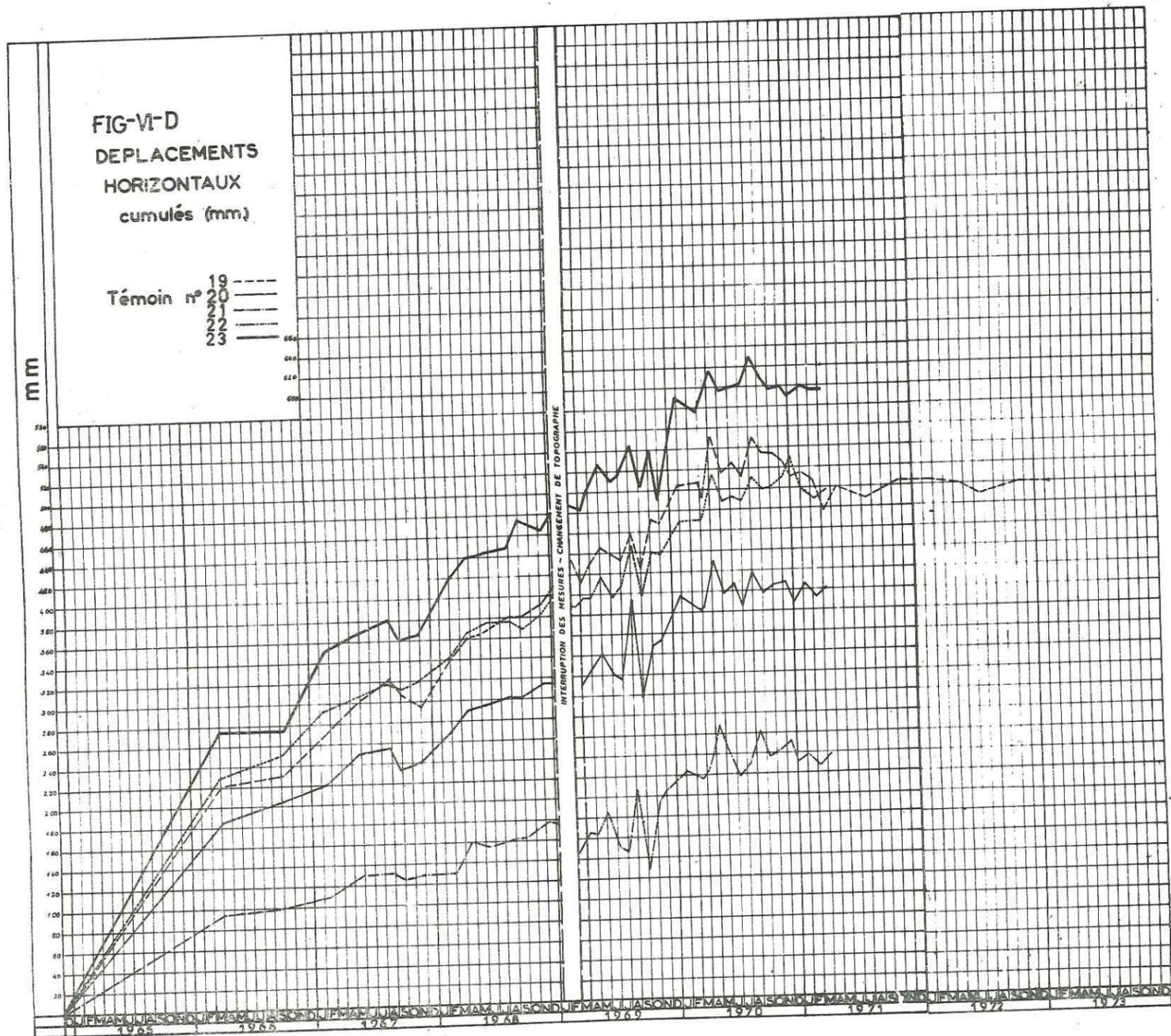
- débit du cours d'eau.
- ▲- pression de l'eau interstitielle.
- ...○... déplacement.
- pluviométrie.

FIG - VI-A
 DEPLACEMENTS
 HORIZONTALS
 cumulés (mm.)

Témoins n°
 37 ———
 47b ———
 49 ———
 60 ———
 SM13 ———







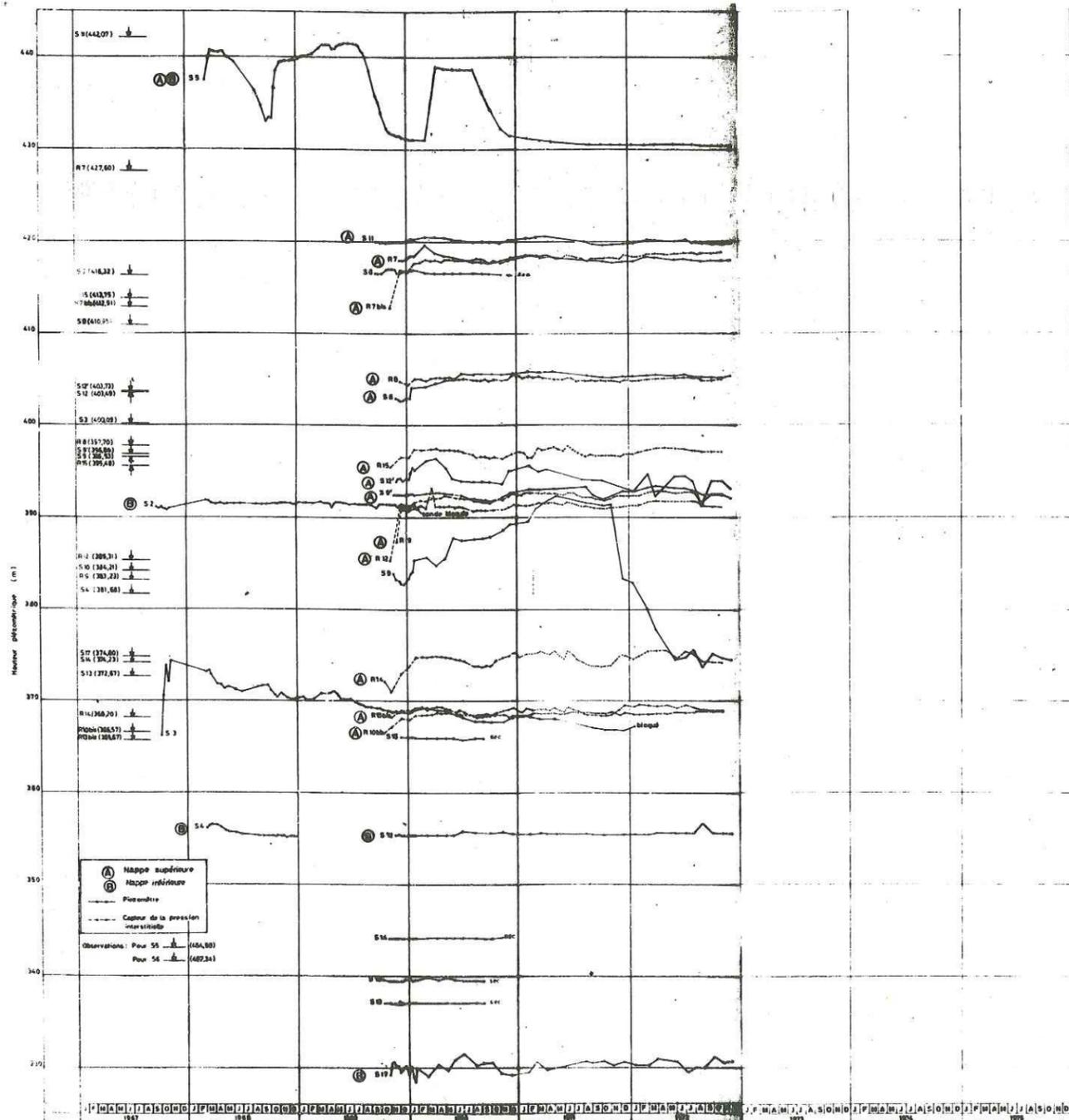


FIG-VI-F-VARIATIONS DE LA PRESSION DE L'EAU INTERSTITIELLE DANS LE TEMPS (G.L...)

CHAPITRE VII

EXEMPLE D'UNE ETUDE DE COULEE BOUEUSE A P...

1. - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CLIMAT
2. - ETUDE GEOLOGIQUE
3. - ETUDE DES COULEES ANTERIEURES
4. - ESTIMATION DES RISQUES DE NOUVELLES COULEES
5. - CONCLUSION

GENERALITES

La présente étude a pour but de préciser les risques de nouvelles coulées de boue dans le torrent de la R... et, en particulier, au niveau de son confluent avec l'Arc, à P... Elle a également pour but d'estimer les volumes de ces éventuelles coulées. Toutes ces données doivent servir au réglage, le plus près possible de la réalité, d'un modèle réduit réalisé à la SOGREAH et destiné à étudier le comportement de ces coulées dans la partie basse du torrent de la R...

Les études effectuées ont principalement consisté en :

- . bibliographie des publications existantes, en particulier celles de MM. ANCHIERRI, BARBIER, GOGUEL et MORELON ;
- . étude des relevés de la pluviométrie et de la température dans la région ;
- . étude géologique sur le terrain.

Etant donné que l'accès au bassin supérieur de la R... (au-dessus du barrage de B... A... est difficile, nous n'avons pu y effectuer aucune reconnaissance géophysique. Nous avons préféré analyser le mécanisme de formation des coulées d'après la littérature et d'après nos propres observations, de façon à estimer la probabilité de renouvellement de telles coulées.

1. - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CLIMAT

Le bassin du torrent de la R... est situé en rive droite de l'Arc, entre 500 et 2 730 m d'altitude. La majeure partie du bassin est située au-dessus de 1 200 m d'altitude. Les versants rive droite du torrent sont exposés à l'E-S-E et les versants rive gauche à l'W-N-W, donc face aux pluies principales.

Ce bassin peut se décomposer en 3 parties :

- . partie supérieure au-dessus de 1 500 m environ, caractérisée par des pentes raides et de nombreux ravins d'écoulements superficiels,
- . partie moyenne entre 1 200 et 1 500 m, aux pentes plus douces,
- . partie inférieure entre 1 200 et 500 m et formée principalement de gorges taillées dans les schistes du Nummulitique, les schistes et calcaires du Lias et les schistes cristallins.

Le profil en long du torrent de la R... peut se schématiser ainsi (Fig. VII-1) :

- . dans la partie supérieure, les pentes sont fortes de 30 à 40°, avec quelques replats correspondant l'un au franchissement d'une barre de Flysch à 2 100 m, l'autre au remplissage du barrage de B... A... Dans cette zone, jusqu'au Pont des R..., la R... coule directement sur le substratum ;

. dans la partie médiane, entre le Pont des R... et les chalets de E... N..., la pente est faible, 8-10° en moyenne, le lit est large de 60 m environ du fait de l'engrèvement des 7 barrages réalisés par les Eaux et Forêts. La R... coule ici sur des terrains glaciaires ;

. dans la partie inférieure, le profil en long est caractérisé par une succession de ressauts et de replats correspondant au passage de différentes barres rocheuses jusqu'au débouché sur le cône de déjection.

En ce qui concerne les précipitations, on dispose des données du pluviomètre de la station de M... (Tableau n° VII-9, Fig. VII-8 et VII-10).

La pluviométrie moyenne annuelle calculée sur 37 ans depuis 1935, est de 1 021 mm alors que pour les 10 dernières années, elle est de 1 054 mm. Les mois les plus pluvieux sont, à la station de M..., Novembre, Décembre, Janvier, Février et les plus secs sont Mars, Avril et Octobre. En Décembre, Janvier et Février, les précipitations tombent sous forme de neige. En Octobre, Novembre, Mars, Avril, elles tombent sous forme de pluie ou neige et tous les autres mois sous forme de pluie uniquement.

Sur le versant de B... A..., exposé à l'W-N-W, les précipitations sont certainement plus fortes, d'autant plus que l'altitude est plus élevée. Si on admet une augmentation de la pluviométrie annuelle de 50 mm/100 m, on a environ 1 300 mm de pluviométrie annuelle au niveau de B... A...

2. - ETUDE GEOLOGIQUE

2-1) Cadre régional

Les terrains formant les versants du bassin de la R..., depuis la vallée de l'Arc jusqu'au G... C..., appartiennent à des unités géologiques différentes. Ils sont très variés. Comme la nature des terrains ainsi que leur structure joue un certain rôle dans l'origine des coulées de boue de la R..., nous estimons utile de détailler quelque peu ce chapitre. La référence de base sera l'ouvrage de R. BARBIER auquel nous empruntons les principales appellations.

Le bassin de la R... est constitué (Fig. VII-2) :

- . à la partie inférieure, par le massif cristallin du R... surmonté de sa couverture sédimentaire (zone dauphinoise),
- . à la partie supérieure, par le Flysch des aiguilles d'Arves reposant sur la précédente par l'intermédiaire d'un grand contact anormal, souligné en général par une épaisse zone de gypses qui s'étend de l'Alpette en rive droite, au Crêt de la Baisse en rive gauche en passant par l'actuel barrage de B... A... (zone ultra dauphinoise).

La partie inférieure ou zone dauphinoise est constituée d'un substratum cristallin qui affleure sur les deux rives de l'Arc et qui forme en rive droite les falaises du plateau de M... Ces roches cristallines sont le prolongement vers le Nord du massif du Rocheray-Grand Chatelard.

Ces terrains sont surmontés par des calcaires et des schistes du Lias et du Nummulitique. Les schistes du Lias affleurent dans le lit de la R..., d'une part au Pont des M..., d'autre part dans la gorge en aval du barrage de B... A... Les calcaires et les schistes du Nummulitique forment la grande barre rocheuse

Année	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total année
1935	55	100	55	154	91	93	79*	124	78	146	117	338	1430
1936	180	154	19	80	55	89	100*	26	157	82	45	89	1076
1952	143	114	117	70*	45*	20	28	125	89	170	194	137*	1252
1954	56	43	44	98	63	65	92	150	110	60	72	205	1057
1955	266	259	15	15	111	99	32	37	72	45	17	117	1068
1956	91	3	16	90	55	57	85	134	81	60	26	12	711
1957	19	287	22	41	70	70	126	80	49	52	26	49	891
1958	116	0	26	128	28	66	82	62	36	96	28	203	880
1960	90	94	101	21	37	111	105	134	216	134	116	94	1253
1961	98	163	22	134	40	72	137	49	15	107	59	167	1060
1962	171	76	125	89	78	27	40	11	50	46	45	200	959
1963	26	73	206	84	71	125	87	121	29	49	169	5	1046
1964	5	98	99	71	76	75	46	100	71	130	32	33	756
1965	139	23	109	127*	151*	94*	143*	102	117*	7	189	349	1550
1966	114	89	87	145	83*	59	122	100	14	79	99	161	1152
1967	56	97	91	34	125	61	71	46	55	57	77	83	853
1968	226	40	35	58	79	85	109	173	123	47	114	182	1270
1969	62	71	23	97	69	118	111	82	43	2	130	93	901
1970	72	264	118	203	59	103	67	110	66	69	105	34	1270
1971	48	40	112	66	84	114	42	66	31	18	162	1	783
Moyennes 1936-1972	102	95	61	72	76	90	76	88	80	69	100	96	1021
Année	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total année

Tableau VII-9 - Précipitations à M...

* Mois avec coulée

entre MONTBRUNAL et M...

Les pendages sont dirigés vers l'Est. D'autre part, les schistes de ces deux formations, Lias et Nummulitique, sont argileux et s'altèrent très facilement en argiles au contact de l'eau.

Toutes ces couches sédimentaires forment la couverture normale du massif cristallin du Rochéray.

La zone ultra dauphinoise est représentée par le Flysch des Aiguilles d'Arves qui repose sur les formations précédentes par l'intermédiaire d'un contact anormal. Cette écaïlle est monoclinale dans son ensemble, c'est-à-dire que le pendage des couches est à peu près homogène. Elle comprend le Flysch des Aiguilles d'Arves proprement dit et une partie de son substratum. Le décollement s'est effectué au niveau des gypses du Trias.

2-2) Description des terrains du bassin supérieur du torrent de la R...

Les principaux terrains de la zone ultra dauphinoise sont (Fig. VII-2) :

- a) Le Flysch qui est constitué de bas en haut par
- le Flysch de base : alternance de brèches sédimentaires en grosses lentilles, de calcaires spathiques gris-beige à cassure noire, de schistes en minces bancs. Cette formation, très complexe, est épaisse de 120 m environ ;
 - le Flysch grésoconglomératique formé de grès en bancs massifs plus ou moins grossiers avec des éléments étirés, de conglomérats à galets aplatis, de calcschistes et de quelques lits schisteux. Cette formation est épaisse de 300 m environ ;
 - le Flysch calcaire formé de calcschistes marneux sur 400 m environ. Ce Flysch calcaire donne les formes molles de la Montagne des Coins.

Le Flysch est une formation détritique qui s'est déposée en milieu marin sur un substratum déjà plissé et érodé. Par conséquent, il peut reposer directement sur n'importe quel terrain du Permien, jusqu'au Lias.

Les terrains ci-après qui forment le substratum du Flysch et qui ont été emportés avec lui lors de la mise en place de la nappe, ne sont donc pas toujours régulièrement disposés.

- b) Le Permien qui est représenté par des schistes siliceux non argileux allant du vert au violet, épais de 100 à 200 m et qu'on voit affleurer dans le versant rive droite de la R... entre 1 800 et 2 200 m environ.
- c) Le Trias épais de 300 m environ au niveau du glissement outre la grande masse de gypses, qui comprend :
- des calcaires dolomitiques qui affleurent près des chalets de l'Alpette sous le Coin du Chatel,
 - des cargneules formant des niveaux discontinus. Elles sont en général très écrasées,
 - des argilolites à pâte fine, de couleur lie de vin, grise ou jaune, qui affleurent au Plan du Sapey en rive droite de la R...

- d) Le Rhétien qui est formé de calcaires gris noir détritiques, en gros bancs avec interbancs marneux.
- e) Le Lias qui est formé d'alternance de calcaires siliceux gris noirs et de schistes argileux gris. Ces schistes s'altèrent très rapidement au contact de l'eau en donnant une boue noirâtre. On peut distinguer dans la partie haute un "Lias schisteux" formé exclusivement de schistes et dans la partie basse un "Lias calcaire" formé de calcaires et de schistes. L'épaisseur totale du Lias est de 400 m environ.

Tous ces terrains formant le substratum du Flysch affleurent sur les deux versants de la R..., au-dessus de la cote 1 700 environ. En rive droite, ils sont très visibles car l'érosion les a dégagés : calcaires et schistes gris-noirs du Lias, cargneules jaunâtres du Trias et schistes violets du Permien. Le tout est dominé par les barres rocheuses des grès et conglomérats du Flysch.

En rive gauche, les mêmes terrains existent, mais comme ils sont ici recouverts soit d'éboulis, soit de matériaux du glissement de B... A..., on ne les voit affleurer que par endroits.

Tous ces matériaux de la zone ultra-dauphinoise, donc ceux situés au-dessus des gypses, sont très fracturés : c'est une évidence frappante lorsqu'on examine ces terrains. On a observé des fissures verticales larges de 20 cm environ dans les calcaires et schistes du Lias, sur le sentier RD à la cote 1800. On a observé également des fissures inclinées dans les grès et conglomérats du Flysch, fissures qui limitent de petites zones d'aboulis par les rebords qu'elles ont créés. On observe également des fissures très ouvertes dans les grès et conglomérats du Flysch formant falaise à la cote 2050 en rive gauche de la R..., de même que dans la niche d'arrachement du glissement de B... A... On observe enfin un réseau de fissures et crevasses au sommet du Coin du Chatel et dans le plateau au Nord de ce dernier.

2-3) Terrains de couverture

On désigne par terrains de couverture des terrains superficiels d'une épaisseur supérieure à 2 m. Si l'épaisseur est inférieure, on les néglige. Ils sont formés de cônes de déjection, de formations glaciaires, d'éboulis et de terrains glissés.

- a) Les cônes de déjection sont situés dans la vallée de l'Arc, au pied des falaises cristallines. D'autres existent au niveau de M... Ils sont plus anciens et ont été vraisemblablement formés par d'anciennes coulées de boue de la R... car on y voit de gros blocs. Ces formations peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Nous n'insisterons pas plus car ils sont stabilisés et ne peuvent fournir que très peu de matériaux pour de nouvelles coulées.
- b) Les formations glaciaires remplissent le bassin de M... entre la barre nummulitique et la masse des gypses. Elles sont épaisses car entre le Pont des R... et les chalets d'E... N..., la R... y a creusé son lit sans atteindre le substratum. Ce sont essentiellement des sables un peu argileux contenant des galets peu roulés et des blocs vaguement disposés en lits.
- c) On trouve des éboulis entre M... et MONTBRUNAL, en provenance de la falaise de calcaires et de schistes du Nummulitique. Mais les plus importants pour l'étude sont ceux qu'on rencontre dans le bassin supérieur de la R... (Fig. VII-2).

Ils sont plus ou moins stables,

- des éboulis stabilisés se trouvent en rive gauche de la R... entre 2 100 et 2 230 m environ, d'autres en rive droite à la Côte Rousse. D'autres enfin à l'Ouest de la Combe de la Durge entre la R... et l'éperon coté 1 900 m,
- des éboulis instables, où l'on note des fissures, sont situés en rive droite de la R..., l'un vers 2 200 m près de l'origine de la Combe de la Durge, l'autre de 1 875 à 2 100 m entre la Combe de la Durge et celle de l'Indrion. Ces deux éboulis sont alimentés par des éboulements en provenance de falaises de grès du Flysch très fissurées. Ces éboulis ont été le siège de mouvements au cours des 20 dernières années ;
- d'autres éboulis sont également alimentés par des chutes de blocs de grès du Flysch, mais ils sont à priori moins instables et disséminés en rive droite et en rive gauche de la R...

d) Les terrains glissés comprennent :

- un certain nombre de "paquets glissés" de Flysch allant jusqu'à une centaine de mètres de longueur, où les stratifications sont encore visibles, et qui ont des allures d'affleurements très fracturés. Il est vraisemblable que c'est le cas pour la falaise de grès située en rive gauche de la R... à la cote 2 050 - 2 075, qui est très fracturée et dont la base est soulignée par deux grosses sources. C'est aussi le cas pour de nombreux affleurements de Flysch du versant rive gauche et même rive droite. Les blocs ainsi délimités par des fissures presque verticales glissent lentement et se trouvent ainsi plus bas que leur position initiale,
- les matériaux du glissement de B... A... qui s'étendent au Coin du Chatel jusqu'à la R... Remarquons que la zone instable ne descend pas au-dessous des barres de calcaires du Lias qu'on voit affleurer maintenant vers 1 750-1 850 m. La partie inférieure est une énorme masse d'éboulis venue de la zone supérieure. Les matériaux du glissement se présentent maintenant comme un éboulis très hétérogène à blocs de toutes tailles, avec matrice sableuse et silteuse. Cet éboulis est instable.

2-4) Hydrogéologie

Nous nous limiterons également au bassin supérieur de la R... (Fig. VII-2). Le torrent de la R... draine toutes les eaux de ruissellement de ce bassin. Beaucoup de ruisseaux sont temporaires.

Dans le Flysch calcaire, l'infiltration doit être à peu près nulle comme en témoignent les nombreuses ravines créées par le ruissellement de l'eau. Ce n'est pas le cas du Flysch grés-conglomératique qui est en général fissuré.

Les sources les plus importantes sont les suivantes :

- S1 et S2 qui sont situées au contact entre les gypses et le Lias de la zone dauphinoise.
- S4, S 10, S 11, S 12 qui sont situées à des niveaux divers dans les matériaux du glissement de B... A... On note de plus des suintements tout au long de la base du grand éboulis déposé dans le talweg de la R...
- S5 et S6 qui sont situées au contact entre schistes du Permien et Flysch de base.
- S7 et S8 qui sont situées au contact (vraisemblablement du glissement) entre une falaise de grès du Flysch et le Flysch de base.
- S9 qui est située dans le Flysch de base.

Les sources situées vers la base du Flysch sont la preuve que cette formation est fracturée à grande échelle, ce qui peut donner de véritables conduits karstiques. De plus, on ne remarque aucune source dans les niveaux grés-conglomératiques eux-mêmes.

Il est probable que d'autres sources se trouvent sous les matériaux du glissement au niveau de la base du Flysch, vers la cote 2 000. Elles donnent naissance à des circulations d'eau dans les matériaux du glissement, lesquelles sont à l'origine des sources telles que S 10, S 11, S 12.

En conclusion, les deux formations susceptibles de donner naissance à des circulations d'eau importantes sont le Flysch grés-conglomératique et les gypses du Trias.

3. - ETUDE DES COULEES ANTERIEURES

D'après les travaux de MOUGIN et ANCHIERRI (auxquels nous renvoyons pour plus de précisions), les phénomènes de coulées boueuses et laves torrentielles dans la Ravoir sont connus depuis longtemps. D'après les précisions données dans ces publications, il nous semble cependant qu'on puisse distinguer deux origines différentes :

- les coulées dues à des orages ou de fortes précipitations : augmentation du débit de la R..., augmentation de la charge solide à cause de l'affouillement dans des dépôts antérieurs d'une part, et des éboulements dûs au ravinement et au ruissellement sur les versants,
- les coulées provenant de l'accumulation d'eau dans le terrain et provoquées par l'augmentation de la pression de l'eau. Ces coulées n'auraient aucun point commun avec un phénomène d'érosion.

La distinction entre les deux types de phénomène repose sur le fait que les coulées d'origine orageuse sont directement liées à la pluviométrie et les autres pas. Parmi tous les phénomènes relatés par MOUGIN et ANCHIERRI, nous n'avons pas pu faire la distinction, beaucoup d'éléments demeurant inconnus. Cependant, il nous semble que les coulées de 1825, 1870, 1908 et 1965 soient du même type, car le "sac d'eau" peut s'interpréter comme la rupture d'une poche d'eau. L'orage a un effet d'autant plus grand que le sol est plus saturé par de longues périodes de pluies (> 1 mois) ou par la fonte des neiges.

On peut conclure tout de suite que les coulées dues à des orages se reproduiront certainement à l'avenir. On ne peut pas les prévoir mais leurs effets ne dépasseront pas ce qui a été vu jusqu'à présent.

La plus grande inconnue est représentée par l'éventualité de phénomènes du type de 1965, à une échelle plus grande. C'est pourquoi nous nous sommes attachés à l'étude du mécanisme de ces coulées de façon à évaluer si elles peuvent se reproduire.

3-1) Caractéristiques des coulées de 1965

Pour les détails, nous renvoyons aux études d'ANCHIERRI et GIGUEL et aux rapports très détaillés de l'Ingénieur MORELON.

Les points qui nous paraissent les plus importants au sujet de ces coulées sont les suivants :

a) Origine des mouvements

Les premiers mouvements de 1965 ont débuté vers 1 900-2 000 m au niveau de la maison forestière de B... A... D'après les photographies aériennes de 1956, on trouvait à cet endroit de gros éboulis de Flysch. D'autre part, ce niveau correspond au contact entre les schistes du Permien et la base du Flysch (schisteux et conglomératique). Enfin, des sources se trouvaient aux environs de 2 000 m. D'après ANCHIERRI, ces sources se réinfiltraient dans le terrain. D'après nous, elles correspondaient au niveau de colmatage de ces éboulis (voir plus loin en 3-2). Il semble que les coulées soient parties, déjà formées, de ce niveau comme le note ANCHIERRI : "C'est sensiblement au niveau de la base des assises du Flysch, vers 2 000 m que sur la rive gauche du torrent s'est produit au mois de Mai un premier glissement de terrain... A un moment où l'enneigement était encore abondant à cette altitude (0,5 à 1 m de neige vers le 20 Mai), les terrains en mouvement ont donné directement des laves épaisses qui, franchissant les ressauts gypseux sous-jacents par un goulet étroit, sont venues s'étaler dans le lit principal de la R..."

Par conséquent, le torrent lui-même a eu peu d'influence si ce n'est qu'il a délayé un peu plus ces coulées, comme le signale ANCHIERRI.

b) Extension des terrains en mouvement

Lors de ces coulées, les terrains situés sous le Lias calcaire n'ont pas bougé. Ils ont simplement été recouverts par les coulées. Ce fait est noté par ANCHIERRI et GOGUEL : "Soulignons tout de suite que le domaine affecté par le glissement proprement dit n'atteint pas le lit de la R..., mais s'arrête assez haut sur le versant rive gauche : au pied de celui-ci, sous les éboulis, on voit encore émerger les éperons de roche en place". Les terrains stables sont donc représentés par les gypses, les calcaires du Rhétien et les schistes et calcaires du Lias. On consultera la coupe de la Fig. VII-8 établie à travers le glissement à la date du 22 Juillet 1965. On note enfin que les matériaux du glissement sont essentiellement des blocs de grès et conglomérats du Flysch et des blocs de schistes violets Permien. Ce sont les mêmes que l'on retrouve à P... dans les restes des coulées de 1965. Les autres matériaux, en particulier gypses et calcaires du Lias, sont en petite quantité.

c) Relations avec la pluviométrie

Le départ des coulées n'est pas directement lié à la pluviométrie, comme on peut le noter en consultant le tableau VII-9 de ANCHIERRI : En Mai 1965, les plus fortes pluviométries ont lieu le 5 (47 mm) et le 6 (36 mm) et les coulées auront lieu les 19, 20, 21 et 22 pour des pluviométries respectives de 13, 12, et 0 mm.

Même phénomène en Juin où pendant les coulées du 3 au 8 la pluviométrie ne dépasse pas 21 mm/jour.

Même phénomène en Juillet où les coulées du 7, 8, 9, 10 ont lieu pour des pluviométries de 0, 17, 12 et 0 mm.

Or, d'après les relevés du pluviomètre de M..., entre 1966 et 1972 et pour les mois de Mai, Juin, Juillet on a eu 34 journées où la pluviométrie journalière a dépassé 30 mm et on n'a pas eu de telles coulées.

Cependant, si on considère les pluviométries mensuelles, on constate que les mois de Mai et Juillet 1965 ont eu des pluviométries de 151 et 143 mm nettement supérieures aux moyennes (1936-1972) pour ces mois qui sont de 76 mm.

Ce qui nous permet d'affirmer que les coulées de 1965 ne sont pas en relation directe avec la pluviométrie. On remarque qu'il y avait eu auparavant de fortes pluviométries mensuelles, par exemple :

Mois	Années	Pluviométrie mensuelle (mm)	Pluviométrie moyenne (1936-1972)
Avril	1935	154	72
Octobre	1944	203	69
Mai	1945	134	76
Juin	1948	193	90
Août	1948	138	88
Août	1954	150	88
Août	1956	134	88
Juillet	1957	126	76
Avril	1958	128	72
Août	1960	134	88
Septembre	1960	216	80
Avril	1961	134	72
Août	1963	121	88
Octobre	1964	130	69

Cependant la pluviométrie semble être le facteur principal de l'origine des coulées de boue bien que le lien entre les deux ne soit pas toujours évident.

3-2) Hypothèse sur le mécanisme des coulées

A partir des remarques précédentes, on peut présenter une hypothèse pour le mécanisme des coulées de 1965. Nous insistons sur le fait que cette hypothèse n'est en accord qu'avec les éléments que nous connaissons et que de nouvelles informations pourraient soit la confirmer, soit l'infirmer.

Avant 1965, il existait au niveau de B... A... un éboulis assez épais (30 m) formé surtout de blocs de grès et conglomérats du Flysch et alimentés à partir de chutes de blocs en provenance du Coin du Chatel. Ces chutes de blocs s'expliquent à cause de la fissuration verticale ou quasi-verticale qui délimite de gros paquets de couches. Ce phénomène se reproduit également sur le versant opposé, entre 2100 et 2 300 m d'altitude. D'autre part, à cause de la grande fracturation du Flysch, on y trouve des circulations d'eau très importantes

qui peuvent donner des résurgences au-dessus du niveau des schistes permien. Nous pensons que de telles résurgences existent sous les éboulis, au-dessus de la cote 2 000 qui correspond à peu près au toit du Permien. L'alimentation en eau de ces éboulis est complétée par l'infiltration des eaux de pluie et surtout de la fonte des neiges. Il y a donc des écoulements d'eau au contact substratum-éboulis. Ces écoulements donnent normalement des sources à la base des éboulis, c'est-à-dire au voisinage du ressaut généralement déterminé par les calcaires du Lias. L'eau ne peut se réinfiltrer dans le substratum car les schistes permien et liasiques sont imperméables même s'ils sont fracturés en surface.

Comme on rencontre des schistes dans la base du Flysch et dans le Lias, ces eaux d'infiltration peuvent se charger en particules fines et, à la faveur d'un ralentissement de la vitesse de l'eau, les déposer vers la base des éboulis. Ceci a pour effet de former une boue argileuse qui colmate peu à peu la base des éboulis. Les suintements remontent alors en altitude. Juste avant les coulées de 1965, on sait que les sources étaient à 2 000 m environ. La base des éboulis était donc colmatée.

Les coulées se produisent lorsque la pression interstitielle dans les terrains ainsi colmatés dépasse une certaine valeur, donc lorsque les suintements sont remontés jusqu'à un certain niveau. On voit que le déclenchement du phénomène n'est pas lié obligatoirement à une forte pluviométrie ; il semble qu'en 1965, ce soit la fonte des neiges qui ait provoqué la rupture d'équilibre. D'autre part, le démarrage des coulées ne peut se produire que lorsque la viscosité de la boue est assez faible, donc lorsque la température ambiante est suffisamment élevée.

La figure VII-5 montre que les premières coulées de 1965 prennent naissance vers 1 900-2 000 m d'altitude, puis descendent le long du versant jusqu'à la R... Il ne semble pas que le torrent de la R... ait un rôle prépondérant dans la "liquéfaction" des matériaux. En effet, nous avons effectué un prélèvement dans les restes de petites coulées dans le barrage de B... A... L'identification a montré que pour la boue $W_L = 27\%$. Le comportement est liquide à partir de 3 W_L ou 4 W_L , ce qui représente une teneur en eau relativement faible, qui peut être atteinte sans apports de la R...

La suite du phénomène est la suivante : du fait du déséquilibre causé par le départ des premières coulées, les matériaux situés plus haut se mettent à glisser et le mouvement régresse jusqu'à la crête du Coin du Chatel en provoquant l'écroulement de plusieurs paquets de couches de Flysch. Ceci alimente l'éboulis en blocs énormes qu'on voit encore. De plus, du fait des mouvements, d'autres coulées peuvent démarrer à côté des premières, ceci explique que le mouvement se soit étendu sur 500-600 m de large.

Les figures VII-4, VII-5, VII-6 et VII-7 montrent la succession des phénomènes. La figure VII-4 représente l'état du versant avant 1965. Le profil est tiré de la carte IGN au 1/20 000. Il est donc imprécis. La figure VII-5 représente l'état du versant après le départ des premières coulées, vers la fin Mai 1965. La partie supérieure de l'éboulis commence à glisser.

La figure VII-6 représente la régression du mouvement vers le Coin du Chatel et le remplissage de la partie basse par les éboulements.

La figure VII-7 représente l'état au 22 Juillet 1965, après que toutes les coulées soient arrivées à P... La comparaison avec le profil d'avant 1965 montre la perte de matériaux surtout dans la partie haute.

Depuis cette date, d'autres coulées sont arrivées à P... en 1966 et l'éboulis de B... A... a acquis un profil plus régulier et moins bombé dans la partie basse.

La comparaison des profils d'avant 1965 et du 22 Juillet 1965, au niveau des coupes n° 3, 5, 7, 9 (Fig. VII-7) permet d'évaluer le volume des matériaux glissés du versant de B... A... entre le 1er Mai et le 22 Juillet 1965. Superficie 117 000 m², épaisseur moyenne 25-30 m, soit 3 000 000 à 3 500 000 m³. Ces matériaux se répartissent de la façon suivante : une partie s'est accumulée au pied du versant de B... A..., une autre s'est déposée dans le lit de la R... le long du parcours, le reste est allée à l'Arc.

La quantité de matériaux effectivement arrivés à P... est difficile à évaluer, car en plus de ceux qui se sont accumulés dans l'Arc, une partie a été évacuée directement.

Supposons que ces parties les plus liquides représentent 50 % du total. On aurait eu alors entre le 19 Mai et le 22 Juillet 1965 de 4 à 600 000 m³ de matériaux effectivement arrivés à P...

En gros, en 1965, il y aurait eu environ 15 % des matériaux glissés qui seraient parvenus à P... sous forme de coulées.

4. - ESTIMATION DES RISQUES DE NOUVELLES COULEES

Comme nous l'avons souligné plus haut, les coulées de boue peuvent avoir deux origines :

- . ruissellement d'eaux de pluie lors de gros orages, entraînant des matériaux d'abord sur les versants, puis dans le lit de la R... et érosion des berges par le torrent en crue,
- . formation de coulées boueuses dans les versants et écoulement dans le lit de la R...

Les risques ne sont pas les mêmes dans chaque cas.

4-1) Coulées d'origine orageuse

En cas de très fortes pluies, le torrent de la R... est en crue et peut transporter des particules fines en suspension et des blocs. Il ne s'agit pas de "lave" à consistance épaisse mais plutôt d'un transport solide.

Pour évaluer les conséquences de pluies catastrophiques, sans qu'il y ait de glissement de terrain concomittant, on supposera que :

- . le sol est déjà saturé par des pluies antérieures, si bien que la part d'infiltration est nulle. Ceci est une hypothèse défavorable car on néglige toutes les fissures dans lesquelles l'eau peut s'infiltrer en grande quantité,
- . la part d'évapotranspiration est de 20 %. D'après les formules de COUTAGNE et les données climatiques annuelles à M..., on a en moyenne

Evapotranspiration	40 %
Ruissellement	30 %
Infiltration	30 %

. il tombe durant 1 jour la pluie journalière maximum enregistrée à M... depuis 20 ans, ceci sur toute l'étendue du bassin versant. D'après la figure VII-10, ce pic est 97 mm. On prendra 100 mm.

La superficie du bassin versant étant de 1 169 ha, la quantité d'eau tombée en 1 jour est de 1 169 000 m³ et le débit moyen devient $\frac{1\ 169\ 000}{24} = 3\ 600 = 11\ m^3/s$.

N.B. - MOUGIN donne 4,8 m³/s comme débit de crue de la R...

A P..., la R... est endiguée dans un canal de 6 m de large. La vitesse de l'eau observée le 22 Novembre 1972 était de 2 m/s environ.

Si on conserve ce chiffre, on obtient une hauteur de veine d'eau de :

$$h = \frac{Q}{Vl} = \frac{11}{3 \times 6} = 0,60\ m$$

Or, les ponts sont à 4,6 m au-dessus du fond du lit ; donc à ce point de vue les ouvrages sont largement dimensionnés.

Le problème de la charge solide est beaucoup plus complexe. Nous ne donnerons que les précisions suivantes :

- En période crue, la R... affouille ses berges mais la taille des blocs qu'elle emporte est fonction de la vitesse de l'eau.
- Mais il existe 4 zones de replats dans le profil en long (voir Fig. VII-1)
 - . amont du barrage de B... A...
 - . du Pont des R... aux chalets d'Entre-Nants,
 - . du Pont des M... au Pra,
 - . cône de déjection.

Les deux premiers sont garnis de barrages et le lit est très large (40 à 60 m) Ces replats font office de décanteurs pour les plus gros blocs et n'arriveront à P... que les blocs susceptibles d'être emportés par un courant de vitesse 3 - 3,5 m/s environ (vitesse observée à P...)

D'après les tables de TWAINHOVEL, ces blocs ont une dimension moyenne de 20 à 30 cm. Comme l'eau du torrent est chargée, sa densité est 1,1 environ, donc dans la réalité les blocs emportés seront un peu plus gros.

Ces calculs sont très grossiers. Ils montrent néanmoins que les blocs plus gros que 30-40 cm ne peuvent être amenés que par de véritables coulées de boue.

4-2) Coulées boueuses dues à des glissements

Le mécanisme de ces coulées a été expliqué au chapitre précédent. Rappelons quelles sont les conditions pour que de telles coulées se forment :

- existence d'éboulis sur une grande épaisseur. La matrice comprend dans ses éléments fins peu de minéraux argileux, ce qui détermine une limite de liquidité faible, de l'ordre de 30 %,
- existence de niveaux imperméables déterminant des résurgences sous ces éboulis,
- pluies et fonte des neiges relativement importantes.

Les zones où sont susceptibles de se former de nouvelles coulées sont donc :

- les berges de la R... entre le Pont des R... et Entre Nants où des coulées pourraient prendre naissance comme en 1924,

- les éboulis instables du versant R.D. entre 1 800 et 2 000 m,
- les éboulis instables restant dans la région de B... A...,
- la masse d'éboulis provenant de B... A... et déposée dans le talweg de la R... en amont du barrage de B... A...
- le versant situé au Nord du glissement de B... A... et qui pourrait donner lieu à des coulées par extension du glissement précédent.

Nous allons étudier successivement les risques présentés par ces zones en commençant par les risques les moins importants.

a) Risques de coulées en provenance des berges de la R... à l'aval du barrage de B... A...

Ce risque est le suivant : affouillement par la R... en période de hautes eaux, des berges constituées de matériaux glaciaires (blocs et matrice plutôt sableuse) et érosion par ravinement.

Ce risque est moins important que les suivants pour plusieurs raisons :

- la comparaison des photographies aériennes de 1948, 1956 et 1967 montre que les arrachements existant sur les rives n'ont pas évolué entre ces dates,
- les volumes ainsi emportés lors de périodes très pluvieuses sont faibles et sans comparaison avec ceux des coulées de 1965, bien que le débit soit grand,
- de plus, dans cette partie moyenne où la R... traverse les formations glaciaires, le lit est maintenant très large du fait de l'engravement des 7 barrages et le risque d'affouillement des berges diminué. Les barrages ont donc ici nettement diminué le risque dû à ces coulées provoquées par les orages.

Ce phénomène se produira certainement plusieurs fois dans les 10 prochaines années, mais il ne dépassera pas le stade d'une crue de la R... avec transport solide.

b) Risques de coulées en provenance de la masse d'éboulis déposée dans le talweg de la R... au-dessus du barrage de B... A...

Ce risque est le suivant : du fait de la saturation progressive de cet ébouli, on peut avoir, s'il y a colmatage, augmentation des pressions d'eau et démarrage de coulées. Des suintements sont déjà observés plus haut que le niveau de base de cet ébouli (Fig. VII-2).

Ces éboulis représentent un volume de $37\ 500 \times 25 = 950\ 000\ m^3 + 20\ %$ qui peuvent se mettre en mouvement indépendamment du reste du glissement. La coulée correspondante arrivant à P... aura un volume plus faible compte tenu du fait qu'une partie sera arrêtée le long du parcours. Nous n'avons aucune précision sur ce pourcentage. Si on suppose qu'au maximum 30 % arrivent en bas sous forme de coulées, cela donne un volume de $300\ 000\ m^3$ environ, donc plus faible que ce qui a été vu en 1965.

Il est vraisemblable qu'un tel volume sera fractionné en petites coulées, ou sera peut-être même arrêté dans la zone intermédiaire.

c) Risques de coulées en provenance de divers éboulis de la rive droite de la R...

On a observé plusieurs éboulis instables sur la rive droite de la R... entre 1 850 et 2 200 m d'altitude. Des mouvements ont déjà eu lieu : éboulement dans la Combe de la Durge en 1951 ; d'autre part, des fissures sont apparues entre 1948 et 1956 dans un de ces éboulis.

Il y a donc des risques d'éboulements dans les années à venir. Mais on ne note pas de sources dans les éboulis en question. Il n'y aurait donc pas formation de laves dans le versant même. Les matériaux iraient encombrer le lit de la R... et pourraient être repris soit par des coulées ultérieures, soit partiellement lors d'une crue.

Les volumes qui risquent de donner des éboulements sont les suivants :

Eboulis C ₁	Surface 4,5 ha, épaisseur moyenne 10 m	450 000 m ³
Eboulis C ₂	Surface 0,6 ha, épaisseur moyenne 10 m	60 000 m ³

Des éboulements se produiront certainement dans les 20 prochaines années car ces éboulis sont instables et alimentés par des petits écroulements de Flysch gréseux et conglomératique. Mais les volumes indiqués ne tomberont vraisemblablement pas en une fois. Ici encore, les volumes des coulées correspondantes seraient beaucoup plus faibles qu'en 1965.

d) Risques de coulées en provenance du glissement de B... A...

Depuis 1965, les matériaux ont continué à glisser sur le versant de B... A... et, à l'heure actuelle, on peut estimer que l'épaisseur moyenne de terrains remaniés restants n'est plus de 25 à 30 m, comme on l'obtient sur les coupes géologiques au 22 Juillet 1965, mais de 20 m. La surface des terrains instables est 22 ha, soit un volume de $4\ 400\ m^3 + 20\ %$.

Ceci représente un peu plus que ce qui avait glissé avant le 22 Juillet 1965. Par conséquent, en cas de reprise de mouvements dans toute cette masse, on peut s'attendre à avoir des coulées analogues à celles de 1965.

Mais actuellement, les sources sont situées à la base de l'ébouli, vers 1 850 m d'altitude. Avant 1965, elles étaient situées beaucoup plus haut, vers 2 000 m. Par conséquent, selon nous, un phénomène de glissement de grande importance avec formation de coulées ne peut être envisagé avant que la colmatation de la base de l'ébouli ait pu se faire. Nous sommes incapables de prévoir le temps nécessaire à ce colmatage, mais nous ne pensons pas à priori qu'il puisse être inférieur à 30-60 ans.

Ajoutons qu'en cas de glissement important dans les matériaux résiduels, il n'y aurait pas une seule coulée mais une suite de coulées, comme en 1965, dont le volume total correspondrait à l'ensemble de ces matériaux résiduels.

Ajoutons enfin qu'avant ce phénomène on pourra avoir des glissements au front de cet ébouli, qui est actuellement encore instable au niveau des sources. Le volume de cette masse instable est de l'ordre de 200 000 à 300 000 m³. Le volume des coulées correspondantes arrivant à P... sera de l'ordre de 20 à 50 000 m³.

e) Risque d'extension du glissement de B... A...

Les observations sur le terrain en Août 1972 et sur les photographies aériennes montrent qu'il existe des fissures au Nord du Coin du Chatel. Ces fissures sont actives (observations annuelles du Service des Eaux et Forêts). D'autre part, le terrain demeuré en place au Nord du glissement se présente de la même manière que se présentait le versant de B... A... avant le glissement de 1965, sauf qu'on n'y note aucune source.

Deux extensions du glissement de B... A... sont possibles et sont notées sur la figure VII-2.

L'extension la plus probable est limitée par une grande fissure située au milieu du plateau au Nord du Coin du Chatel. Si on construit à partir de cette fissure une surface de glissement descendant jusqu'à 1 900 m environ et à peu près parallèle à celle de 1965, on délimite un volume de $73\ 000 \times 25 = 2\ 000\ 000\ m^3$;

L'extension la plus probable représente donc un volume de $2\ 000\ 000\ m^3 + 20\ %$ de matériaux essentiellement gréseux. En raison des déplacements observés sur les fissures et bien que nous n'ayons pas les chiffres exacts, on peut affirmer que cela se produira dans quelques dizaines d'années. Ce seront vraisemblablement des chutes de blocs et de petits écroulements.

L'autre extension, moins probable, comprend tout le massif formant éperon au Nord du glissement de B... A... (Fig. VII-3). Le volume total correspondant est de $3\ 500\ 000\ m^3 + 20\ %$ (Fig. VII-2).

Le risque de coulées correspondant est difficile à évaluer :

- d'une part il y aurait remise en mouvement d'une partie des matériaux résiduels à B... A... (d) et d'une partie du bas d'éboulis au fond du talweg de la R... (b), donc un volume au départ de 3 à 4 000 000 m³,
- d'autre part, il n'y aurait peut être pas formation de grosse coulée en raison du fait que les terrains susceptibles de s'ébouler ne semblent pas saturés d'eau.

5. - CONCLUSIONS

Pratiquement, nous pouvons dresser un tableau des principaux risques. Retenons qu'il y a des chances pour que des phénomènes du même ordre de grandeur qu'en 1965 se reproduisent (Tableau VII-11).

Tableau VII-11 - Risques éventuels de coulées.

Origine des matériaux	Formation directe de coulée	Analogie avec 1965	Volume au départ (maximum)	Volume à l'arrivée (m ³)
Berges de la R... (affouillement lors des crues)	Non - Transport solide	Non	100 000	20-30 000
Fraction de matériaux résiduels restant sur le versant	Oui	Oui	2-300 000 m ³	30-50 000
Eboulis rive droite	Non	Non	500 000	?
Extension glissement B... A... + Eboulis dans talweg R...	Oui	Oui	3-4000-000	4-800 000
Eboulis dans talweg .. au-dessus barrage B... A...	Oui	Oui	1 000 000	2-500 000
Ensemble des matériaux résiduels dans le glissement	Oui	Oui	4 500 000	6-800 000

Tableau VII-10 - Précipitations journalières dépassant 27 mm à M... Classement sur les 20 dernières années.

Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
52*	97	44*	35	47	62	51	37	55	42	58	58
50*	40*	27*	33*	38	38	42	30	55	32	50*	48*
45*	39*		31	32	31	38	30	48		46*	48*
41*	38*		29	27	30	32	29	36			34*
31*	32		29*			30	27	31			28*
30*	31*		27			28	27				
	30*										
	29*										
	27*										
*	* ,	* -p	* . F	p *	p	p	p	p	p	* -p	*

Forme des précipitations

* neige

Affluents

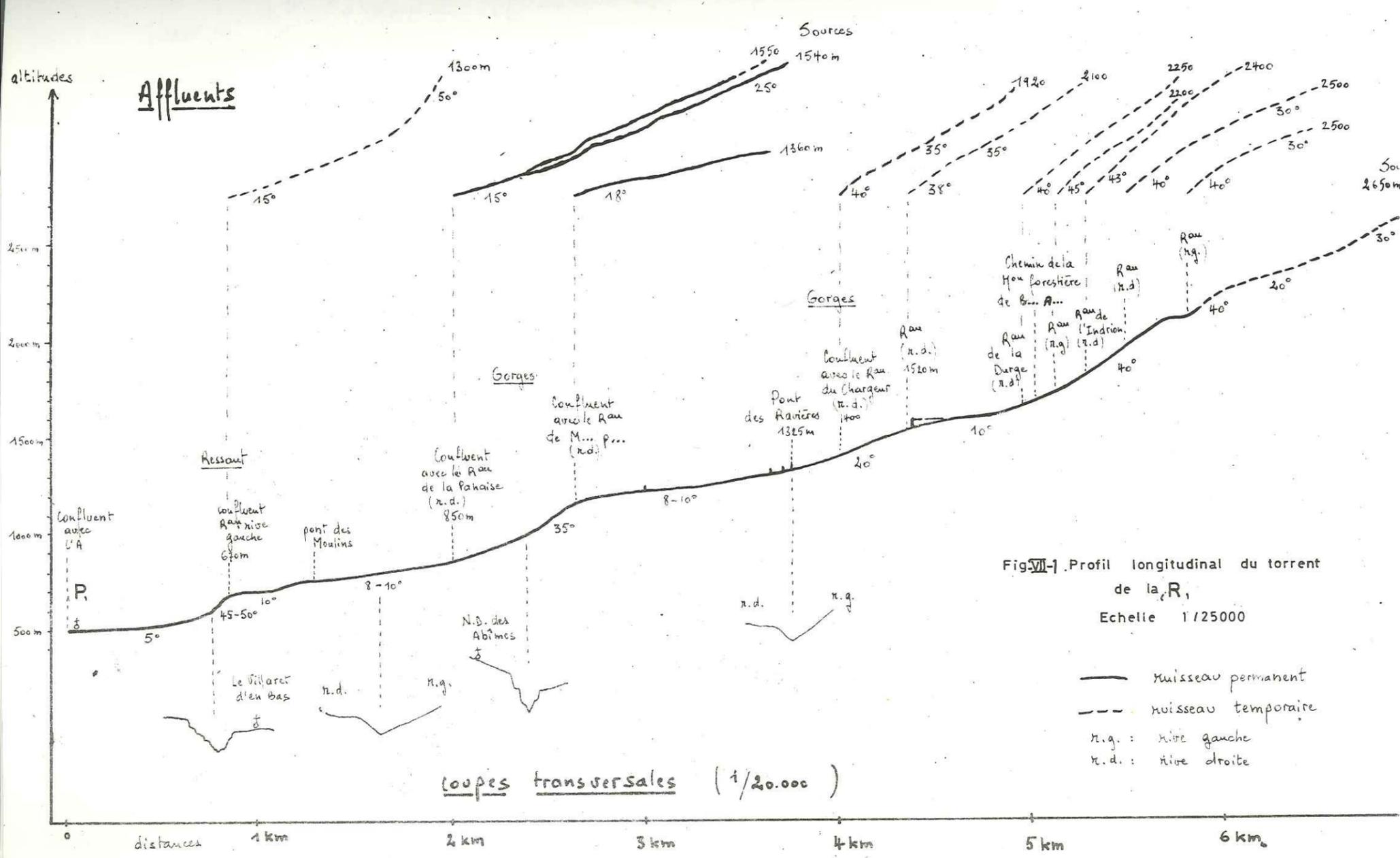


Fig VII-1. Profil longitudinal du torrent de la R,
Echelle 1/25000

- Niveau permanent
- - - Niveau temporaire
- n.g. : rive gauche
- n.d. : rive droite

Coupes transversales (1/20.000)

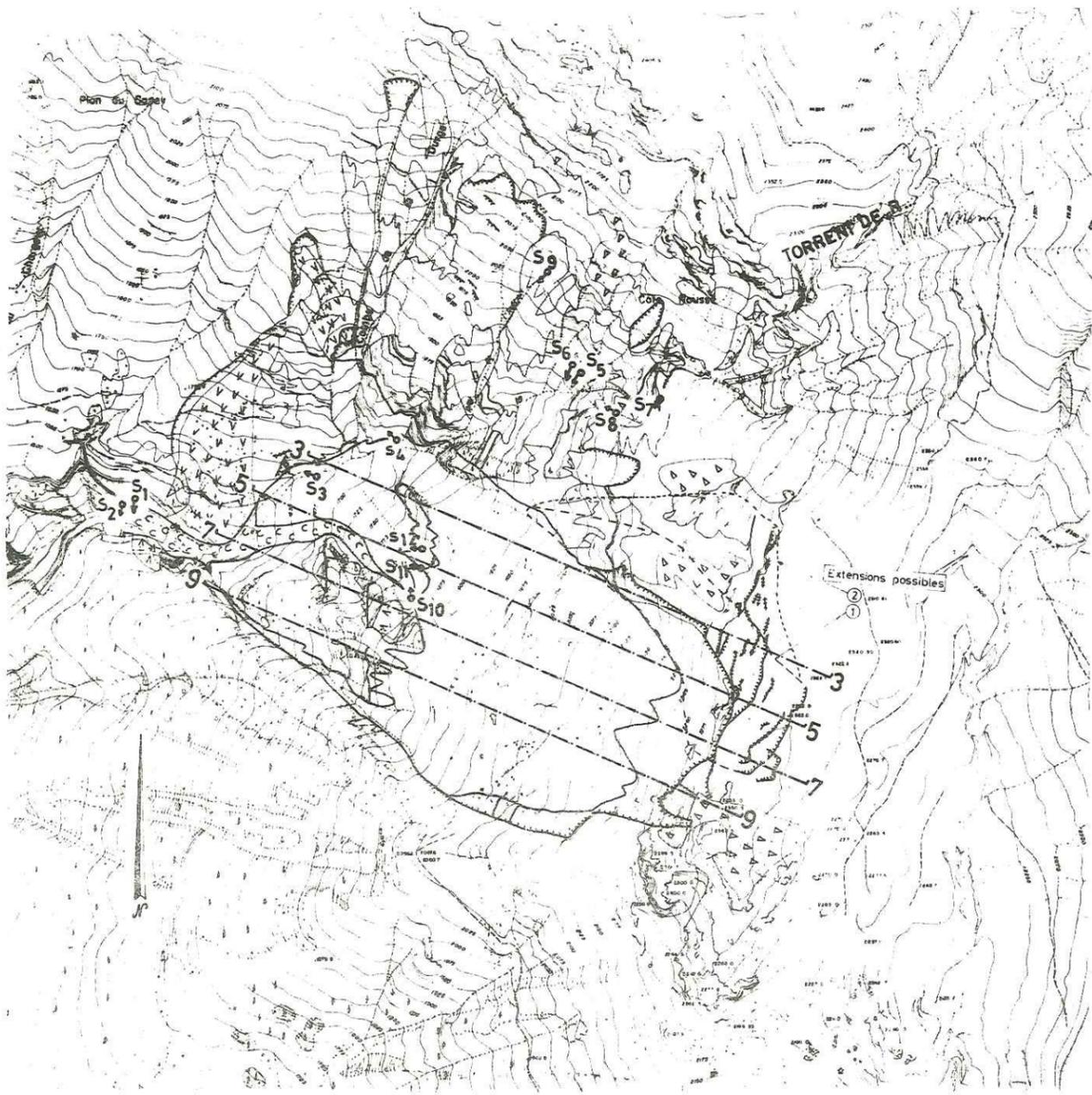


FIG-VII-2-Carte géologique du bassin supérieur de la R...

LEGENDE

- Contact anormal
 - Ancien ou stabilisé**
 - Eroulement - Paquet glissé
 - Glissement
 - Coulée argileuse
 - Niche d'arrachement
 - Fissure - crevasse
 - Axe des coupes
 - Source
 - Ruisseau permanent
 - Ruisseau temporaire
- 0 50 100 500m
Echelle

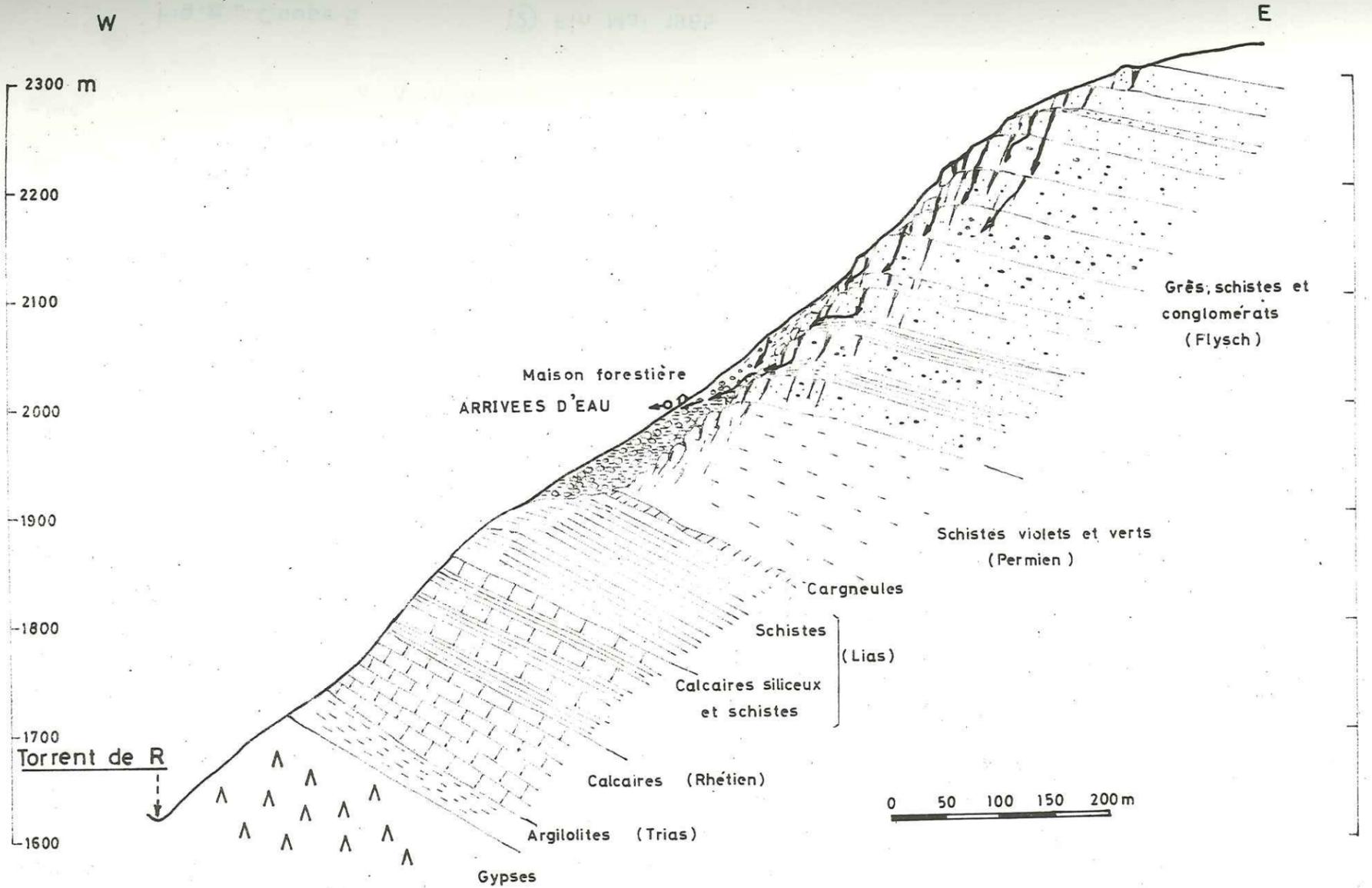


Fig.VII-3.Coupe 5

① Avant 1965

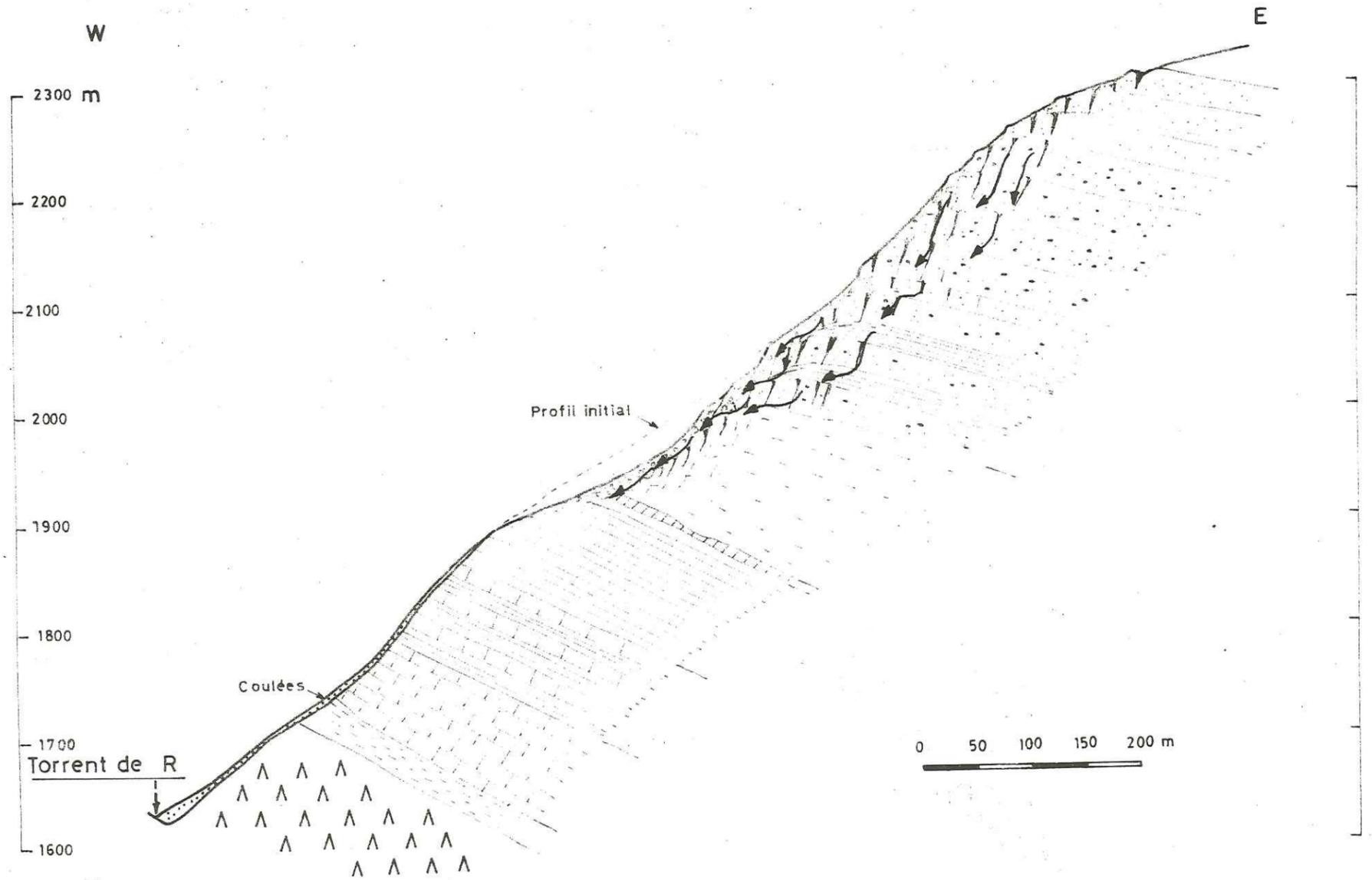


Fig-VII-4-Coupe 5

② Fin Mai 1965

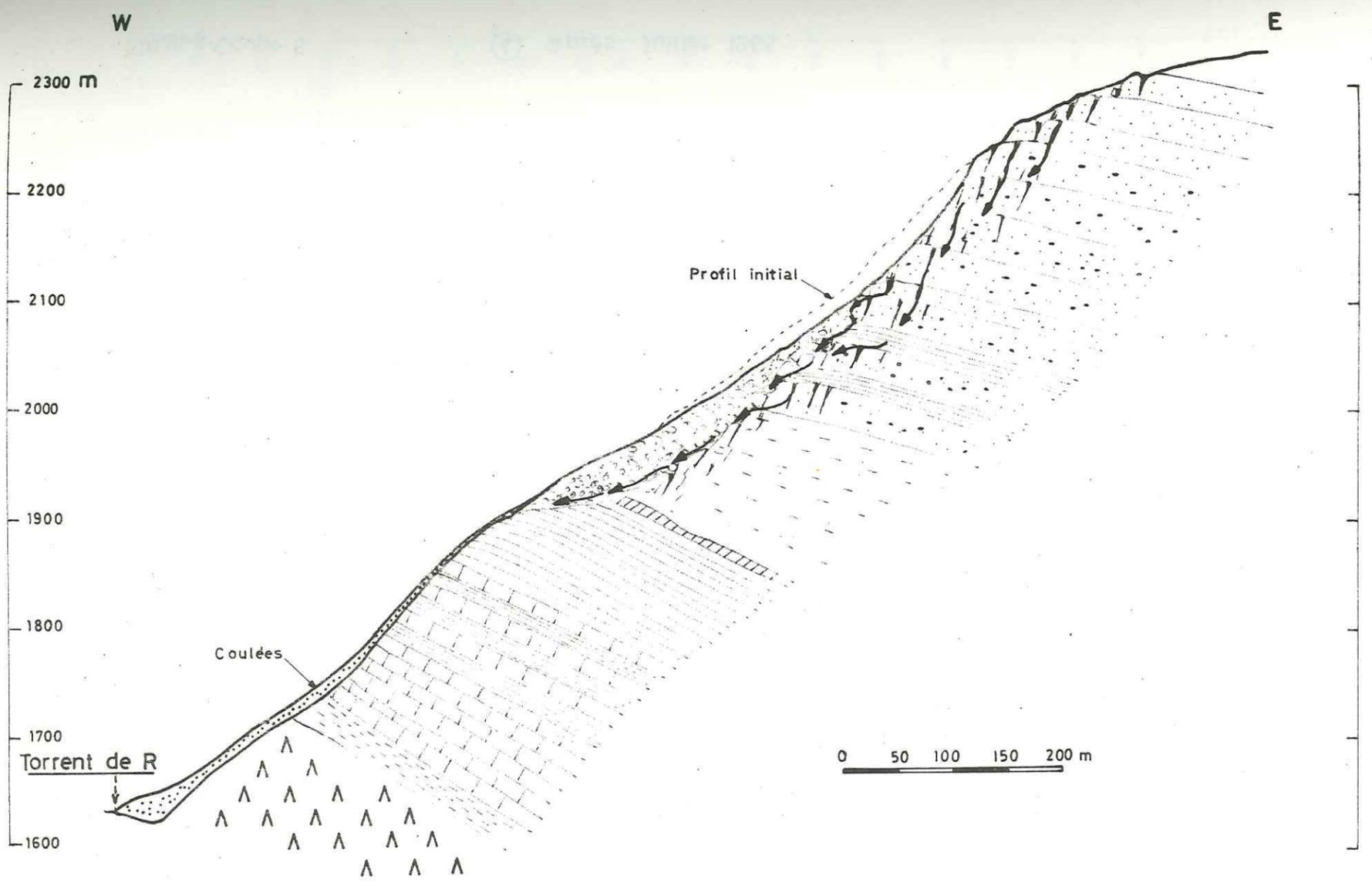


Fig-VII-5-Coupe 5

③ Juin 1965

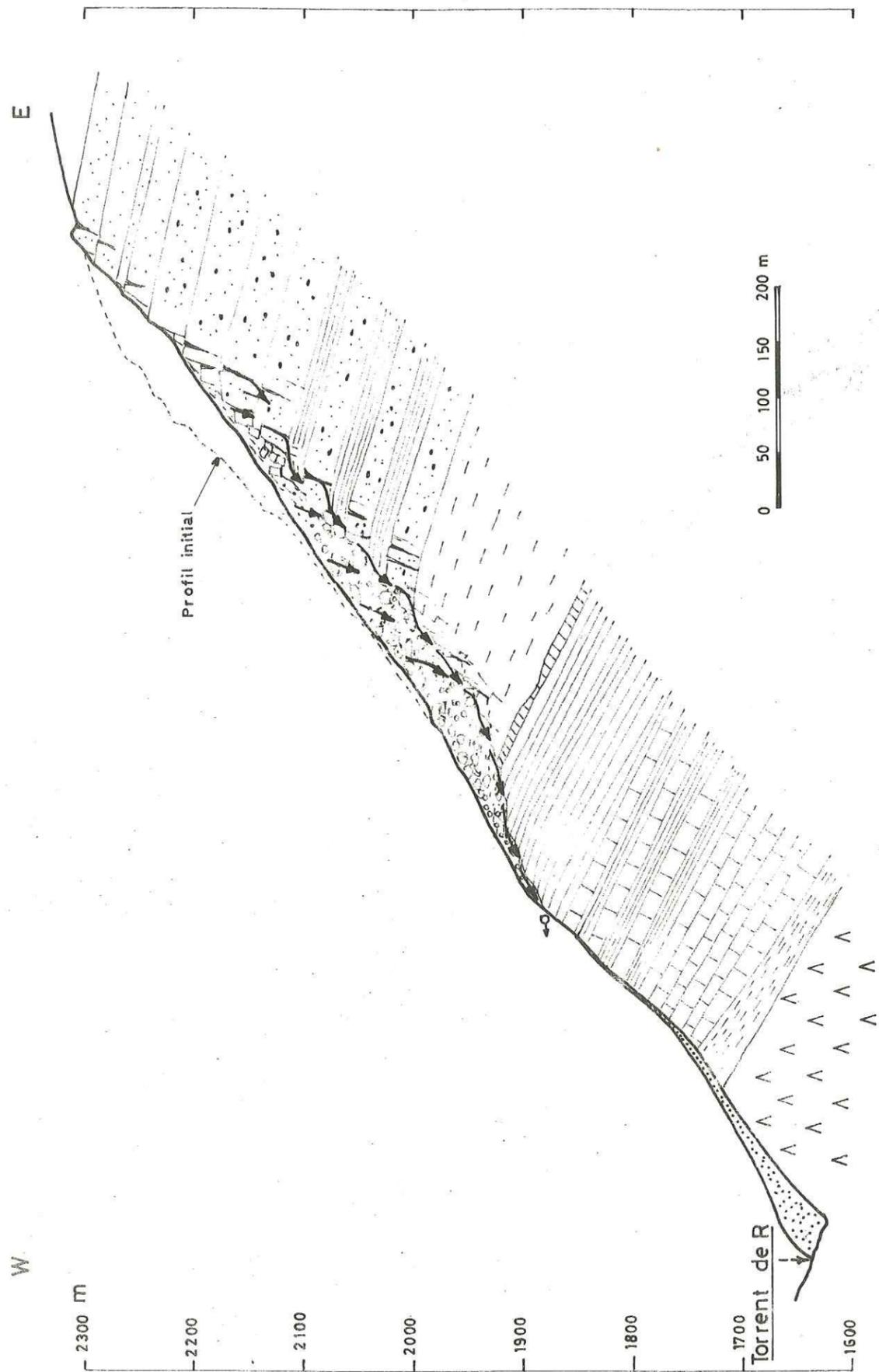


Fig.VII-6-Coupe 5 (4) Après Juillet 1965

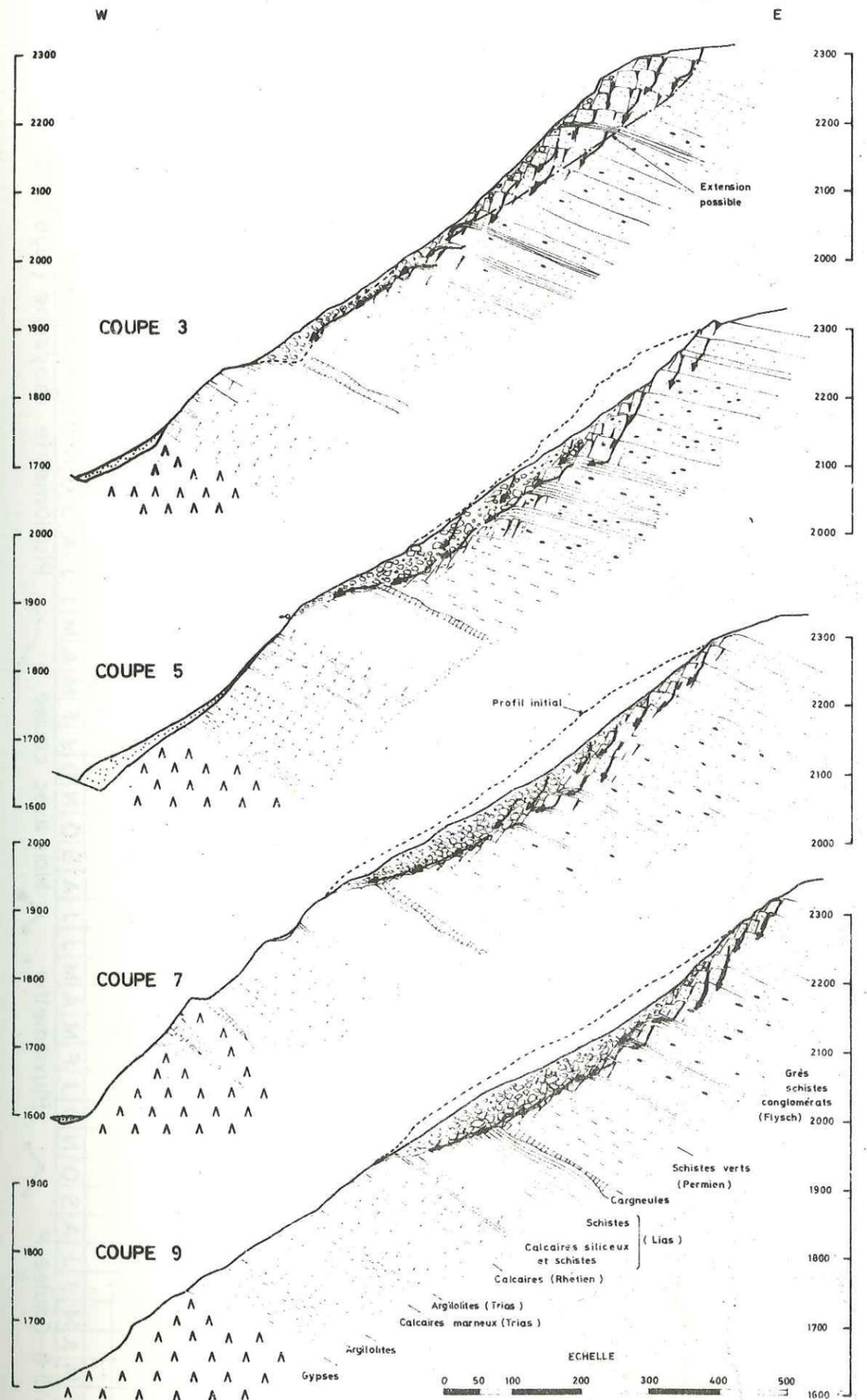
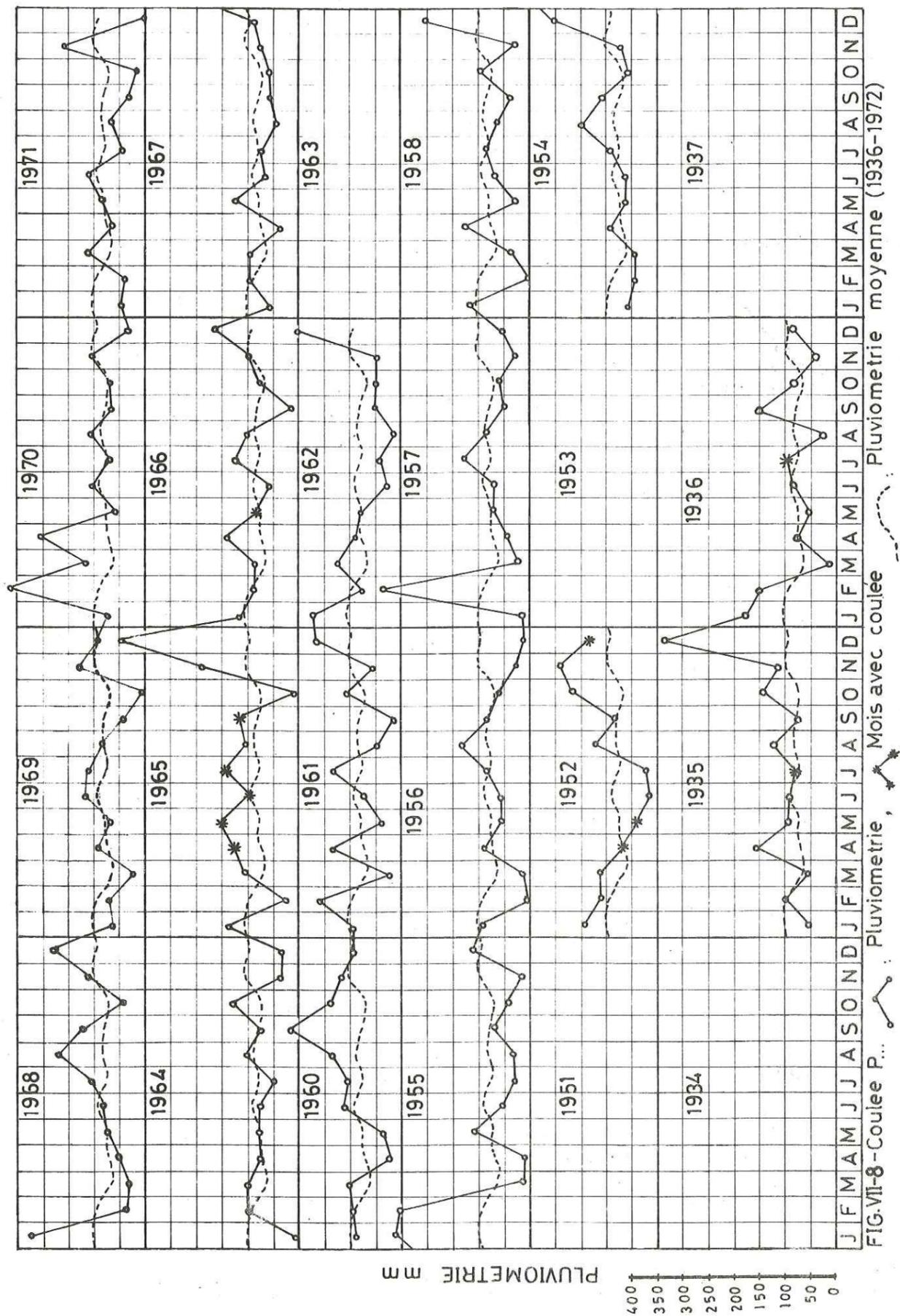


FIG.VII-7-Coupes dans le glissement de B... A... (juillet 1965)



CHAPITRE VIII

EXEMPLE D'UNE ETUDE DE STABILITE DES REMBLAIS ROUTIERS (R.N.A.)

REALISEE SUR LE TERRAIN EN MOUVEMENT

1. - RN A - PK 124,150
2. - RN A - PK 132,500
3. - RN A - PK 133,800

GENERALITES

Ces trois études ont pour but de préciser les conditions géologiques de trois sites où des désordres sont régulièrement observés dans la chaussée de la RN.A. Elles ont également pour but d'orienter les travaux de stabilisation qui seront effectués avant ceux de renforcement de la chaussée.

Ces études ont consisté en observations géologiques sur le terrain, complétées par quelques sondages électriques et quelques profils sismiques.

1. - RN. A - PK 124,150

Ce site se trouve à 1,2 km après le passage du C.F. A cet endroit, la route a été rectifiée en 1956 par mise en place d'un remblai haut de 8 à 10 m. Depuis cette date, un affaissement de la chaussée se produit lors des périodes de grande pluviométrie. Cet affaissement occupe toute la largeur de la chaussée et une longueur de 60 m environ. Il nécessite donc régulièrement d'être rechargé.

Le remblai se situe approximativement sur une rupture de pente entre un versant à 30-35° boisé, situé au-dessus de la route et des champs en pente très douce située sous la voie ferrée, elle-même à 15 m en contrebas de la RN. A.

Les matériaux du remblai sont constitués en majeure partie d'éboulis de calcaires marneux, donc argileux. Deux traversées sont situées de part et d'autre de la zone des désordres.

T₁ qui n'est pas étanche (maçonnerie en pierres sèches) du côté Croix-Haute, T₂ qui est formée d'éléments cylindriques en béton du côté C.F.

Un fossé court sur 100 m environ, parallèlement à la route, au pied du remblai. A l'aval de ce fossé, on trouve une levée de terre de 3 m de haut environ (voir Fig. VIII-1).

1.1. - Géologie sommaire et hydrologie

Le substratum rocheux est formé de marnes schisteuses brun noir se délitant en petites plaquettes. Il affleure dans le talus de déblai au Sud du glissement.

Il a été repéré par les sondages sismiques à une profondeur de 8 m en SS₂ et de 2,20 m en SS₁. La vitesse de propagation des ondes dans ce substratum est de 2 300 m/s (voir Fig. VIII-2).

Au niveau du glissement, il s'enfonce donc sous la surface topographique et il est alors surmonté par un terrain caractérisé par $V_1 = 1\ 050$ m/s. Ce terrain peut être de la marne schisteuse très altérée et fissurée. Au-dessus, la vitesse passe à 700 m/s et les terrains peuvent être constitués d'éboulis de marnes schisteuses (voir Fig. VIII-2).

D'autre part, des indices de mouvements (anciennes niches d'arrachement, arbres penchés) ont été observés dans le bois au-dessus de la route. Il est vraisemblable que ce versant soit le siège de mouvements très lents affectant les terrains à 700 m/s et 1 050 m/s. Ces faibles vitesses traduisent des faibles compacités, ce qui est le cas de terrains remaniés. Au contraire, le substratum à 2 300 m/s doit être considéré comme stable.

L'hydrologie du secteur peut se schématiser ainsi : un ruisseau existe au Nord du glissement. Au-dessus du glissement, on note des pertes dans ce ruisseau, ce qui prouve que l'eau peut s'infiltrer facilement. Il passe sous la route dans la traversée T2 puis il se perd au pied du remblai.

La traversée T1 était sèche au moment des observations (Septembre 1972). A sa sortie on a creusé une rigole qui revient vers le Nord parallèlement à la route.

L'eau a été repérée dans les champs en contrebas de la voie ferrée, ce qui prouve qu'à cet endroit la nappe est très proche de la surface topographique.

Enfin, on a observé une conduite d'eau en poterie située parallèlement à la route, 35 m environ au-dessus de celle-ci. L'étanchéité de cette conduite est douteuse.

1.2. - Causes probables des mouvements

L'existence de mouvements lents de la surface du terrain naturel est très probable, mais ces mouvements ne peuvent pas provoquer les déformations que l'on observe sur la chaussée. Ces déformations sont provoquées par la surcharge du remblai d'une part et la remontée capillaire de l'eau dans ce remblai, du fait de sa constitution de matériaux peu perméables. Comme de plus :

- le fossé situé au pied du remblai a un profil en long trop peu incliné pour évacuer rapidement l'eau de ruissellement,
- les sorties des traversées T1 et T2 ne sont pas caractérisées par des profils en long suffisamment inclinés,

on crée de ce fait des conditions hydrologiques très défavorables à la base du remblai et en contrebas de celui-ci. En période de forte pluviométrie, le niveau hydrostatique remonte dans cette zone et le coefficient de stabilité diminue.

Cela correspond à la réalité, car les mouvements sont toujours observés en période de forte pluviométrie.

1.3. - Recommandations

Pour assurer une bonne stabilité, il convient donc :

- 1) de drainer soigneusement la partie basse du remblai et le terrain naturel près du pied de ce remblai, et de faciliter l'écoulement des eaux à partir de cette zone vers le bas de la pente ;
- 2) de supprimer les arrivées d'eau possibles à l'amont (donc au-dessus du glissement).

Pratiquement, cela revient à :

- reprendre le profil en travers de la tranchée située au pied du remblai et la poursuivre jusqu'à l'entrée de la traversée S.N.C.F. (éventuellement compléter par quelques tranchées perpendiculaires aux courbes de niveau et poussées jusque sous le pied du remblai) ;
- aménager les sorties des traversées T1 et T2 pour éviter absolument les stagnations et infiltrations d'eau à la base du remblai, ce qui revient à les rendre étanches sur 10 m environ après sortie du remblai.

Le moyen le plus radical consisterait à enlever la partie de remblai affectée de mouvements, ceci jusqu'au terrain naturel. On mettrait alors en place une couche de matériaux drainants de 1 m d'épaisseur sous le futur remblai. Le remblai remonté par dessus serait compacté et constitué dans sa partie inférieure de matériaux contenant au plus 2 % de fines (< 0,1 mm).

D'autre part, pour empêcher les infiltrations d'eau contre le bord amont de la chaussée, on réalisera un fossé avec un profil en long incliné à 10 % vers l'entrée de T1.

On vérifiera également l'étanchéité de la conduite en poterie (voir plus haut).

2. - RN. A - PK 132,500

En ce point, la chaussée est affaissée sur toute sa largeur et sur 100 m de long environ. La dénivellation est actuellement de l'ordre de 10 cm.

Toute la chaussée est bâtie en remblai haut de 2 m côté amont et de 10-12 m côté aval. Ce remblai est situé près d'une rupture de pente côté amont 25° environ et côté aval < 10°.

A l'aplomb de l'extrémité Nord du glissement se trouve une traversée cassée en plusieurs endroits. Les éléments sont déboîtés et les dénivellations atteignent 30-50 cm.

Une seconde traversée existe au Sud du glissement et correspond à un talweg.

2.1. - Géologie sommaire et hydrologie

Le substratum est formé de marnes schisteuses, un peu siliceuses, noires, alternant avec des calcaires marneux gris-noir en bancs de 5 cm environ. Ce substratum affleure au Sud du talweg décrit plus haut (voir Fig. VIII-3). Il a été repéré à 10,40 m au SS3 et à 8 m au SS4. Sa vitesse de propagation des ondes longitudinales est 3 000 m/s. Il est surmonté de terrains formés d'éboulis de marnes schisteuses ou de marnes schisteuses très fissurées (la distinction est difficile car les vitesses de 1 350 et 1 400 m/s, trouvées dans les profils sismiques, traduisent probablement davantage la présence d'eau que celle d'un terrain marneux très fissuré et altéré).

L'eau a été repérée en SS3 à 3,10 m et en SS4 à 2 m près de la base du remblai et 4,5 m à l'autre extrémité du profil. Elle a été repérée de plus à 2,40 m dans le piézomètre P2. Comme ces observations ont été effectuées en période

sèche, il est vraisemblable que le niveau de l'eau en période de forte pluviométrie est plus haut. D'autre part, les conditions hydrologiques les plus défavorables se trouvent près de la base du remblai car c'est là que le niveau de l'eau est le plus près de la surface topographique.

2.2. - Causes du mouvement

Le terrain naturel sur lequel est implanté le remblai est vraisemblablement un ancien glissement stabilisé (on observe quelques moutonnements et une épaisseur de 8 à 10 m de matériaux remaniés à faible vitesse de propagation < 1 500 m/s). Les mouvements du terrain sont vraisemblablement très faibles et, comme au PK 124,150, ne sont pas seuls à l'origine des désordres observés.

La mise en place de ce remblai important (10 à 12 m de hauteur), constitué de matériaux vraisemblablement peu perméables, a provoqué une remontée capillaire de l'eau du terrain. Ceci, joint à la surcharge du remblai, a diminué le coefficient de stabilité surtout près du pied du remblai.

De plus, il faut observer qu'il existe une dépression dans le terrain au-dessus de la chaussée, dépression fermée à présent par le remblai, et qui est insuffisamment drainée par la traversée T₁. En cas de forte pluviométrie ou de fonte des neiges, il y a donc nécessairement des accumulations d'eau derrière le remblai, et des infiltrations.

2.3. - Recommandations

Il nous paraît alors nécessaire si on veut augmenter la stabilité :

- . d'empêcher les eaux de ruissellement et de fonte des neiges de s'accumuler derrière le remblai,
- . de drainer la base du remblai pour empêcher le niveau d'eau de remonter près de la surface topographique à cet endroit.

Pour cela on sera amené à :

- . refaire la traversée T₁ pour éviter les infiltrations d'eau sous le remblai et aménager sa sortie en caniveau étanche sur 30 m de long,
- . faire une nouvelle traversée T₂ correspondant au point le plus bas du terrain naturel à l'amont du remblai. La sortie de cette traversée sera réalisée comme la précédente. Ces deux traversées devront être prévues pour pouvoir supporter de faibles déformations sans perdre leur étanchéité.
- . De réaliser des fossés drainants de 2 à 3 m de profondeur, avec étanchéité côté aval et avec un profil en long suffisamment incliné pour faciliter l'écoulement vers les entrées des traversées 1 et 2.

Une solution radicale consiste aussi à supprimer la partie glissée du remblai, jusqu'au niveau du terrain naturel, de mettre en place une couche drainante prolongée vers le bas par quelques drains dans le sens de la pente. Le remblai serait alors constitué dans sa partie inférieure de matériaux non argileux (2 % < 0,1 mm) compacté par couches successives.

3. - RN. A - PK 133,800

Sous le lieu-dit Ch..., la chaussée est affaissée sur toute sa largeur et 20 m de long. La dénivellation dépasse 10 cm.

A cet endroit, le tracé a été rectifié en 1956 et un remblai haut de 10 m a été mis en place. Du côté amont se trouve un terre-plein large de 15 m environ, au milieu duquel on observe un fossé et une entrée de traversée. Cette traversée est cassée et les éléments sont disjoints. Elle est prolongée côté aval par une traversée sous le chemin menant à Beylloux.

La pente moyenne du terrain est de 15 à 20°. Un talweg d'axe NW-SE est traversé par la route à 30 m au NE du glissement. Il est sec au-dessus du glissement.

3.1. - Géologie sommaire et hydrogéologie

Le substratum est formé de schistes gris-noir. Il affleure sur le chemin de Ch... au Nord du glissement. Il est caractérisé par une vitesse de propagation des ondes longitudinales de 2 200 m/s. Il s'enfonce vraisemblablement assez rapidement car au SS₅ il a été repéré à 6-8 m de profondeur.

Les terrains de couverture sont formés soit de galets et blocs dans une matrice sablo-argileuse (affleurement au S-W du glissement), soit d'altération des schistes, soit de résidus de lessivage des moraines. Ces deux derniers types de terrains sont très argileux. Au SE₅ on a repéré un terrain de ce type, sans qu'on puisse préciser exactement son origine. Il est caractérisé par une vitesse de propagation des ondes de 1 000 m/s et une très faible résistivité $\rho_a = 30 \Omega.m$, ceci sur 5 m de profondeur. Donc ce terrain est argileux et très humide.

Le substratum dessine donc une cuvette centrée sur le transformateur cette cuvette est remplie de matériaux argileux humides d'épaisseur 5 à 8 m.

On observe en surface des circulations d'eau venant du haut du versant à travers les champs plus ou moins bien canalisés vers l'entrée de la traversée. Un fossé existe contre le bord amont du terre-plein ; il est rempli d'eau qui s'écoule très mal car son profil en long n'est pas assez incliné.

On observe des suintements dans le talus du remblai du côté de l'extrémité S-W du glissement (voir Fig. VIII-5).

3.2. - Causes probables des affaissements

On observe des signes de mouvements anciens et actuels au-dessus de la route, surtout autour des zones de circulation d'eau. Les mouvements actuels doivent être très lents car on ne remarque pas de fissure visible.

Il est probable que la mise en place de ce remblai assez important et constitué de matériaux peu perméables, jointe au fait que le versant amont et le terre-plein sont mal drainés soit à l'origine des mouvements. La rupture de la traversée a permis les infiltrations d'eau directement dans la partie basse du remblai, ce qui a encore diminué la stabilité.

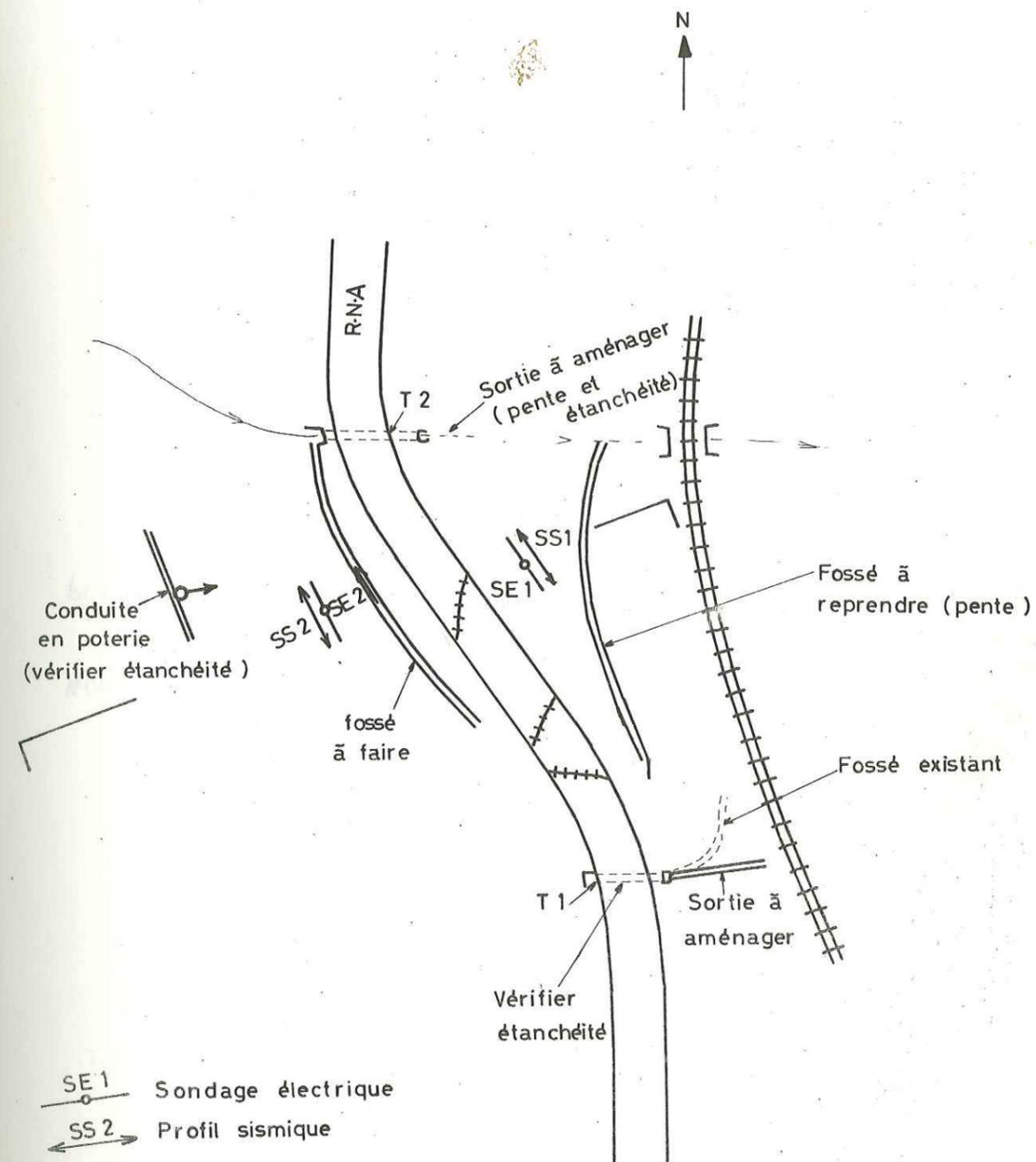


Fig. VIII-1-Schéma du PK 124,150

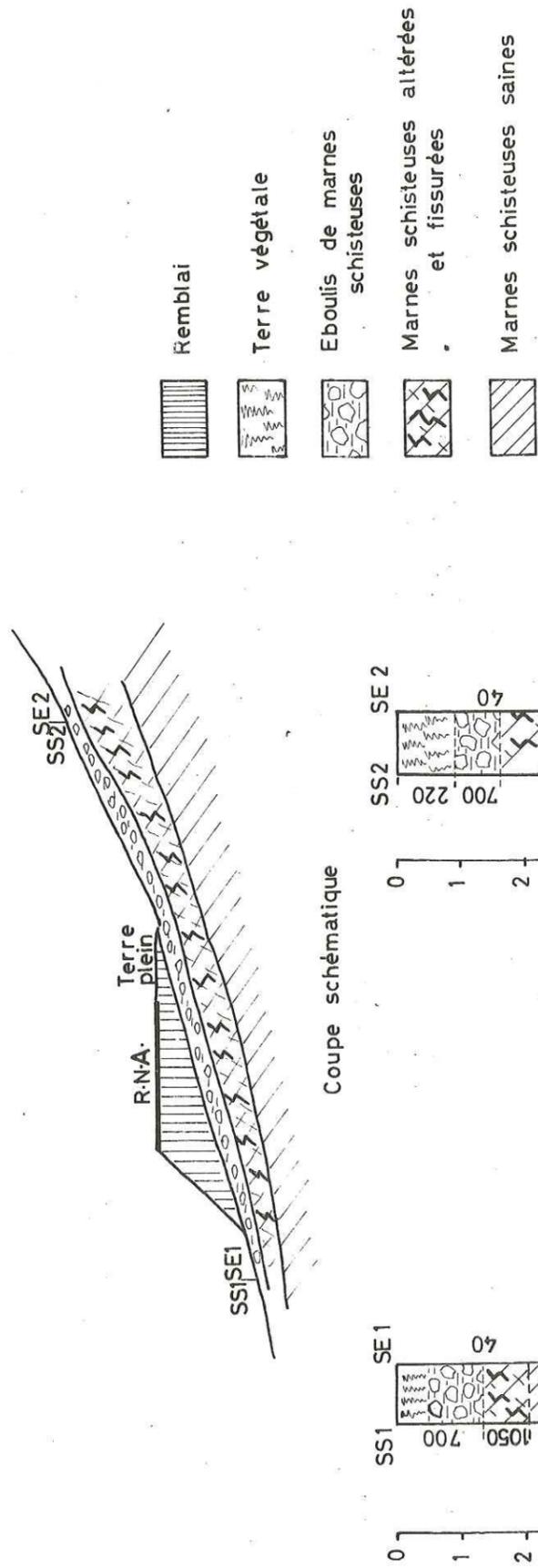


Fig VIII -2-Coupe schématique au PK 124,150

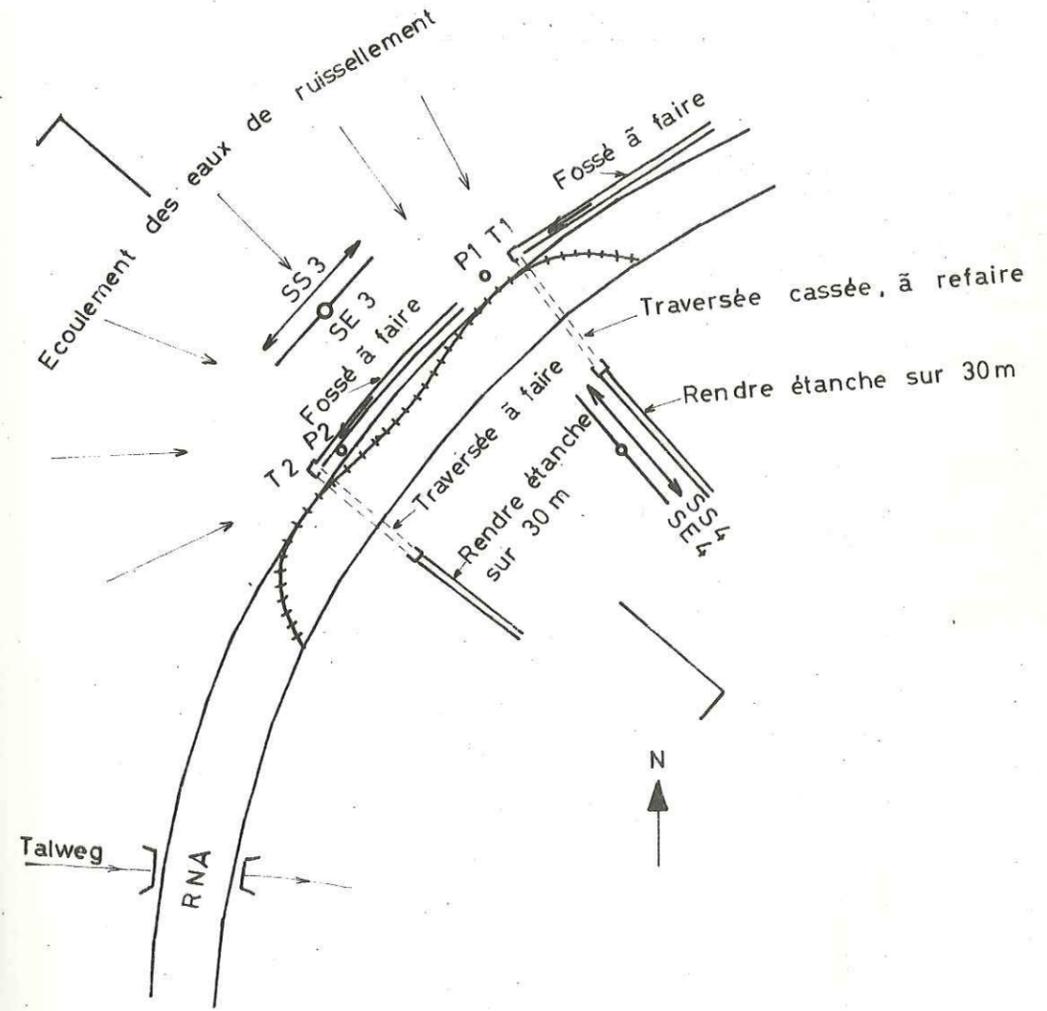


Fig VIII -3 Schéma du PK 132,500

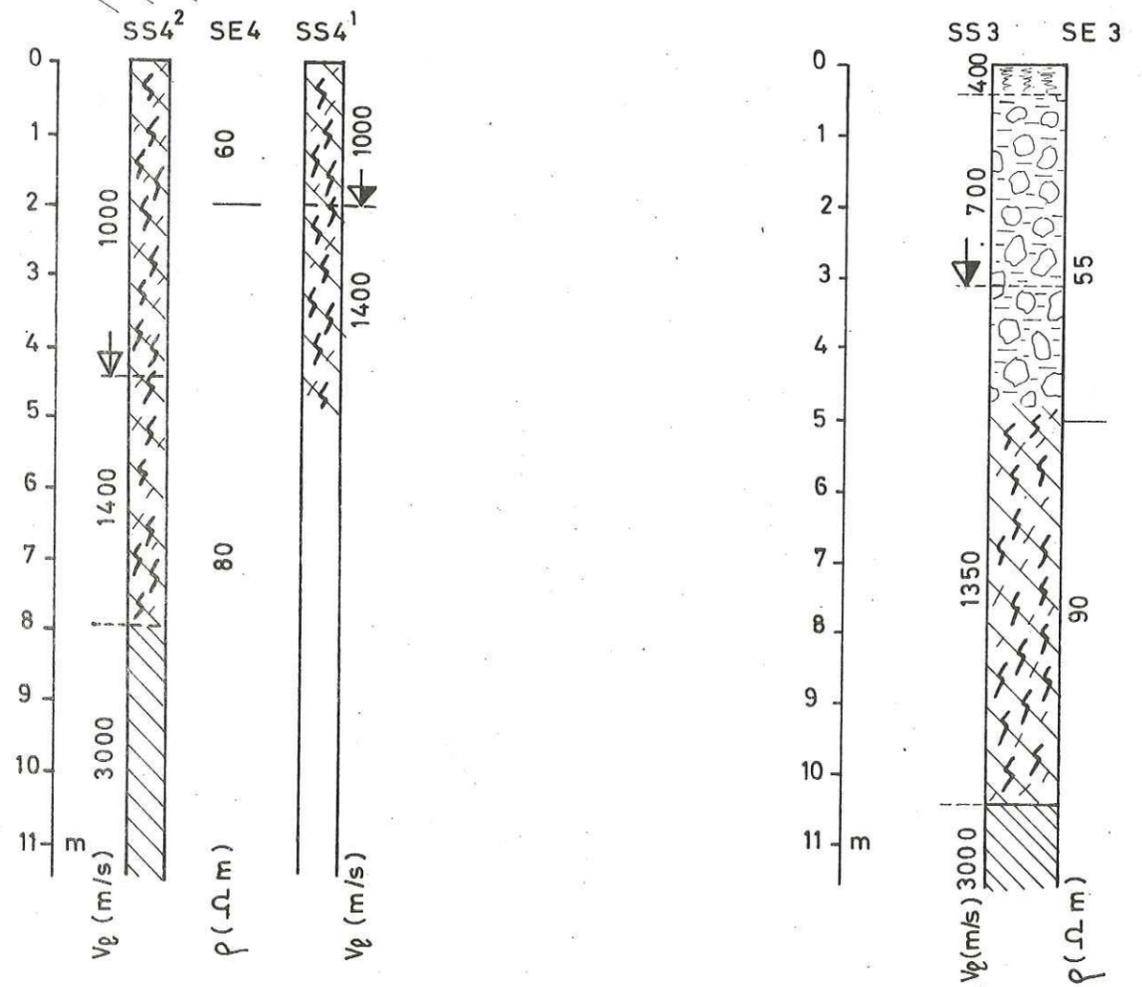
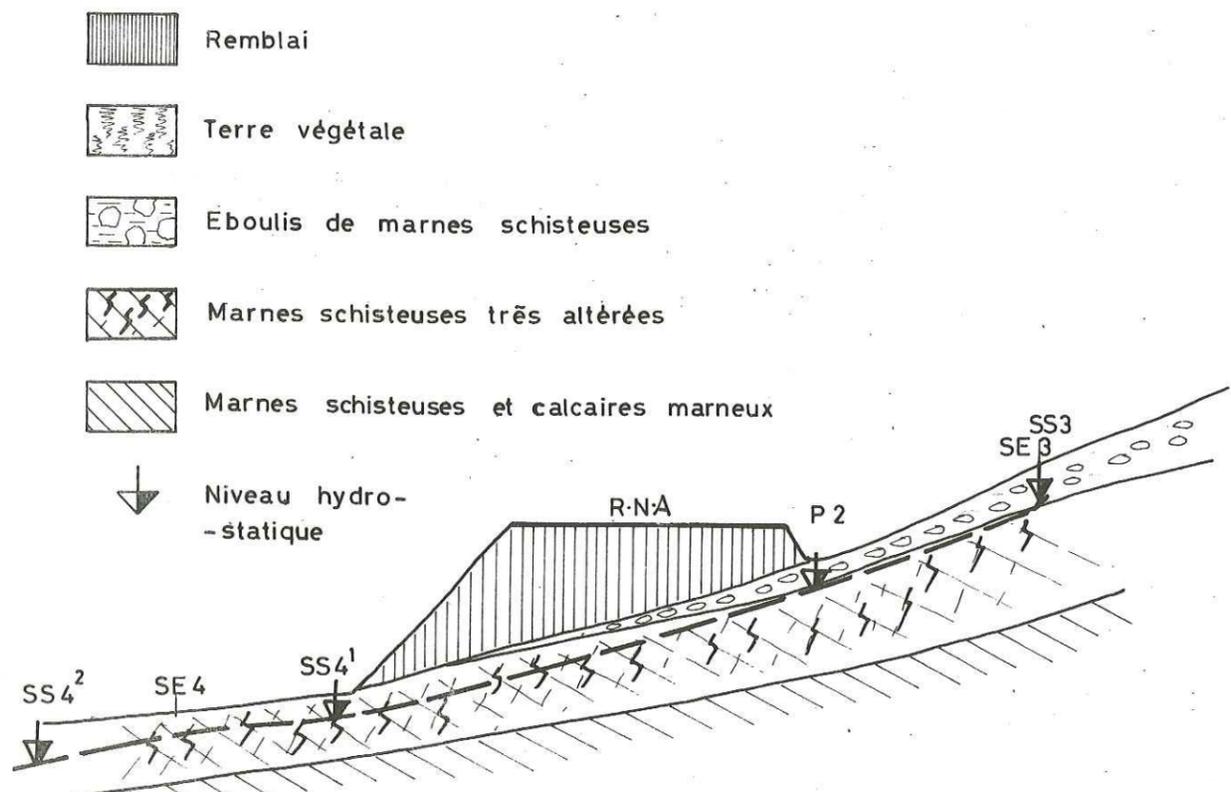


Fig. VII-4-Coupe schématique au PK 132,500

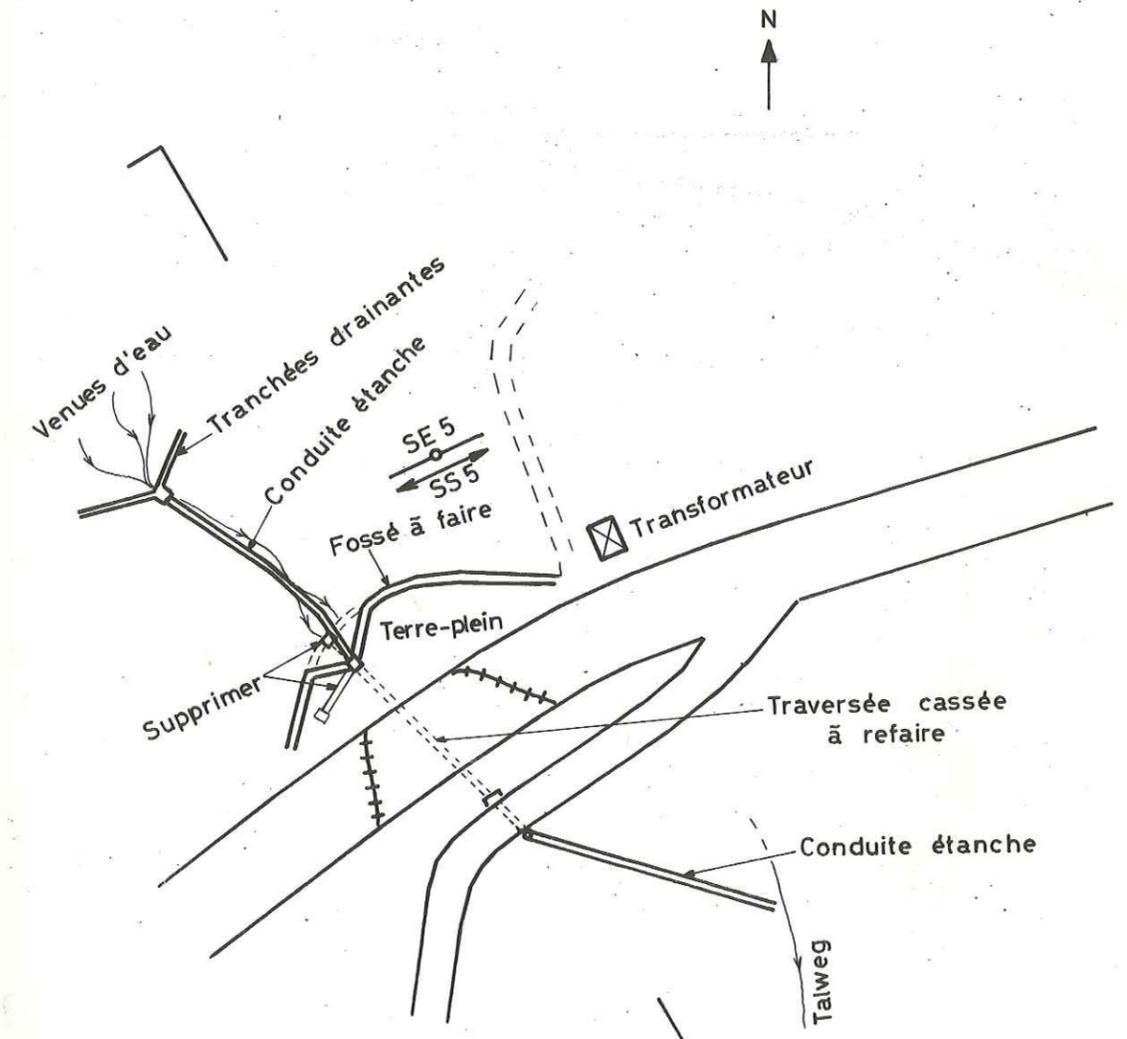
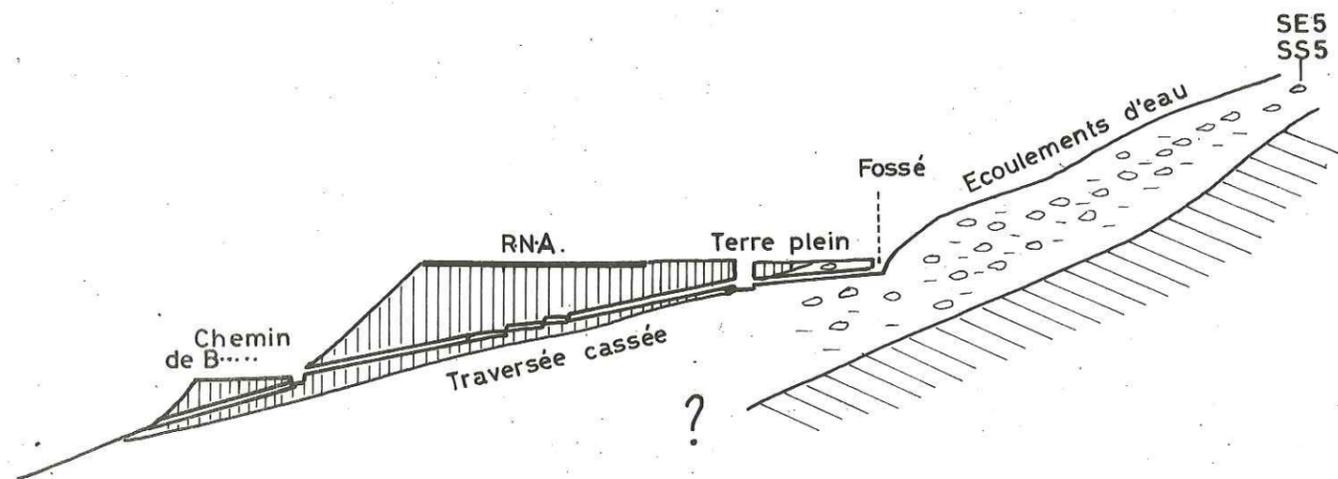


Fig. VII-5-Schéma du PK 133,800



-  Remblai artificiel
-  Terre végétale
-  Eboulis argileux
-  Schistes très altérés
-  Schistes

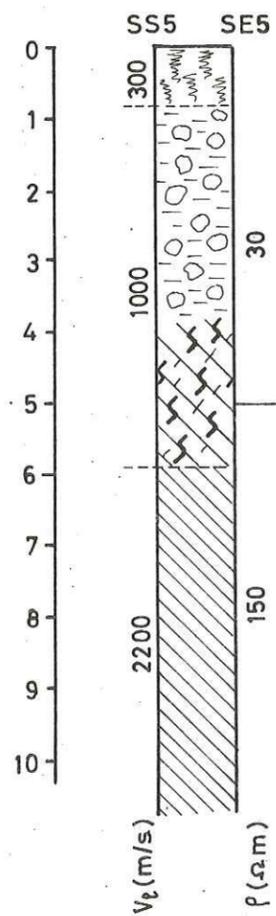


Fig. 6 Coupe schématique au
PK 133,800

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les conclusions principales qu'on peut tirer des études et observations présentées dans ce mémoire sont les suivantes :

1/ - Le rôle de l'eau est très important et souvent déterminant sur les glissements de terrains. Tout d'abord c'est une composante essentielle du sol et sa quantité et ses caractéristiques physico-chimiques déterminent dans la majorité des cas le comportement mécanique du sol et influencent la stabilité du terrain.

L'action de l'eau sur la stabilité du terrain se manifeste par :

- modification des contraintes effectives,
- redistribution des contraintes dans le massif, en modifiant les conditions aux limites hydrauliques ainsi que les conditions aux limites géométriques (par érosion...),
- changement des propriétés mécaniques et d'autres propriétés physiques comme la perméabilité, porosité etc...

2/ - L'objet de l'étude hydrologique et hydrogéologique sur un site de glissement est tout à fait différent de celui relatif à une recherche d'eau ou une estimation de ressources en eau. Ce qui influence surtout la stabilité du terrain est la dynamique de l'eau souterraine, laquelle dépend des facteurs suivants :

- répartition de la pluviométrie dans le temps sur le bassin versant englobant le glissement (en particulier répartition entre pluie et neige et régime de fonte des neiges),
- répartition de la température ambiante dans le temps, surtout dans les mois de fonte des neiges.
- variation du niveau du plan d'eau libre au voisinage du site de glissement, et son influence sur la nappe phréatique,
- débit des sources et cours d'eau.

Ces facteurs déterminent la répartition des pressions interstitielles et sa modification dans le temps. Tout ceci a une influence primordiale sur les mouvements de terrains.

Pratiquement la mesure de la pression interstitielle doit être significative, et par conséquent dans les terrains de faible perméabilité on doit adopter des dispositifs à réponse instantanée comme par exemple les cellules de prise de pression à cordes vibrantes que nous avons utilisées pour de tels terrains. En effet les piézomètres (qu'on utilise encore souvent quelque soit le terrain) fournissent des données souvent peu significatives en raison des inconvénients suivants :

- temps de réponse très long,
 - difficultés dans la réalisation technique en particulier pour assurer l'étanchéité entre les différents niveaux aquifères,
 - colmatage progressif des filtres au niveau des crépines
- etc...

Enfin l'hétérogénéité du terrain est à l'origine de répartitions assez complexes de la pression interstitielle avec la profondeur et exige d'avoir plusieurs points de mesures de celle-ci sur une même verticale.

L'exploitation rationnelle de ces données hydrogéologiques ne peut se faire que si elles sont associées à certaines grandeurs caractérisant le mouvement du terrain : déplacements, vitesses de déplacements, accélérations. Donc les mesures de déplacements doivent être effectuées simultanément avec les mesures hydrogéologiques. En ce qui concerne les techniques de

mesures de déplacements, la triangulation topographique de bonne précision (1 cm) est assez lente et plutôt chère. Nous avons utilisé deux autres moyens de mesure, l'un étant le télémètre infrarouge Distomat et l'autre le laser d'alignement, en vue de déterminer l'efficacité et la précision obtenue avec ces appareillages. Avec le Distomat, par mesure de variation de distance entre des témoins et l'émetteur à poste fixe, on a obtenu une précision de 1 cm sur les déplacements. Les mesures étant beaucoup plus rapides qu'avec la triangulation, la précision étant la même, ce type d'appareil peut donc être recommandé pour l'étude des déplacements de terrain.

La restriction principale à l'emploi de tels appareils est qu'il est assez difficile de rendre les mesures automatiques. Ceci est rendu nécessaire car les corrélations entre les événements pluviométriques et les mouvements sont d'autant mieux cernées que les différentes mesures sont réalisées de façon quasi permanente. Dans ce but nous avons essayé d'adapter un laser d'alignement pour les mesures de déplacements. Cet appareil a l'avantage de bien se prêter à l'automatisation, mais la précision obtenue jusqu'à présent dans les mesures de déplacements (+ 3 cm) n'est pas satisfaisante. Des travaux de perfectionnement sont en cours sur le laser au Laboratoire de Géotechnique pour augmenter sa précision.

3/ - Parmi les différentes techniques de reconnaissance hydrogéologiques la prospection géophysique électrique permet d'obtenir des informations intéressantes dans plusieurs domaines. C'est ainsi que les terrains en mouvement étant généralement hétérogènes et les sondages mécaniques insuffisants pour déterminer en détail la constitution lithologique, une prospection électrique à maille assez serrée (ce qui est possible à cause du faible coût des travaux), permet de déceler des hétérogénéités avec lesquelles sont souvent associées les arrivées préférentielles des eaux sur le site du glissement. La connaissance de ces arrivées préférentielles d'eau est très importante pour élaborer des plans efficaces de drainage pour la stabilisation. Nous avons pu faire l'application de cette méthode sur le site du glissement G. L., en adoptant une méthode d'interprétation assez simple et suffisamment précise pour le but recherché, et parvenir à mettre en évidence une zone préférentielle d'arrivée d'eau et ses limites dans le glissement. On remarque que cette zone correspond à la partie la plus active du glissement.

D'autre part, d'après plusieurs essais que nous avons faits, la méthode de prospection géophysique électrique s'est montrée efficace dans la détermination de la direction et de la profondeur des fissures sur le glissement. Les expériences sont en accord avec la théorie approximative présentée dans ce mémoire qui confirme que (quelle que soit la résistivité du matériau de remplissage des fissures) la résistivité apparente est toujours plus grande dans la direction perpendiculaire aux fissurations que parallèlement à celles-ci. Cette méthode de reconnaissance est intéressante surtout dans le cas où les directions des fissures sont masquées par la présence d'une couche végétale.

Pour relier les variations de teneur en eau d'un sol argileux homogène avec ses variations de résistivité, on a réalisé des mesures sur échantillons au laboratoire, et on a pu obtenir une courbe de variation de résistivité en fonction de la teneur en eau. Des mesures analogues ont également permis de relier la résistivité à la teneur en argile pour un sol argileux parfaitement saturé. Ceci a pour intérêt de permettre de lier les changements de résistivité observés sur le terrain avec les modifications de certaines propriétés géotechniques.

Enfin les expériences de mesures de résistivité de l'eau des sources ont montré qu'il est possible dans certains cas de déceler les différentes origines des eaux et de mettre en évidence leur modification ionique lors du passage dans le terrain en glissement. Ce dernier point est essentiel dans les modifications des propriétés mécaniques des sols par lessivage.

4/ - Un facteur très important de la régulation des eaux de surface et souterraines est la végétation. Des considérations générales ont permis de constater que :

- la végétation diminue le ruissellement en augmentant la rugosité hydraulique de la surface du sol, mais elle diminue l'infiltration profonde par consommation et stockage,
- la végétation et la forêt fixent rarement le sol en profondeur,
- certains types de végétation (vieux peuplements exposés au vent ...) détruisent la structure de la surface du sol et favorisent l'infiltration des eaux, ce qui peut avoir des conséquences négatives sur la stabilité des terrains.

Le rôle de la végétation sur la stabilité des terrains est un sujet encore mal connu qui mériterait de faire l'objet d'une recherche poussée.

Les trois exemples présentés dans la 2ème partie ont pour but de montrer les différents modes d'action de l'eau ainsi que l'application d'un certain nombre de méthodes de reconnaissance.

Dans le cas du glissement de G. L., grâce à la collaboration de la Compagnie Nationale du Rhône, nous avons pu disposer de mesures systématiques sur les pressions interstitielles dans le massif en mouvement d'une part et sur les mouvements du terrain d'autre part.

Ces observations nous ont permis de conclure que les déplacements du glissement sont liés à la pression interstitielle d'une façon assez complexe. La pression interstitielle doit atteindre un seuil (à la suite de fonte de neiges ou de fortes pluies) pour provoquer un déplacement total ou partiel du glissement. La valeur de ce seuil de pression n'est pas constant ni pour un témoin, ni pour un site, elle est liée d'une manière assez complexe à la pluviométrie pluriannuelle ainsi qu'à l'activité des différentes parties du glissement qui contribuent à la redistribution des contraintes de cisaillement sur la surface de glissement par suite des variations des poussées actives.

Les résultats obtenus jusqu'en 1973 sont insuffisants pour déterminer quantitativement ce seuil. Il est nécessaire de poursuivre ces mesures d'une manière très fréquente surtout pour les périodes de plus grande activité du glissement (en général Décembre à Juin).

L'application à cet exemple des techniques de reconnaissances géophysiques électriques, ont permis d'obtenir des précisions intéressantes pour la connaissance géologique et hydrogéologique du site. On a également utilisé les méthodes de mesures de déplacements par télémètre infrarouge et laser d'alignement.

Le deuxième exemple, concernant l'étude de coulées boueuses, nous a permis d'éclaircir certains mécanismes de formation de telles coulées en région montagneuse. En particulier on a mis en évidence que les conditions principales pour que de telles coulées peuvent se former sont :

- l'existence d'éboulis importants et assez perméables,
- l'existence de circulations d'eau sous l'éboulis provenant de sources et de fonte des neiges,
- l'entraînement de particules fines empruntées aux terrains du substratum et de la couverture favorisant le colmatage de la partie inférieure des éboulis.

Ces hypothèses sur le mécanisme ont permis une approche du problème de la prévision des coulées de ce type pour un site donné.

Le dernier exemple montre l'importance pour la stabilité des remblais routiers implantés sur d'anciens sites de glissements. Des mouvements lents du terrain pouvant toujours avoir lieu sur ces sites, les conditions hydrologiques créées par certains systèmes de drainage (concentrés à l'amont en particulier) provoquent la stabilisation d'une partie de la fondation du remblai et une accélération des mouvements dans une autre partie, ce qui cause des mouvements différentiels affectant ce remblai. Il s'ensuit souvent des désordres importants. Nous donnons des précisions sur le principe des drainages permettant d'éviter ce phénomène.

Enfin il est évident que dans le cadre très limité de ce mémoire, il n'est pas possible d'aborder même très approximativement l'influence de l'action multiple de l'eau sur le glissement de terrain.

Toutefois, nous espérons que ce mémoire nous a permis de mettre en relief les problèmes essentiels résultant de l'activité de l'eau sur la stabilité du terrain.

BIBLIOGRAPHIE

- AMINI (M.), 1972. - Application des méthodes sismiques à l'étude des glissements de terrain. Thèse 3^e cycle. Univ. Grenoble.
- AMIRI (A.), AZIMI (C.), BOUCEK (B.), DESVARREUX (P.), 1973. - Etude des mouvements de terrains sur la commune de Léaz. Laboratoire de Géotechnique. Univ. Grenoble.
- ANCHIERRI (L.), 1966. - Les crues du torrent de Pontamafrey en 1965. Rev. Géog. Alp. Fr. 54 n° 1, p. 15-42.
- ANTOINE (P.), BIAREZ (J.), DESVARREUX (P.), MOUGIN (J.P.), 1971. - Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses. Rev. Géol. Alp. n° 47, Fasc. 1, p. 5-24.
- ASTIER (J.L.), 1971. - Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Ed. Masson & Cie.
- AUSSENAC (G.), - Aperçu du rôle de la forêt dans l'économie de l'eau. Revue Forestière Française. Classification Oxford 181312.
- AZIMI (C.), 1964. - Application de la méthode sismique dans la géologie de l'ingénieur. Thèse Univ. Moscou.
- BARBIER (R.), 1948. - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Serv. Expl. carte Géol. det. Fr.
- BARBIER (R.), GIGNOUX (M.), 1955. - Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Ed. Masson & Cie, Paris.
- BARNES (H.E.), 1954. - Electrical subsurface exploration simplified. Roads and Streets, May 1954.
- BAZIN (F.) - Hydrogéologie. Cours de 3^e cycle. Institut Dolomieu. Univ. Grenoble.
- BIAREZ (J.) - Contribution à l'étude des propriétés mécaniques des sols et des matériaux pulvérulents. Thèse Doctorat-ès-Sciences. Univ. Grenoble.
- BIAREZ (J.), BOUCEK (B.), 1970. - Etude des vitesses de glissement et de fluage des terrains. Laboratoire de Géotechnique. Univ. Grenoble.
- BIAREZ (J.), BOUCEK (B.), 1973. - Viscoplasticité de l'argile in situ et en laboratoire. C.R. 8^{ème} Congrès Intern. de Méc. des Sols et Trav. de Fond. Moscou.
- BOMBARD (J.P.), 1968. - Une approche des problèmes posés par l'étude des mouvements de terrain. Essai méthodologique. Thèse 3^e cycle Univ. Grenoble.

BOMBARD (J.P.), 1968. - Etude de la stabilité des berges de la retenue de Gé-nissiat. Glissement de Léaz (inédit).

CASTANY (G.), 1967. - Traité pratique des eaux souterraines. 2ème édition. Dunod, Paris.

CHOQUET (Ch.), 1972. - Etude géotechnique et hydrogéologique de l'aménagement du Canal de Provence, au nord de Toulon (Var). Thèse 3è cycle. Univ. Grenoble.

CITTANOVA (J.P.), 1970. - Physico-chimie appliquée aux argiles. Thèse Univ. Grenoble.

COSTE (J.), SANGLERAT (G.), 1969. - Cours pratique de mécanique des sols. Dunod, Paris.

DAKHNOFF (V.N.), 1953. - La prospection électrique pour le pétrole. Gostopoizdat (en russe).

DESVARREUX (P.), 1970. - Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrain et applications pratiques. Thèse Docteur-Ingénieur Univ. Grenoble.

FRENETTE (M.), 1964. - Etude de colmatage dans un milieu poreux de granulométrie étendue. Thèse Univ. Grenoble.

GOGUEL (J.), 1968. - Les enseignements du glissement de Pontamafrey. Bull. B.R.G.M. n° 3 - p. 56-62.

KELLER (D.), 1966. - Handbook of physical constants. The Geol. Soc. of Am.

HOWELL, LICASTRO, 1966. - Am. Min. n° 46. Vol. 269.

LEONARDS (G.A.), 1968. Les fondations. Dunod, Paris.

LETOUZE (F.), 1969. - Etude géologique et hydrogéologique de la Vallée du Rhône entre Vienne et Andance. Thèse 3è cycle, Univ. Grenoble.

MICHEL (R.), LETOURNEUR (J.), 1971. - Géologie du Génie Civil. Libr. A. Colin, Paris.

MOORE (R.W.), 1945. - An empirical method of interpretation of earth resistivity measurements. Trans. Amer. Inst. Min. Mat. Eng. V. 164.

MOORE (R.W.), 1961. - Geophysics efficient in exploring the subsurface. Journal Soil Mech. Dir. Proc. Amer. Soc. of Civil Eng. V. 87, n° SM 3.

MORELON (J.P.). - Rapports du 28.7.1967, du 24.11.1965 et du 8.2.1967.

MOUGIN (P.). Les torrents de Savoie.

MOUROUX (P.), 1969. - Contribution à l'étude des problèmes de retrait et de gonflement des sols. Thèse, Univ. Grenoble.

OZENDA (P.), 1964. - Biogéographie végétale. Editions Doin, Paris.

RUBY (P.), 1969. - Hydraulique souterraine appliquée. Cours 3ème Année E.I.H. Univ. Grenoble.

SANKER NARAYAN (P.V.), RAMANUJACHARY (K.R.), 1967. - An inverse slope method of determining absolute resistivity. Geophysics, n° 6.

SANTON (L.). - Milieu poreux. Cours 3è cycle, Univ. Grenoble.

SCHOELLER (H.), 1962. - Les eaux souterraines. Edit. Masson & Cie, Paris.

SCHNEEBELI (G.), 1966 - Hydraulique souterraine (Edit. Eyrolles, Paris).

SERGEEV (E.M.), 1969. - Les forces de cohésion et l'eau liée dans les argiles. Conférence à l'E.N.S. des Mines, Paris.

SEYNORA (I.), ROUBTSOF (E.), 1967. - Publication de l'Institut d'Hydrogéologie de l'Etat, Moscou.

TERZAGHI (K.), PECK (R.B.), 1965. - Mécanique des sols appliquée. Dunod, Paris.

UTZMANN (R.), 1954. - Prospection électrique et tellurique. Etudes sur modèles réduits. C.G.G.

VACHAUD (G.), 1968. - Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieu poreux non saturé. Thèse, Univ. Grenoble.

WAKIL (M.), 1972. - Rôle de la phase gazeuse dans l'infiltration et le drainage d'une colonne de sol stratifiée. Thèse Docteur-ès-Sciences Physique, Univ. Grenoble.

WINSAUER, PERKINS, BARANNON, 1954. - Jour. Pet. Tech. n° 6, Vol. 29.

WYLLIE, MORGAN, 1952. - Producers Mouthly, n° 16, Vol. 31.

LISTE des SYMBOLES

A	: Longueur
a	: Longueur
α	: Angle
τ	: Contrainte de cisaillement
σ	: Contrainte totale
σ'	: Contrainte effective
σ_n	: Contrainte normale
n	: Porosité
γ_g	: Poids spécifique des grains solides
G	: Poids spécifique
γ_d	: Poids spécifique du sol sec
γ_s	: Poids spécifique du sol saturé
γ_w	: Poids spécifique de l'eau
γ'	: Poids spécifique apparent du sol saturé
\emptyset	: Angle de Frottement interne
\emptyset'	: Angle de frottement effectif
ζ, e, h et h'	: cote
d_s	: élément de surface
U	: pression de l'eau interstitielle
U_c	: pression de l'eau capillaire
S_d	: degré de colmatage
\bar{S}_d	: degré de colmatage moyen
K_0	: Coefficient de la perméabilité initiale (conductivité hydraulique du sol)
K	: Coefficient de perméabilité
n_0	: Porosité initiale
ϵ	: Porosité du dépôt
V_t	: Volume total de l'échantillon
μ_0	: Coefficient de la viscosité initiale de l'eau
μ	: Coefficient de la viscosité de l'eau
Q	: Ecoulement
W %	: Teneur en eau
P	: Pluviométrie
E.T	: Evapotranspiration

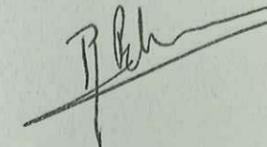
E.Tr : Evapotranspiration réelle
E.Tp : Evapotranspiration potentielle
2 M : Amplitude moyenne des courbes de niveaux de la nappe
N : Température moyenne de l'air
K : Coefficient de dispositif
 ρ : Résistivité électrique apparente
 ρ_0 : Résistivité de l'eau d'imbibition
S : Coefficient de saturation
F : Coefficient de formation
 λ : Coefficient d'anisotropie
R : Résistance électrique
 ρ_F : Résistivité des matériaux remplissant les fissures
 ρ_s : Résistivité du sol
 ρ_w : Résistivité de l'eau
 W_p : Limite de plasticité
Y : Distance du terrain naturel à partir de la surface de glissement
 Y_0 : Distance de la nappe à partir de la surface du sol
 Δ_L : Déplacement horizontal ou vertical

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse



VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

