



HAL
open science

Géodynamique des cirques de la Réunion : implications géotechniques et stabilité des versants

Jean Louis Haurie

► **To cite this version:**

Jean Louis Haurie. Géodynamique des cirques de la Réunion : implications géotechniques et stabilité des versants. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT : . tel-00682864

HAL Id: tel-00682864

<https://theses.hal.science/tel-00682864>

Submitted on 27 Mar 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.



HAURIE (J.L.)

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

Ex. n° 1

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

Géologie du Génie Civil

par

Jean - Louis HAURIE

SUJET

GEODYNAMIQUE
DES CIRQUES DE LA REUNION
IMPLICATIONS GEOTECHNIQUES
ET STABILITE DES VERSANTS

Soutenue le 22 Décembre 1987 devant la Commission d'Examen

M. P. ANTOINE

Président

MME. N. VATIN PERIGNON

Rapporteurs

M. J. COUDRAY

M. J. LETOURNEUR

Examineurs

M. M. HUMBERT

M. A. GIRAUD

21 NOV. 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
S 28031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.45.43

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

Géologie du Génie Civil

par

Jean - Louis HAURIE

S U J E T

GEODYNAMIQUE DES CIRQUES DE LA REUNION IMPLICATIONS GEOTECHNIQUES ET STABILITE DES VERSANTS

NNB 10091224

Soutenue le 22 Décembre 1987 devant la Commission d'Examen

M. P. ANTOINE

Président

MME. N. VATIN PERIGNON

Rapporteurs

M. J. COUDRAY

M. J. LETOURNEUR

Examineurs

M. M. HUMBERT

M. A. GIRAUD

GRENOBLE

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

RESUME

Ce travail analyse l'ensemble des paramètres nécessaires à la compréhension du mécanisme de la formation des cirques et des mouvements de versants actuels qui s'y rattachent, ceci en vue d'y définir les conditions géotechniques indispensables au zonage du risque, comme à tout projet d'aménagement.

■ La première partie présente les traits généraux de l'île, l'occupation du sol des cirques et souligne les particularités hydro-météorologiques.

■ La deuxième partie concerne tous les événements géologiques qui se sont produits avant l'arrêt de l'activité volcanique du Piton des Neiges, vers 25 000 ans BP. On y expose le contexte géotectonique, puis les données lithostratigraphiques et structurales, ainsi que l'altération hydrothermale subie par les matériaux originels, en faisant ressortir les faits géologiques qui ont une incidence marquée sur les caractéristiques géotechniques globales du massif.

■ La troisième partie analyse les modalités de l'action des principaux agents morphogénétiques présidant à l'évolution des reliefs, lors des périodes de calme éruptif, et aboutit à une interprétation des mécanismes de la naissance et du développement des cirques.

■ la quatrième partie exploite le schéma de distribution spatiale et temporelle issu des analyses précédentes pour une analyse de la dynamique et de l'érosion des versants, une classification géotechnique des terrains et une méthodologie de zonage du risque.

UNIVERSITE DE GENEVE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MARIAGE GIRON
E 2001 GENEVE CEDEX
TEL. 020 87 44 44

ABSTRACT

This study analyses all the parameters necessary to understand the formation of the cirques and the present days slope movements in which it results, this in order to define the geotechnical conditions necessary for natural hazards mapping and planning.

▪ First section presents general features of the island, the land-use in the cirques, and underlines hydro-meteorological characteristics.

▪ Second section deal with all the geological events which took place before the end of the active period of the Piton des Neiges volcano, round about 25,000 years ago. The geotectonical, lithostratigraphical and structural context, as well as the hydrothermal alteration that the original materials underwent, are presented in this section, emphasizing the geological facts which are relevant from a geotechnical stand point.

▪ Third section analyses the action of the main morphogenetic agents controlling the slope evolution during the dormant periods and ends with an interpretation of the creation and developpement mechanisms of the cirques.

▪ The last section uses, for an analysis of the erosion and the dynamics of slopes, geotechnical classification of grounds and methodical natural hazards mapping, the spatial and temporal distribution scheme which result from the previous calculations.

AVANT-PROPOS

Je remercie les personnes intervenues, à des degrés divers, dans ce travail.

- Mr ANTOINE m'a confié un sujet auquel j'étais spécialement intéressé. Je le remercie pour la confiance et la liberté de manoeuvre qu'il m'a accordé, au sein de son équipe de Géologie Appliquée.

- Je rend ici tout spécialement hommage à Mr J. LETOURNEUR (professeur émérite à l'Ecole des Mines de St-Etienne) dont j'ai pu apprécier la disponibilité, l'entrain et surtout la grande expérience, au cours de discussions de fond.

- Toute ma gratitude à Mr COUDRAY (responsable du Laboratoire de Géologie de l'Université de La Réunion), pour sa patience, sa courtoisie, le bon accueil, et l'intérêt qu'il a constamment manifesté pour ce travail.

- Je dois d'avoir été aiguillé vers la géologie appliquée par Mme VATIN-PERIGNON (Directeur de Recherches au C.N.R.S. - Equipe Volcanologie de l'Institut Dolomieu) qui, par la suite, s'est toujours montrée disponible, notamment pour les lames minces.

- Malgré ces nombreuses occupations, Mr HUMBERT (département Ingénierie Géotechnique - B.R.G.M.) m'a fait le plaisir de participer à ce jury. Je garde un bon souvenir de son accueil à Orléans.

- Ma sympathie à Mr GIRAUD (Maitre de conférence - Equipe de Géologie Appliquée de l'I.R.I.G.M.) dont j'ai apprécié particulièrement le sens de la diplomatie (excepté les grands coups de poing sur les tables...).

- Mr STIELTJES (Service Géologique Régional - B.R.G.M.) n'a pu être présent dans ce jury. Je le remercie de m'avoir facilité les déplacements sur le terrain et de m'avoir financé sur 9 mois.

- Mes amitiés à H. PINCHINOT (en souvenir des départs matinaux pour nos terrains respectifs) et Ph. ROCHER, particulièrement pour les confrontations d'idées que nous avons eu sur la géologie des cirques.

- Mon amitié également à J.P. TANG-TAYE, qui a facilité l'édition de cet ouvrage.

Cette étude clôt de nombreuses années passées à Grenoble, dont l'environnement m'a définitivement marqué.

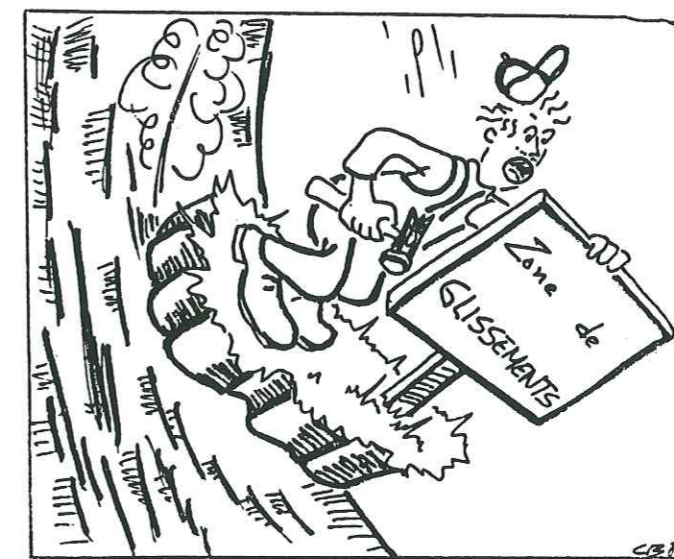
Je garde un excellent souvenir de la formation de terrain, en géologie alpine, que j'ai reçu à l'Institut Dolomieu ; de même que j'ai apprécié l'originalité et la complémentarité de la formation appliquée dispensée à l'I.R.I.G.M.

Mes amitiés au personnel de ces laboratoires.

Parmi les nombreux amis que je me suis fait à Grenoble je tiens à mentionner ici : Patrick et Jean Christophe ; Patrick, Jean Michel, Jean Pierre, Yasuo, Anne ; Armando, Carlos, Michel, Samir, François, Samy, Rose, Yin, Francisco, Emanuel ; Lilianne, Marie-Laure, Michèle ; Vervisch, Stachetti et Chelly ; Paquita ; F. Vial et sa famille ; etc.

Une bonne part de la frappe, de la mise en page et de "l'environnement affectif" de ce travail revient à Sophie.

Enfin, rien n'aurait pu se faire sans l'aide multiple de mes parents.



(Carlos Beltran, 1896)

INTRODUCTION

L'île de La Réunion est, sans conteste, le département français le plus exposé aux calamités naturelles :

- février 1987, cyclone Clotilda : inondations catastrophiques dans l'île ; très lourdes destructions ; une dizaine de morts ; 3 000 sans-abri ;

- mars 1986, éruption volcanique exceptionnelle au Piton de la Fournaise : crainte d'une éruption phréato-magmatique et menaces sérieuses sur la ville de St-Philippe ; évacuation de centaines de personnes ;

- janvier 1980, cyclone Hyacinthe : glissements de terrain spectaculaires dans les cirques ; une coulée de boue fait 10 morts à Grand-Ilet, etc.

Au fil des catastrophes, la notion de contraintes et surtout de risques naturels devient donc, pour les pouvoirs publics, un élément déterminant en ce qui concerne les plans d'aménagement. Pour leur part, les mouvements de terrain, qui se produisent chaque année, affectant les zones agricoles et habitées des "hauts", ont amené le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.) à réaliser un programme de zonage des risques géologiques (cartographie au 1/25 000), pour les cirques de Salazie, de Cilaos et les grandes ravines externes (HUMBERT et coll., 1981 à 1986).

Une première collaboration avec l'équipe de géologie appliquée de l'Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique (I.R.I.G.M.) s'est traduite par une thèse sur un secteur prioritaire du cirque de Salazie, particulièrement sensible, celui de Grand-Ilet (PINCHINOT, 1984). Cette étude, reposant sur des cartes de facteurs et de zonage du risque, au 1/10 000, retenait l'existence :

- d'un substratum volcanique ;
- d'une "Unité Intermédiaire", déplacée en masse et responsable de tous les maux affectant ce secteur ;
- de formations détritiques.

A ce stade, il était intéressant d'étendre les investigations en analysant les rapports entre les mécanismes du développement des cirques et les manifestations actuelles d'instabilité des terrains. Cela nécessitait :

- de travailler de manière détaillée dans un environnement géologique plus complexe et représentatif de la constitution des fonds de cirques ;

■ de disposer de données géologiques suffisamment précises et des éléments décisifs nécessaires pour la compréhension des mécanismes du développement des cirques ;

■ de préciser les paramètres géologiques réellement indispensables pour la prospection rationnelle de ces derniers, si l'on souhaite y définir un zonage des risques et, plus généralement, les conditions techniques rencontrées par des projets de génie civil.

C'est ce à quoi nous nous sommes attaché, d'une part en travaillant en détail sur le secteur représentatif Salazie, Mare à Goyaves, Mare à Citrons, Mare à Vieille Place, Piton d'Enchain (cartographie géologique et géotechnique, au 1/5 000) et de l'autre, en fonction d'une synthèse bibliographique, en reconnaissant sommairement dans les trois cirques d'autres sites où il nous paraissait souhaitable de réinterpréter certains travaux antérieurs.

Dans un souci de synthèse, nous avons choisi d'intégrer toutes ces données en présentant ce mémoire de la manière suivante.

■ La première partie présente les traits généraux de l'île, l'occupation du sol des cirques et souligne les particularités hydro-météorologiques.

■ La deuxième partie concerne tous les événements géologiques qui se sont produits avant l'arrêt de l'activité volcanique du Piton des Neiges, vers 25 000 ans BP. On y expose le contexte géotectonique, puis les données lithostratigraphiques et structurales ainsi que l'altération hydrothermale subie par les matériaux originels, en faisant ressortir les faits géologiques qui ont une incidence marquée sur les caractéristiques géotechniques globales du massif.

■ la troisième partie analyse les modalités de l'action des principaux agents morphogénétiques présidant à l'évolution des reliefs lors des périodes de calme éruptif, et aboutit à une interprétation du mécanisme de la naissance et du développement des cirques ;

■ la quatrième partie exploite le schéma de distribution spatiale et temporelle issu des analyses précédentes pour une analyse de la dynamique et de l'érosion des versants, une classification géotechnique des terrains et une méthodologie de zonage du risque.

REMARQUE : pour des raisons diverses, nous n'avons pu joindre à cet ouvrage les plans au 1/5 000 (formats: 1m x 1m) qui ont servi de base à ce travail. Nous en présenterons cependant des extraits (7 cartes géotechniques et 7 cartes de zonage du risque) ainsi qu'une carte géologique synthétique au 1/25 000.

TABLE DES MATIERES

	Pages
<u>RESUME</u>	
<u>ABSTRACT</u>	
<u>AVANT-PROPOS</u>	
<u>INTRODUCTION.....</u>	1
<u>PREMIERE PARTIE : CONTEXTE NATUREL</u>	
<u>CHAPITRE I.1 : PRESENTATION DE L'ILE.....</u>	13
<u>CHAPITRE I.2 : PARTICULARITES HYDRO-METEOROLOGIQUES.....</u>	17
<u>INTRODUCTION.....</u>	17
I.2.1 - <u>LES PLUIES.....</u>	18
I.2.2 - <u>LA TORRENTIALITE.....</u>	20
<u>CHAPITRE I.3 : L'OCCUPATION DU SOL DES CIRQUES.....</u>	23
<u>CONCLUSION PREMIERE PARTIE.....</u>	25

	Pages
<u>DEUXIEME PARTIE : GEOLOGIE</u>	
<u>INTRODUCTION</u>	29
<u>CHAPITRE II.1 : CONTEXTE GEOTECTONIQUE</u>	31
<u>CHAPITRE II.2 : LITHOSTRATIGRAPHIE</u>	35
<u>INTRODUCTION</u>	35
<u>II.2.1 - LES SERIES BASALTIQUES</u>	39
A - PROBLEMES DE SUBDIVISION.....	39
B - LES OCEANITES DE PHASE I.....	48
a - Hétérogénéité.....	48
■ Les coulées volcaniques.....	48
■ Les brèches pyroclastiques.....	51
■ Les brèches détritiques.....	51
b - Etat actuel.....	55
■ Le substratum rocheux.....	55
■ Les terrains fragilisés.....	55
- Caractères spécifiques.....	56
- Contact avec le substratum.....	56
- Origine.....	56
B - LES BASALTES DE PHASE II.....	59
a - Les coulées volcaniques.....	59
b - Les brèches d'écroulement en masse.....	59
c - Les brèches d'écroulement remaniées.....	61
<u>II.2.2 - LES SERIES DIFFERENCIEES</u>	62
A - LES LAVES DIFFERENCIEES DE PHASE III.....	63
B - LES FORMATIONS DIFFERENCIEES DE PHASE IV.....	65
a - Les produits explosifs.....	69
■ Les ignimbrites.....	69
■ Les pyroclastites.....	70
b - Les alternances scories-coulées.....	72
c - Les coulées.....	74
<u>CONCLUSION</u>	75

<u>CHAPITRE II.3 : FRACTURATION ET INTRUSIONS ASSOCIEES</u>	79
<u>INTRODUCTION</u>	79
<u>II.3.1 - LES DIFFERENTS SYSTEMES DE FRACTURATION</u>	81
A - SYSTEME OBLIQUE.....	81
a - Structures N 160.....	81
b - Structures N 120.....	81
c - Structures N 25.....	81
d - Structures N 65.....	82
e - Structures N 90.....	82
f - Interprétation structurale.....	83
B - SYSTEME RADIAL.....	84
C - SYSTEME COURBE.....	84
a - Le problème de l'existence des caldeiras.....	84
b - La caldeira I.....	85
c - La caldeira II.....	87
■ Géométrie.....	89
■ Age relatif.....	91
■ Mécanisme de formation.....	91
<u>II.3.2 - PARTICULARITES GEOMETRIQUES DES INTRUSIONS</u>	92
<u>CONCLUSION</u>	94
<u>CHAPITRE II.4 : L'ALTERATION HYDROTHERMALE</u>	97
<u>INTRODUCTION</u>	97
<u>II.4.1 - ORIGINE ET DISTRIBUTION</u>	98
A - IMPACT SUR LES OCEANITES.....	98
B - IMPACT SUR LES BASALTES ET LAVES DIFFERENCIEES	101
<u>II.4.2 - NATURE ET ROLE DES MINERAUX SECONDAIRES</u>	102
A - LES AGREGATS POLY-CRISTALLINS.....	102
B - LES ZEOLITES.....	102
C - LES SMECTITES.....	103
<u>CONCLUSION</u>	103
<u>CONCLUSION DEUXIEME PARTIE</u>	107

	Pages
<u>TROISIEME PARTIE : LA FORMATION DES CIRQUES</u>	
<u>INTRODUCTION</u>	111
<u>CHAPITRE III.1 : MORPHOGENESE DURANT</u>	
<u>LES INTERPHASES DE CALME ERUPTIF</u>	113
<u>INTRODUCTION</u>	113
<u>III.1.1 - L'INTERPHASE I-II</u>	114
<u>III.1.2 - L'INTERPHASE II-III</u>	114
<u>III.1.3 - L'INTERPHASE III-IV</u>	116
<u>CONCLUSION</u>	118
<u>CHAPITRE III.2 : MECANISMES DU DEVELOPPEMENT DES CIRQUES</u>	
<u>INTRODUCTION</u>	121
<u>III.2.1 - CONTEXTE ORIGINEL</u>	122
<u>III.2.2 - STADE 1. TYPE VALLEE DE LA RIVIERE SAINT-DENIS:</u> <u>EROSION LINEAIRE REGRESSIVE</u>	123
<u>III.2.3 - STADE 2. TYPE VALLEE DE LA RIVIERE DES REMPARTS:</u> <u>ECROULEMENTS ROCHEUX EN MASSE</u>	126
<u>III.2.4 - STADE 3. TYPE CIRQUE DE MAFATE:</u> <u>GLISSEMENTS ET TASSEMENTS EN MASSE</u>	126
<u>III.2.5 - LA FORMATION DES REMPARTS ET DES ILETS</u>	128
A - LES REMPARTS.....	128
a - Les remparts à paroi d'origine structurale	128
b - Les remparts façonnés par des écroulements en masse.....	130
B - LES ILETS.....	131
a - Ilets-replats.....	131
b - Ilets-plateaux.....	133
c - Ilets-banquettes.....	134
<u>CONCLUSION</u>	138
<u>CONCLUSION TROISIEME PARTIE</u>	142

	Pages
<u>QUATRIEME PARTIE : IMPLICATIONS GEOTECHNIQUES</u>	
<u>INTRODUCTION</u>	147
<u>CHAPITRE IV.1 : LES GRANDES UNITES GEOTECHNIQUES</u>	
<u>INTRODUCTION</u>	149
<u>IV.1.1 - BASES DE LA CLASSIFICATION</u>	150
A - DEGRE D'AUTOCHTONIE OU DE REMANIEMENT.....	150
B - HETEROGENEITE ET AUTRES CARACTERISTIQUES DES TERRAINS.....	151
C - LEGENDE DES CARTES ET COUPES GEOTECHNIQUES....	152
a - Morphodynamique.....	152
b - Hydrographie.....	153
c - Matériaux.....	154
d - Structures.....	156
<u>IV.1.2 - LE SUBSTRATUM</u>	156
<u>IV.1.3 - LES TERRAINS INTERMEDIAIRES</u>	157
A - HETEROGENEITE STRATIGRAPHIQUE.....	157
B - CARACTERISTIQUES SPECIFIQUES.....	158
a - Terrains fragilisés à désorganisés.....	159
■ Océanites fragilisées.....	161
■ Terrains intermédiaires, désorganisés	162
■ Alternances scories-coulées, désorganisées.....	162
b - Terrains argileux à blocs.....	163
■ Océanites argilisées.....	165
■ Sols argileux grossiers.....	167
C - ORIGINE.....	176
D - SYNTHESE.....	177
<u>IV.1.4 - LES TERRAINS ROCHEUX SUPERIEURS</u>	180
A - COULEES DE LAVE ET BRECHES, TRES DISCONTINUES	180
B - BRECHES COHERENTES A SOUDEES.....	183
C - TERRAINS STRATIFIES, COHERENTS.....	183
D - SYNTHESE.....	184

	Pages
<u>IV.1.5 - LES TERRAINS DE COUVERTURE</u>	186
A - ALLUVIONS TORRENTIELLES ET EPANDAGES.....	186
B - EBOULIS ET CHAOS DE BLOCS.....	188
C - COULEES BOUEUSES ET DETRITIQUE INDIFFERENCIE..	189
a - Coulées détritiques argilo-terreuses.....	189
b - Coulées détritiques sablo-terreuses.....	191
D - SYNTHESE.....	193
<u>CONCLUSION</u>	196
 <u>CHAPITRE IV.2 : DYNAMIQUE DES VERSANTS ET EROSION</u>	199
<u>INTRODUCTION</u>	199
<u>IV.2.1 - LES REMPARTS</u>	200
A - REMPARTS STRUCTURES EN AVAL-PENDAGE.....	200
B - REMPARTS STRUCTURES EN AMONT-PENDAGE.....	200
<u>IV.2.2 - LES FONDS DES CIRQUES</u>	204
A - MOUVEMENTS AFFECTANT LES TERRAINS ROCHEUX.....	204
a - Chutes de blocs et écroulements en masse	205
b - Ecoulements et glissements en masse.....	206
B - LES MOUVEMENTS AFFECTANT LES TERRAINS FRAGILISES ET LES SOLS.....	208
a - Mouvements généralisés de versant.....	209
■ Le problème du secteur Piton Maillot - Mare à Citrons.....	210 213
■ Mare à Goyaves.....	214
■ Les Ramiers.....	215
■ Mare Virapa.....	215
b - Les mouvements en masse, localisés.....	217
C - LES COULEES.....	217
D - L'EROSION.....	219
a - L'érosion pluviale.....	219
b - Le ruissellement diffus.....	220
c - Le ravinement.....	221
<u>CONCLUSION</u>	221

	Pages
<u>CHAPITRE IV.3 : METHODOLOGIE DE ZONAGE DU RISQUE ET PROBLEMES D'AMENAGEMENT</u>	225
 <u>INTRODUCTION</u>	225
 <u>IV.3.1 - LES DOCUMENTS</u>	227
A - LE FOND GEOTECHNIQUE ET LA PREVISION DU RISQUE	227
B - LE ZONAGE DU RISQUE.....	229
 <u>IV.3.2 - CONTEXTE ET FONDEMENT DU ZONAGE</u>	229
A - CONTEXTE NATUREL ET PROBABILITE D'OCCURENCE DU RISQUE.....	229
a - Approche du seuil critique d'intensité pluviale.....	230
b - Fréquence d'apparition des pluies exceptionnelles.....	230
B - CONTEXTE SOCIO-ECONOMIQUE ET PLANS D'OCCUPATION DES SOLS.....	231
 <u>IV.3.3 - CARACTERISTIQUES DES ZONES DE RISQUE</u>	232
<u>CONCLUSION</u>	242
 <u>CONCLUSION QUATRIEME PARTIE</u>	245
 <u>CONCLUSION GENERALE</u>	247
 <u>ANNEXES</u>	251
 <u>LISTE DES FIGURES</u>	271
 <u>LISTE DES PHOTOGRAPHIES</u>	275
 <u>LISTE DES TABLEAUX</u>	277
 <u>BIBLIOGRAPHIE</u>	279

PREMIERE PARTIE
■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■

C O N T E X T E N A T U R E L
■■■■■■■■■■■■■■■■■■■■

* PRESENTATION DE L'ILE

* PARTICULARITES HYDRO-
METEOROLOGIQUES

* L'OCCUPATION DU SOL
DES CIRQUES

CHAPITRE I.1

PRESENTATION DE L'ILE

La Réunion est située dans l'Océan Indien occidental (Ouest de la dorsale médio-indienne), à 800 km à l'Est de Madagascar, par $21^{\circ} 7'$ de latitude Sud et $55^{\circ} 32'$ de longitude Est. Elle forme, avec les îles Maurice et Rodrigues, l'archipel des Mascareignes (fig.1).

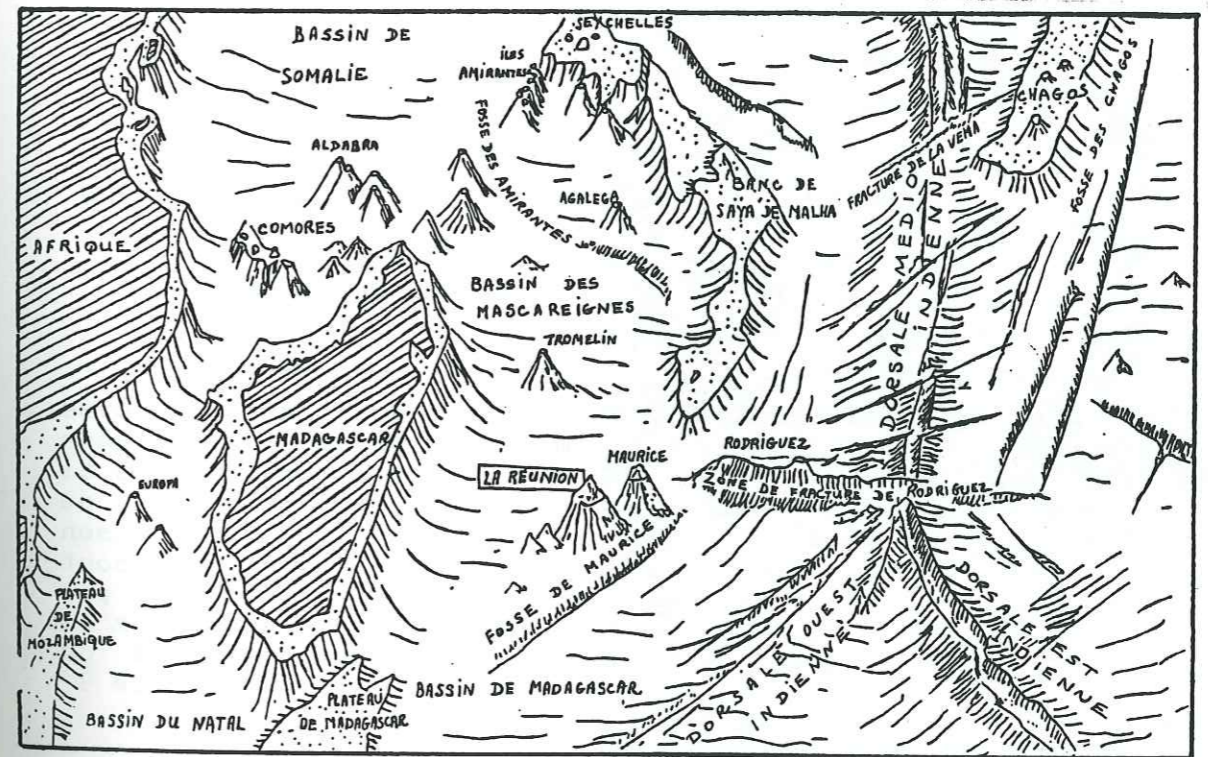


FIG.1 : SITUATION DE L'ILE DE LA REUNION DANS L'OCEAN INDIEN
(source inconnue)

L'île est de forme elliptique : son grand axe, orienté NW-SE, mesure 70 km et son petit axe 50 km. Sa superficie est de 2 512 km² pour un périmètre côtier de 210 km. Elle représente en fait la partie émergée d'un vaste complexe volcanique dont le diamètre, à 4000 m de profondeur, est supérieur à 200 km (fig.2). Le Piton des Neiges, au NW, culmine à 3069 m, soit 7000 m au dessus du plancher océanique ; il est aujourd'hui éteint. Au SE, le Piton de la Fournaise (2 631m) est toujours actif.

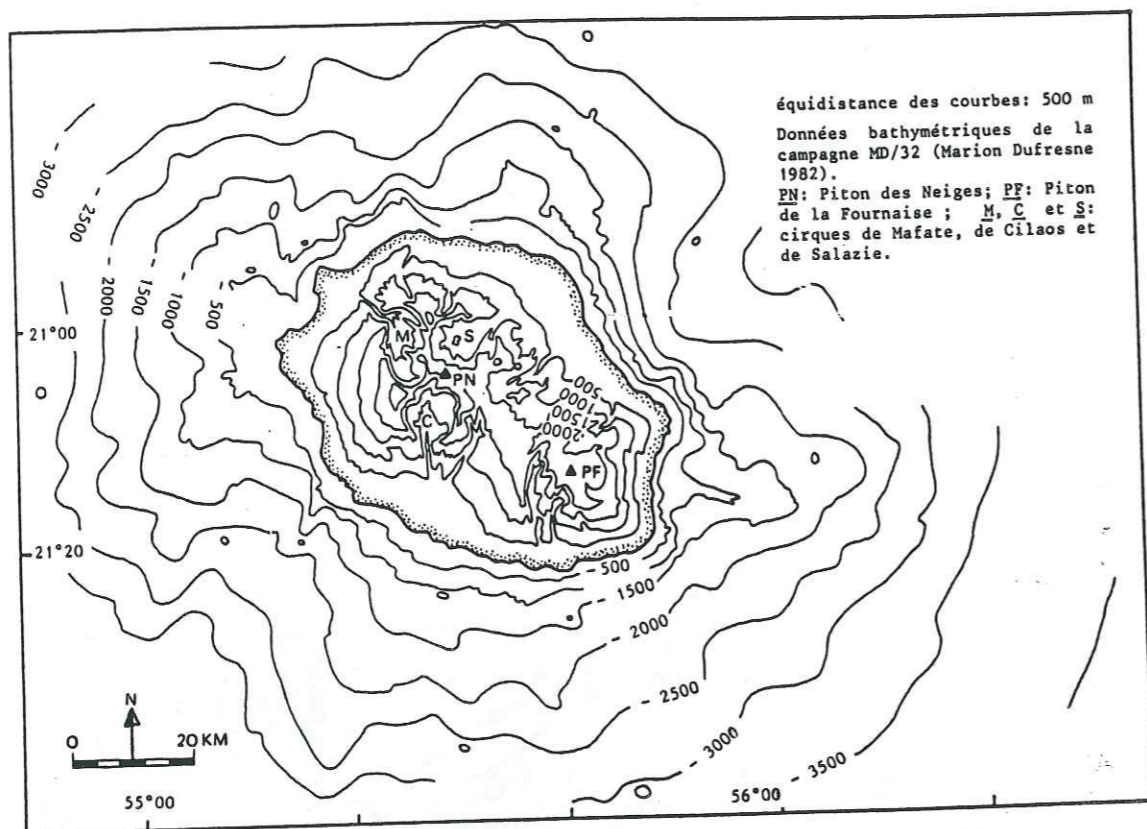


FIG.2 : TOPOGRAPHIE DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE LA REUNION

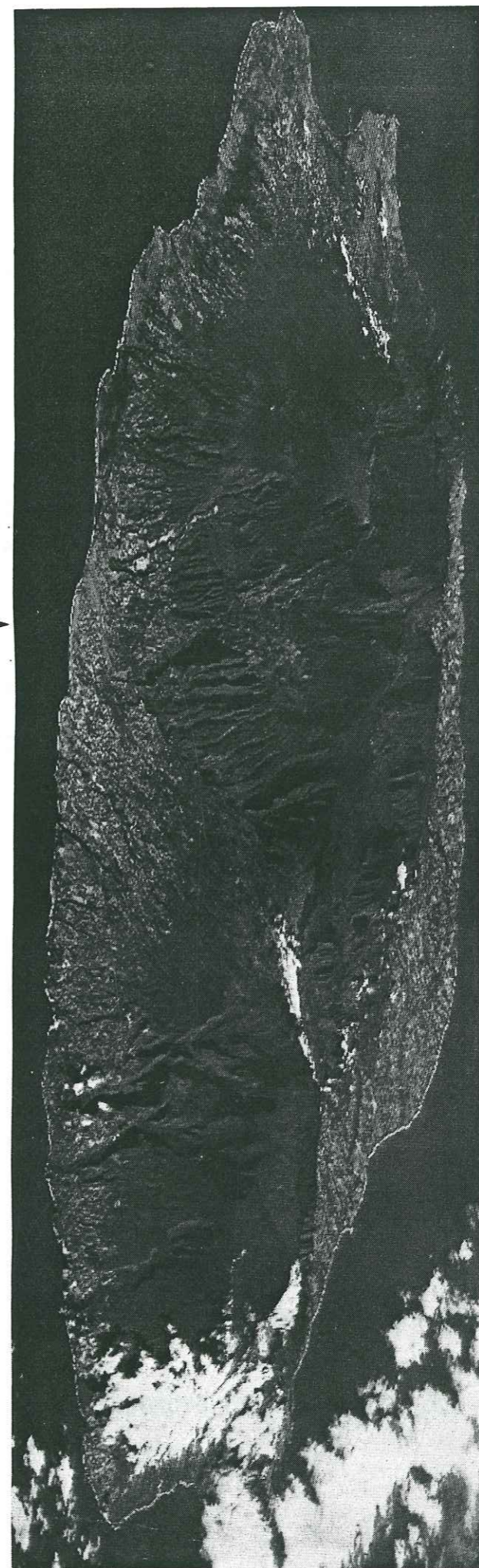
Le massif du Piton des Neiges a grossièrement la forme d'un cône surbaissé, d'un diamètre moyen de 50 km. Ses flancs (planèzes) sont inclinés de 5 à 10° et son sommet est entouré de trois larges excavations coalescentes d'un millier de mètres de profondeur, dont les parois, ou "remparts", ont une inclinaison moyenne de 60°, tendant fréquemment vers la verticale. Ce sont les cirques de Mafate, Cilaos et Salazie, séparés entre eux par des crêtes étroites et déchiquetées, lesquelles, dans la zone centrale où elles se rejoignent, portent les deux sommets du massif : le Piton des Neiges et le Gros Morne, reliques de l'ancien sommet du cône (photo 1, fig.3 et annexe 1).

Les fonds de cirques sont profondément défoncés par des ravines qui les compartimentent en replats plus ou moins inclinés, les "îlets", constitués très souvent de matériaux plus ou moins remaniés et peu cohérents, rongés par l'érosion. D'ailleurs, au premier abord, les cirques apparaissent comme de véritables "poubelles", mais nous verrons qu'il existe en fait une certaine logique dans l'agencement de ces matériaux.

Trois rivières principales, profondément installées, drainent les cirques et déposent d'énormes quantités d'alluvions à leur embouchure : ce sont la rivière du Mât (Salazie), la rivière des Galets (Mafate), le Bras de Cilaos (fig.3).

PHOTO 1 : VUE EN PERSPECTIVE DE L'ILE DE LA REUNION
B.R.G.M. - Division des Arts Graphiques
(traitement à partir d'une scène LANDSAT)

Cilaos
↓



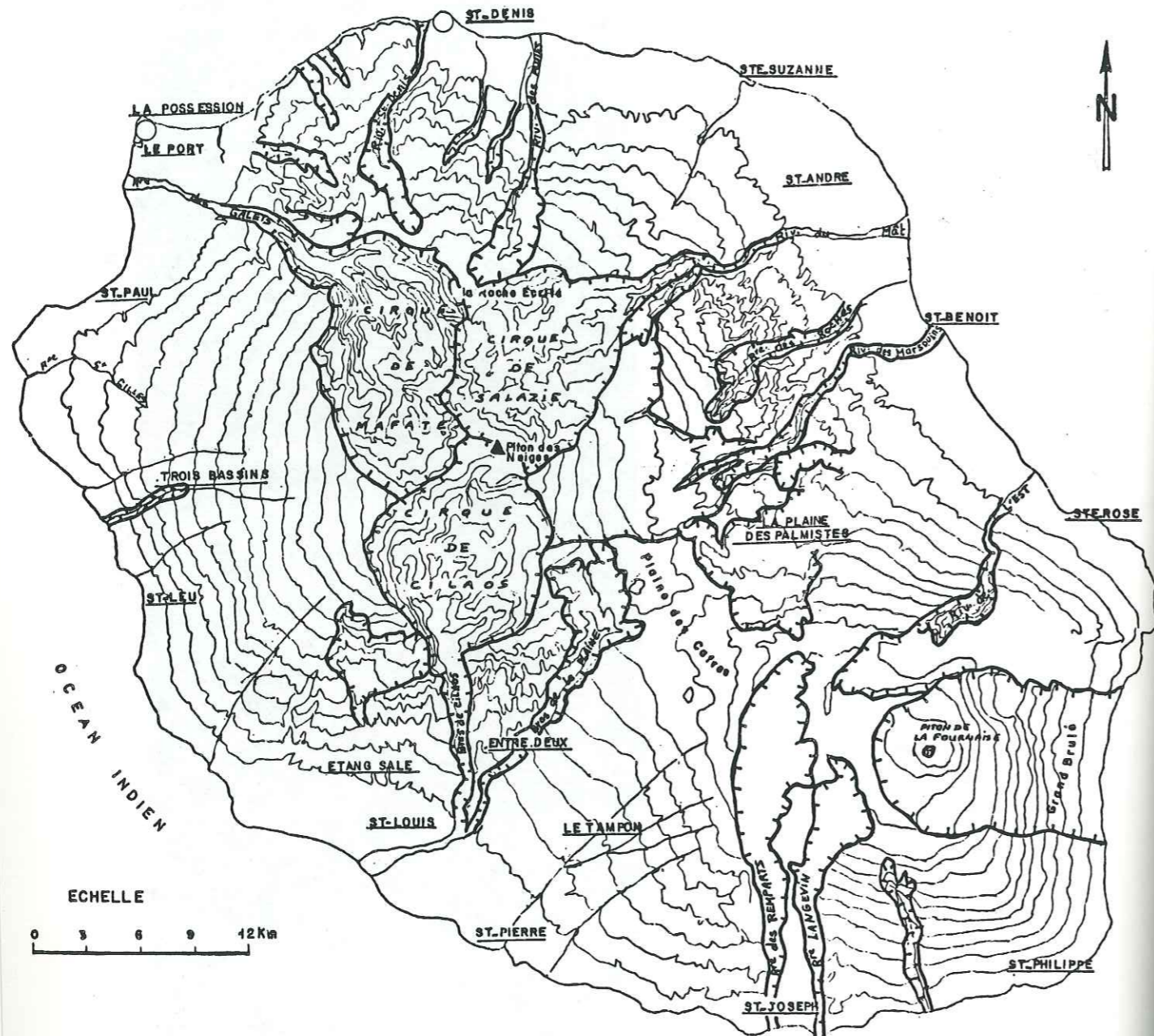


FIG.3 : CARTE ORO-HYDROGRAPHIQUE DE L'ILE DE LA REUNION

CHAPITRE I.2

PARTICULARITES
HYDRO-METEOROLOGIQUES

INTRODUCTION

Etant donné sa localisation dans la zone des cyclones intertropicaux, la morphologie, l'altitude et l'orientation de ses deux massifs qui font barrière aux masses nuageuses portées par les vents dominants d'Est - Sud Est ou de Nord-Est, les alizés (fig. 4), La Réunion possède des caractéristiques climatiques et hydrologiques originales, parmi lesquelles les pluies et la torréalité, exceptionnelles, ont un impact considérable sur l'aménagement.

On distingue une saison "fraîche" et sèche, de mai à novembre, pendant laquelle soufflent essentiellement les alizés, et une saison chaude et humide, de décembre à avril, caractérisée par le passage des dépressions cycloniques (il existe d'autres types de situations météorologiques, mais leur importance est moindre).

Les températures varient aussi en fonction de l'altitude, on passe d'un climat tropical côtier, chaud (22° en moyenne, jusque vers 500 m), à un climat tropical de montagne, plus frais (16° en moyenne et moins, au delà de 1 200 m), ce qui provoque l'étagement de la végétation naturelle et des cultures. Au delà de 2 200 m (limite supérieure approximative de la mer de nuages oro-hydrographiques) les pluies d'alizés sont moins abondantes et, de juin à octobre, il gèle souvent la nuit (fentes de glace et pip-krakes visibles au-dessus de 2 500 m). Les laves sont donc pratiquement nues (éricacées poussant sur des lithosols pelliculaires, puis "branles" et lichens).

Les températures sont cependant adoucies du fait de l'influence permanente de la mer et des vents.

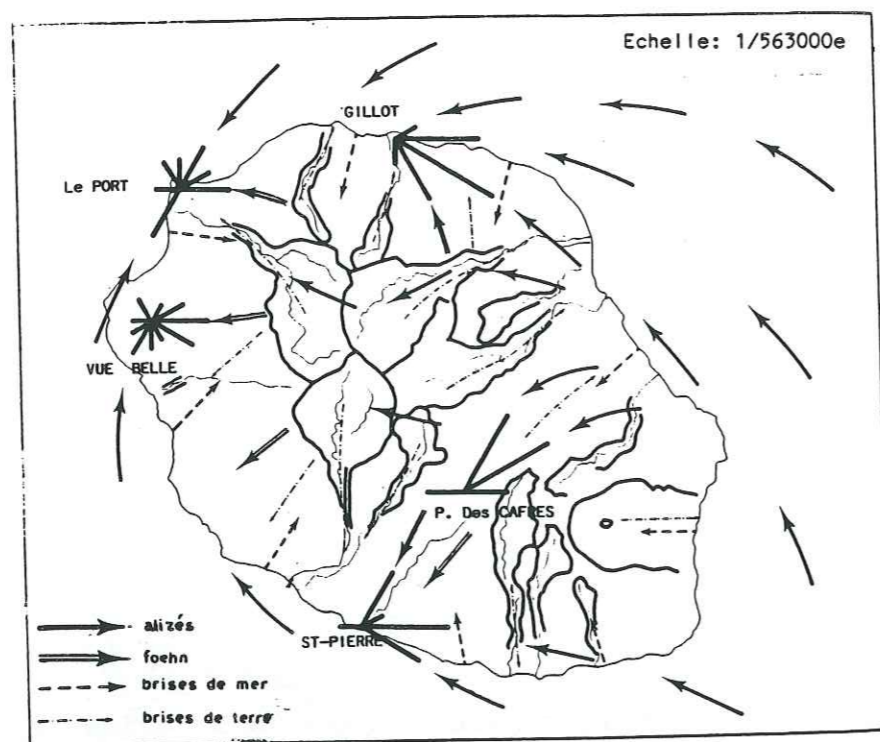


FIG. 4 : CARTE DES VENTS
(ROBERT, thèse, 1985)

I.2.1 - LES PLUIES

L'île se divise en deux zones climatiques, distinctes en ce qui concerne leur alimentation (fig.5) : la région "au vent", au Nord et à l'Est, connaît des précipitations abondantes ou très abondantes (tranche moyenne annuelle comprise entre 3 et 6 m), tandis que dans la région "sous le vent", au Sud et à l'Ouest, les précipitations sont moyennes ou faibles (tranche moyenne annuelle de l'ordre de 2 m).

L'isohyète 2 000 mm (fig. 5) a été considéré improprement comme la ligne de séparation entre les régions au vent et sous le vent. En effet, cette définition faisait la part trop belle à l'apport irrégulier des pluies de dépressions cycloniques (ROBERT, 1985). En effet, leur formidable alimentation, concentrée sur quelques jours, ou quelques heures (leur abondance moyenne annuelle est limitée à 3 mois de l'année), suffit souvent à engendrer un fort total annuel... qui peut masquer une indigence d'alimentation pendant plusieurs mois de la même année (ex. : juillet-août-septembre 1983).

Pour différencier une région au vent et une région sous le vent, il convenait donc d'utiliser une limite fixée par les effets pluviométriques des vents les plus représentatifs de la circulation atmosphérique régionale, c'est-à-dire les alizés (ce

type de situation météorologique a intéressé l'île 173 jours par an, en moyenne, pendant la période 1958/1980). L'opposition entre les deux façades de l'île s'articule ainsi, selon ROBERT (1985), de part et d'autre de l'isohyète moyenne annuelle 500 mm et de la ligne de distribution des 60 jours par an, de pluies d'alizés, ces limites suivant d'ailleurs la ligne des sommets centraux (limite topographique naturelle entre les deux versants de l'île).

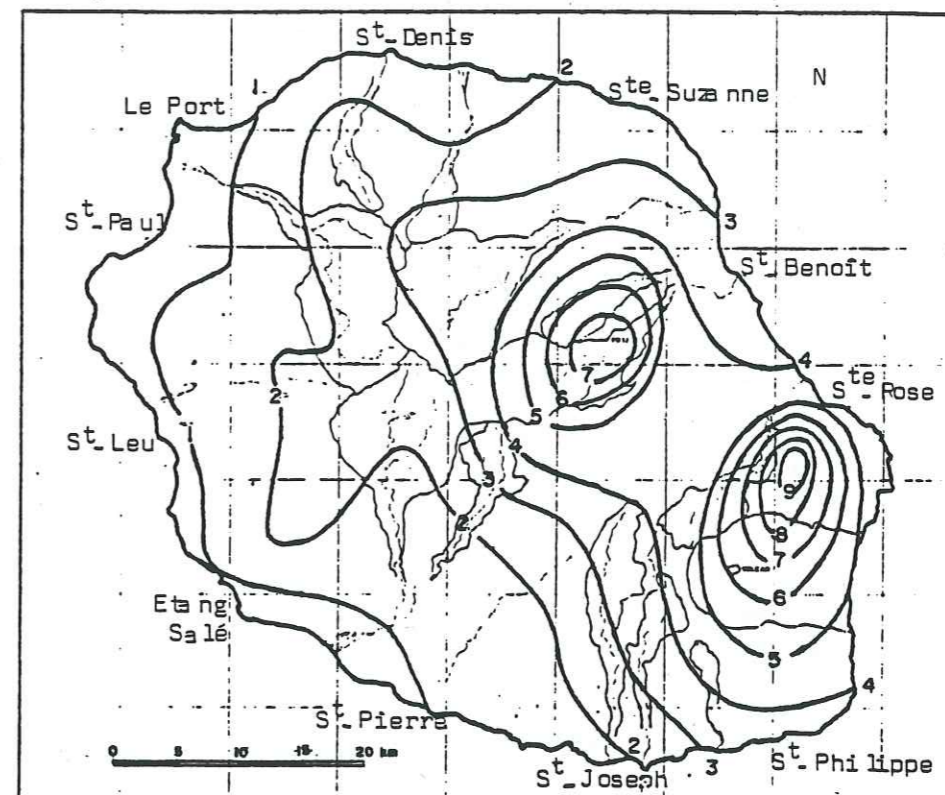


FIG.5 : ISOHYETES MOYENNES ANNUELLES (mètres) : période 1951-1980
(d'après le Service Météorologique de La Réunion)

De nombreux micro-climats s'individualisent en fonction du relief accidenté de l'île. Les encaissements (cirques et têtes de vallées en amphithéâtre) provoquent par exemple des ascendances rapides qui multiplient localement les intensités des pluies, particulièrement lors des situations cycloniques; ou, inversement, ils peuvent provoquer des subsidences et ainsi freiner les pluies d'alizé (ROBERT, 1985).

Dans le cirque de Salazie, se présentant comme un cul-de-sac ouvert vers l'Est-Nord Est et où s'engouffrent des masses nuageuses considérables, qui se déchargent contre les remparts tournés vers l'Est (fig.4), la lame d'eau moyenne annuelle reçue (3 500 mm) est bien plus grande que dans Mafate (2 000 mm) (fig.5). Beaucoup d'observations directes montrent que les pluies d'alizés n'intéressent bien souvent que les gorges d'entrée du cirque de Salazie (en fin de journée, il est extrêmement fréquent que le secteur de l'Escalier soit dans les nuages et sous la pluie, alors que le cirque est dégagé). Celui-ci est surtout alimenté par les pluies de perturbations cycloniques (dans Salazie, la hauteur d'eau reçue pendant la saison des pluies varie de 1 000 à 6 000 mm, en fonction du passage ou non de

dépressions cycloniques) et dans une telle situation, où il n'existe pas de seuil pluviométrique optimal, le maximum d'alimentation est assuré à l'amont des bassins-versants (ROBERT, 1985).

Si la pluviométrie moyenne annuelle (fig. 5) est influencée par la morphologie de l'île, elle l'est encore plus par le passage des dépressions tropicales (touchant plus fréquemment la région orientale) car la durée, l'intensité et le volume des pluies peuvent alors être exceptionnels (elles ont un poids énorme, sinon excessif, dans l'alimentation de l'île, mais les apports globaux moyens annuels des pluies cycloniques ou d'alizé sont comparables) comme le montrent les exemples suivants:

- en février et mars 1806, deux cyclones furent suivis de 24 jours de pluies presque ininterrompues, puis d'une sécheresse absolue de deux mois; "Tout ce qui ne fut pas noyé fut grillé" (Atlas des D.O.M. - La Réunion);

- durant le cyclone de mars 1952, à Cilaos, il est tombé 1 870 mm d'eau en 24 heures (record mondial ne pouvant être homologué...le pluviomètre ayant débordé!) et 4 307 mm en 6 jours;

- en janvier 1980, le cyclone Hyacinthe a déversé sur Grand-Ilet 6 710 mm d'eau, pendant 13 jours de pluies ininterrompues (maximum annuel), avec une intensité de 1 742 mm en 24 heures;

- en février 1987, pendant le cyclone Clotilda, 1040 mm d'eau sont tombés en 24 heures et plus de 2 500 mm en 6 jours.

Le calcul par la loi de Gumbel de la probabilité de retour de pluies liées à des épisodes de type Hyacinthe, a montré que les fortes valeurs de pluies sur 24 heures sont remarquables mais pas exceptionnelles. L'analyse des pluies liées au cyclone Clotilda, survenu 6 ans seulement après Hyacinthe, montre qu'il serait raisonnable de considérer que la période de retour de très fortes intensités sur 24 heures est de l'ordre de 5 ans. Par contre, les précédents calculs ont indiqué que les pluies totales de Hyacinthe, sur 13 jours, ont un caractère exceptionnel (BOCQUEE et GIVONNE, 1980), avec une probabilité de retour au moins centenaire. Cependant, en l'état actuel des données disponibles et compte tenu du nombre d'années d'observations pluviographiques relativement restreint, il est impossible de se prononcer sur la validité des ajustements pour des périodes de retour supérieures à 25 ans (DURET, 1985).

I.2.2 - LA TORRENTIALITE

En dépit des énormes quantités d'eau reçues annuellement, le débit de base des torrents entre les crues reste faible (Le module moyen interannuel de la riv. du Mât est de 12,5 m³/s). Deux raisons majeures à cela :

- la faible distance des "châteaux d'eau" à la mer et la forte pente des ravines (les pentes moyennes des cours supérieurs des riv. du Mât et des Galets sont respectivement de 300 et 400 m/km) ;

- la mauvaise répartition des précipitations dans le temps (concentration essentiellement en saison chaude).

Contrairement aux ravines extérieures qui coulent sur des formations perméables, beaucoup de ravines des cirques sont pérennes. Elles sont en effet installées dans le substratum imperméable d'océanites, sous le niveau de base des nappes, et voient donc leur débit croître normalement vers l'aval.

La période d'étiage se situe en juillet (ROBERT, 1985) (débit d'étiage absolu correspondant aux apports des seules sources et résurgences, sans ruissellement) et celle des hautes eaux entre janvier et mars. Pour la riv. du Mât, le débit d'étiage a été estimé à 3,8 m³/s en 1960 (LE GOURIERE - ORSTOM) et à 2,95 m³/s en 1978 (dans ROBERT, 1985).

A court terme, le régime des écoulements superficiels dépend avant tout de pluies très localisées, l'effet régulateur des réserves souterraines étant réduit.

Lors des grosses pluies, les terrains étant saturés, les torrents montent rapidement dans leurs gorges étroites et peuvent atteindre, en crue, plusieurs centaines de fois leur débit d'étiage. Les torrents des cirques, et surtout la riv. du Mât, offrent les plus forts débits de crue, en relation avec la grandeur de leurs bassins-versants et avec l'intensité des pluies dans ces encaissements (ROBERT, 1985).

- Pendant le cyclone de mars 1952, le débit maximal de pointe de la riv. du Mât, relevé à la sortie du cirque de Salazie a été de 1 700 m³/s (ORSTOM).

- Pendant Hyacinthe, il a été estimé à 2 500 m³/s (source : DDA, DDE, EDF), soit un débit spécifique de pointe de 17,2 m³/s/km².

Il faut enfin mentionner l'importance de la charge solide de ces torrents qui, lors des crues, arrachent facilement sur leur passage les matériaux peu cohérents constituant généralement les flancs de talwegs des cirques ou provenant de divers écroulements de remparts dans les secteurs encaissés du bassin-versant.

CHAPITRE I.3

L' OCCUPATION DU SOL DES CIRQUES

Apparaissant comme un gros caillou ensoleillé qui émerge de l'océan, l'île a été un lieu d'asile privilégié, successivement pour quelques perroquets, des corsaires, et enfin une population comptant à l'heure actuelle 500 000 âmes. La première occupation de la Réunion remonte à 1650.

Couverte de forêts il y a 300 ans, son boisement a catastrophiquement reculé devant l'extension des cultures d'exportation (anciennes plantations de caféiers, canne à sucre, géranium,...) puis des besoins de la population (équipement, logement, cultures vivrières). Or, la forêt réunionnaise est fragile, car elle ne reconquiert pas les nombreux défrichés laissés à l'abandon. Ceux-ci sont alors envahis par des formations secondaires parasites (vigne maronne, goyavier, corbeilles d'or, notamment) qui étouffent les jeunes essences primaires. Les formations discontinues de broussailles et de maigres pelouses jouent toutefois un rôle ultime (mais faible) de maintien et de protection des sols et des versants. Les conséquences de cette déforestation se font de plus en plus durement sentir.

La grande plaine ouest, naturellement défavorisée pendant la saison sèche, du fait de son exposition "sous le vent" de l'alizé, devait jadis compenser ce "manque à gagner" par la transpiration de ces grandes forêts, qui provoquait des pluies locales. Il est très probable que le déboisement de ce versant est responsable, en grande partie, des sécheresses inquiétantes qui l'affectent à présent.

Certains remparts sont presque intégralement couverts par une végétation importante d'arbustes et de fougères, dont la densité est fonction de l'exposition au vent. Il semble que les chutes de blocs soient réduites sur les escarpements ainsi couverts, bien que les arbres, par leurs racines, agrandissent les fissures des laves. Dans les cirques, il ne subsiste plus qu'une faible partie de la forêt primitive (Plaine des Merles, Terre Plate, Bras de Caverne,...) du fait des défrichements inconsidérés commencés dans la deuxième moitié du XIX siècle, pour la mise en culture des îlets.

Les sols des îlets, squelettiques et caillouteux, sont des sols d'érosion peu évolués (présols) dont la composition physico-chimique est proche de celle des brèches sous-jacentes. Ils sont relativement fertiles, du fait notamment de leur richesse en zéolites. Paradoxalement, la fécondité de ces sols baisserait rapidement s'il ne subsistait plus d'éléments grossiers dans les horizons supérieurs. En effet, les fragments basaltiques indécomposés libèrent dans le sol des éléments fertilisants, dont les zéolites, qui sont rapidement utilisés par les plantes. A leur climax, ces sols seraient à la fois épais et fertiles, mais leur évolution est sans cesse freinée par l'érosion, dont la vitesse l'emporte sur celle de la pédogenèse. Faiblement cohérents et généralement démunis d'une couverture forestière adéquate, ils résistent mal à l'action directe du ruissellement, ce qui entraîne leur appauvrissement irrémédiable en fines ("galets y pousse dans d'champ": les galets "poussent" véritablement dans les champs), une érosion linéaire intense et, par voie de conséquence, une accélération des glissements de terrain. C'est la dégradation et la discontinuité de la couverture végétale qui sont responsables du déséquilibre actuel.

La mise en culture, tournée vers les productions vivrières, a aggravé le problème de l'érosion, car ces cultures, souvent mal conduites, laissent saisonnièrement le sol à nu et empêchent la constitution de réserves.

Dès le début de leur installation dans les cirques, les gens ont reconnu la fragilité des sols et ont constaté que la culture sur brûlis ou tout autre mode de défrichement augmentait cette fragilité en déclenchant des phénomènes d'érosion pratiquement impossibles à maîtriser. C'est pourquoi, dès 1939, un arrêté fixait les limites du domaine public, de manière à assurer l'entretien des zones les plus exposées.

Malgré cette volonté précoce de prévention, la situation ne fera ensuite que se dégrader, d'abord du fait de la surexploitation des moindres parcelles, et plus récemment à cause des opérations mécanisées de terrassement, de remodelage et de défrichage qui, incontrôlées, ne prennent pas en compte l'effet des violentes précipitations sur les terrains ainsi dénudés.

Actuellement, le plan d'aménagement des "Hauts", qui tend à fixer la population et à favoriser une relance de l'activité humaine et économique dans les cirques, ne prend pas en compte la nécessité et l'urgence d'une intervention dont les principes soient sérieusement étayés.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

La Réunion est une île volcanique tropicale caractérisée par une érosion exceptionnellement active au niveau des cirques, où le relief apparaît très accidenté: profond enfoncement du réseau hydrographique dans des terrains peu cohérents, altitudes et dénivelés importants, raideur des pentes.

Cette érosion ne se développe vraiment que sur une courte période de l'année (saison chaude, de décembre à mars), pendant laquelle l'île est soumise à des conditions de pluviosité extrêmes (en volume, en intensité et en durée), en rapport avec le passage des dépressions et cyclones tropicaux.

Au cours de ces phénomènes, Les très fortes valeurs de pluies enregistrées sur 24 heures, sont remarquables; et leur période de retour n'est que de l'ordre de 5 ans. Par contre, des volumes démesurés de pluies, étalés sur plus de 10 jours, comme pendant le cyclone Hyacinthe, sont assez exceptionnels.

Des chutes d'eau aussi démesurées ne porteraient pas outre mesure à conséquence pour les sols des planèzes, et ne seraient pas aussi catastrophiques pour ceux des cirques, si de sérieux efforts de reboisement étaient menés.

Lors de grosses pluies consécutives à des événements du type Hyacinthe ou Clotilda, les terrains sont saturés et les torrents des cirques, en crue, peuvent atteindre plusieurs centaines de fois leur débit d'étiage, du fait de l'ampleur de leur bassin-versant et de l'intensité des pluies dans ces encaissements.

Les saisons des pluies déclenchent donc de véritables crises morphogénétiques, au cours desquelles s'observent une aggravation de l'érosion et une augmentation de la fréquence des mouvements de terrain, spectaculaires: évolution morphologique "instantanée" du lit des cours d'eau, des berges et des flancs de talwegs; exportations de volumes énormes de matériaux peu cohérents (charge solide très importante des torrents en crue); etc.; ce qui représente une source d'insécurité et de pertes économiques considérables.

De la sorte, l'eau superficielle (ruissellement concentré et diffus; crues; inondations) et surtout l'eau souterraine (saturation des aquifères et développement des pressions interstitielles) agissent bien en tant que facteurs principaux de déstabilisation des versants à La Réunion.

DEUXIEME PARTIE

.....

G E O L O G I E

.....

* CONTEXTE GEOTECTONIQUE

* LITHOSTRATIGRAPHIE

* FRACTURATION ET INTRUSIONS
ASSOCIEES

* L'ALTERATION HYDROTHERMALE

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

Les deux volcans qui donneront naissance plus tard à l'île auraient commencé à s'édifier conjointement vers la fin du Miocène, voici 6 ou 10 Ma. Le Piton des Neiges aurait émergé il y a environ 3 Ma (CHEVALLIER, 1979) et son activité a cessé vers 22 000 ans BP (DELIBRIAS, 1979). Le Piton de la Fournaise est un édifice composite dont l'activité initiale (proto-Fournaise) serait contemporaine de celle du bouclier basaltique du Piton des Neiges (LEREBOUR, 1987).

Le massif du Piton des Neiges offre la vision rare du coeur d'un volcan intraplaque océanique. Son intérêt réside en effet dans une érosion intense et rapide ayant mis à jour les formations volcaniques les plus anciennes de l'île, au niveau des cirques, ce qui permet une observation correcte, sinon commode, de sa structure. Différents travaux ont ainsi été menés dans les domaines suivants : géologie générale (RIVALS, 1950 ; BUSSIÈRE, 1959) ; géomorphologie (DEFOS DU RAU, 1959) ; pétrologie (UPTON et WADSWORTH, 1965 à 1972 ; NATIVEL, 1972 à 1978 ; LAUX, 1976) ; géochronologie (MAC DOUGALL, 1971, 1973 ; GILLOT, 1978, 1982) ; cartographie (BILLARD et VINCENT, 1974) ; structures volcaniques (CHEVALLIER, 1979 ; ROBERT et STIELTJES, 1980, 1981) ; hydrothermalisme (NATIVEL, 1978 ; RANCON, 1982).

Cependant, faute de travaux cartographiques suffisamment précis, face à la singulière complexité des fonds de cirques (le Piton des Neiges est un des volcans les plus complexes de la planète), le canevas de base des structures et de l'évolution géologique de ce volcan restait fragile. C'est pourquoi nous allons le remettre en cause sur certains points importants. De nouvelles observations, d'ordre lithologique, pétrographique, structural, et sur l'altération, s'appuyant sur le lever, au 1/5 000, du secteur clef Piton d'Enchain - Mare à Vieille Place - Mare à Citrons - Mare à Goyaves - Salazie (fig. 14 et 15), nous permettent d'améliorer les schémas géologiques antérieurs et de dégager les paramètres géologiques nécessaires à la compréhension des mécanismes de la formation des cirques.

CHAPITRE II.1

CONTEXTE GEOTECTONIQUE

L'association spatiale étroite de deux appareils volcaniques composites, qui auraient fonctionné simultanément, pose le problème de la signification du volcanisme de La Réunion et par là-même, celui de l'origine de l'île : point chaud ? Cassure lithosphérique ? Une discussion à ce sujet n'est pas étrangère à nos préoccupations, car elle permet de proposer des éléments d'interprétation aux données structurales (cf. II.3) et d'aborder la question de la sismicité.

Le complexe volcanique de la Réunion, relativement récent (moins de 10 Ma), appartient au domaine océanique de la plaque somalienne et se situe à l'extrémité sud de la crête des Mascareignes (fig.6).

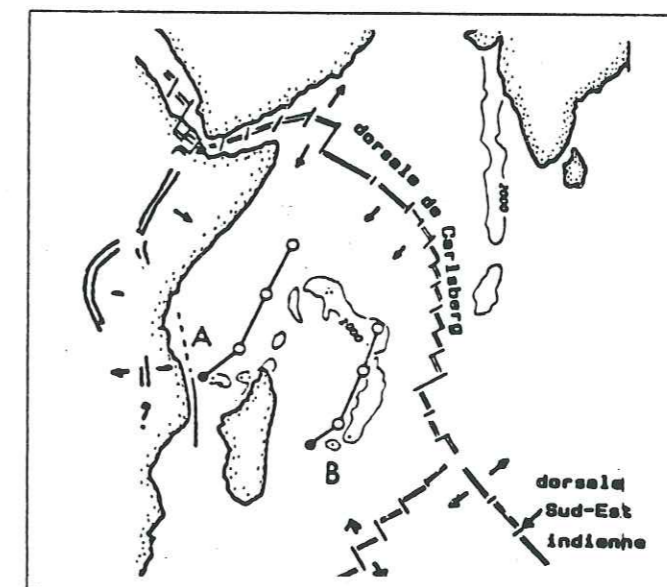


FIG. 6 : HYPOTHESE DES POINTS CHAUDS DES COMORES (A) ET DES MASCAREIGNES (B) - (d'après EMERICK et DUNCAN, 1982)

D'après EMERICK et DUNCAN (1982), cette dernière résulterait du déplacement de la plaque, vers le NE (BONNEVILLE, 1984), au-dessus d'un point chaud qui se situerait donc, à l'heure actuelle, à l'aplomb de La Réunion (fig.6). Ces auteurs émettent ainsi l'hypothèse qu'un mont sous-marin, identifié à 170 km à l'Ouest de La Réunion, représenterait les prémices d'une nouvelle phase de volcanisme de point chaud, une "néo-Réunion" en quelque sorte. Cette hypothèse du point-chaud, confirmée par des mesures récentes du géoïde (BONNEVILLE, communication orale), expliquerait au mieux l'origine du magmatisme des Mascareignes.

Toutefois, le déplacement de la plaque vers le NE n'explique pas l'alignement du volcanisme entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Cet alignement, qui semble se poursuivre dans la topographie sous-marine du NW de l'île (fig.2), correspond en effet à une direction structurale aérienne N120 mise en évidence à La Réunion par CHEVALLIER (1979) et confirmée à la Fournaise par BACHELERY (1981). Des mesures gravimétriques sur la Fournaise et le forage profond (3 500 m) du Grand Brûlé font apparaître des "axes lourds" qui confirment encore son existence. Or, il existe un parallélisme assez net, d'une part entre cette direction structurale aérienne N120 et la direction N127 d'un paléo-rift océanique reconnu au nord de La Réunion (PATRIAT et SCHLICH, 1979), d'autre part entre la direction structurale N25 du Piton des Neiges et les paléo-transformantes SW-NE décalant ce paléo-rift (CHEVALLIER, 1979), (fig.7).

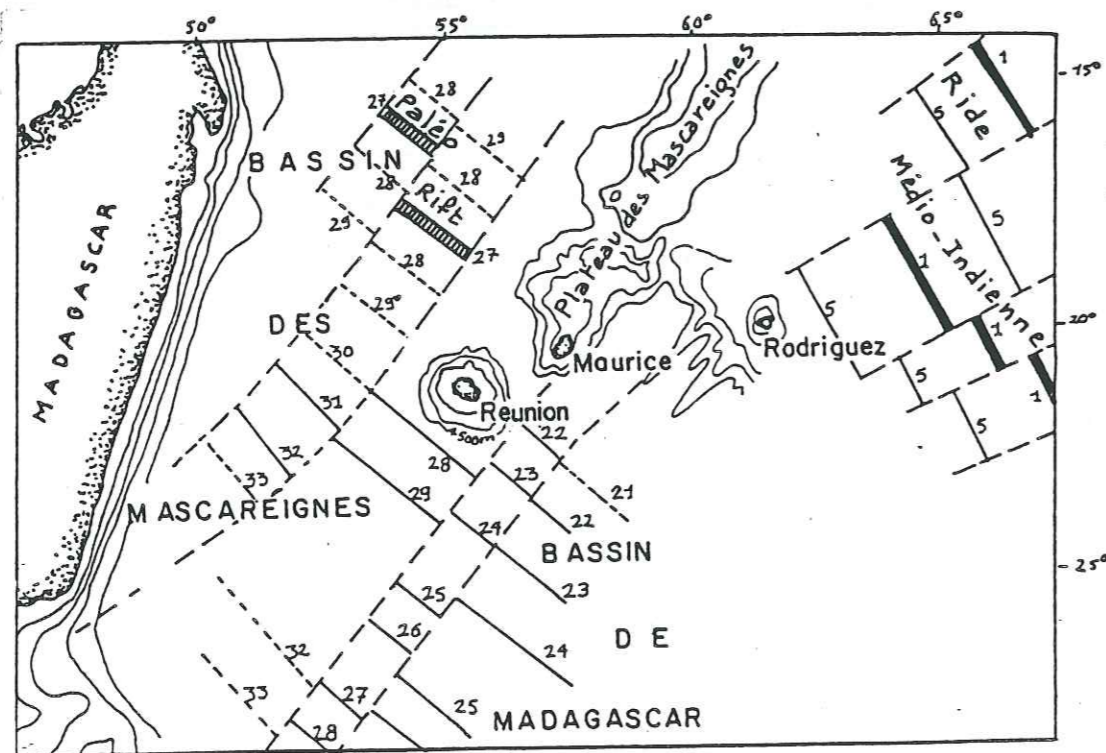


FIG. 7 : FRACTURES ET LINEATIONS MAGNETIQUES DANS L'OCEAN INDIEN OCCIDENTAL (CHEVALLIER, 1979; d'après PATRIAT et SCHLICH, 1979)

CHEVALLIER (1979) émettait l'hypothèse que l'île se situait à l'aplomb d'un tronçon de ce paléo-rift et qu'elle correspondait à la réactivation récente (vers 3 Ma) de ce dernier. Mais dernièrement, certains auteurs (BONNEVILLE et coll., 1984), réinterprétant les données océanographiques, auraient reconnu une telle structure au SW de l'île.

Selon nous, le magmatisme de La Réunion serait engendré en profondeur par une source locale de chaleur (hypothèse du point chaud), mais distribué ensuite en direction de la surface, par les fractures préexistantes de la plaque lithosphérique. Celles-ci, parallèles au paléo-rift N120 ou aux paléo-transformantes, se seraient formées sous l'effet des paléo-contraintes régionales exercées dans la plaque lithosphérique sous tension. Leur réactivation locale (contraintes exercées par le point chaud) aurait ainsi permis la construction du volcan (injections magmatiques), sa fracturation, et la formation au sein de celui-ci de rift-zones, sismiquement actives (rift dans le sens d'une zone axiale privilégiée d'extension dans un volcan de type hawaïen; un relais de fractures permettant l'injection d'intrusions).

Ceci nous conduit à fournir quelques indications sur la sismicité.

L'exploitation de documents d'archives par le B.R.G.M. (VOGT, 1981) a permis de conclure à une macrosismicité historique (depuis 1650) sporadique et modeste, mais non négligeable (une crise importante est signalée au début du 18 siècle).

Une dizaine de tremblements de terre ont été ressentis en moyenne par siècle et on retient au moins onze séismes importants (intensité estimée entre 4 et 7).

Ces séismes sont surtout locaux (dynamisme propre au volcan), mais celui de 1863 ayant un caractère régional (il a été ressenti à la fois à La Réunion et à l'île Maurice), on ne peut exclure la poursuite de l'activité géotectonique évoquée précédemment et donc le risque sismo-tectonique. D'autre part, à La Réunion, les secousses ont été plus souvent ressenties dans le massif du Piton des Neiges, actuellement inactif.

Les séismes ont donc pu, et pourront, à l'occasion, jouer un rôle déstabilisateur pour les terrains, dans les cirques en particulier.

CHAPITRE II.2

LITHOSTRATIGRAPHIE

INTRODUCTION

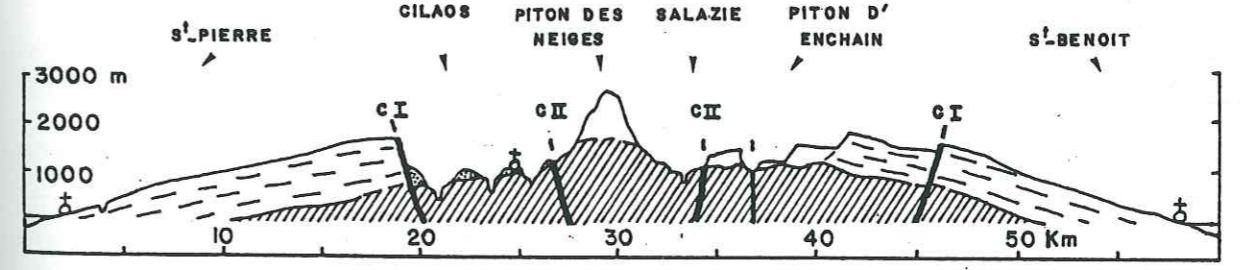
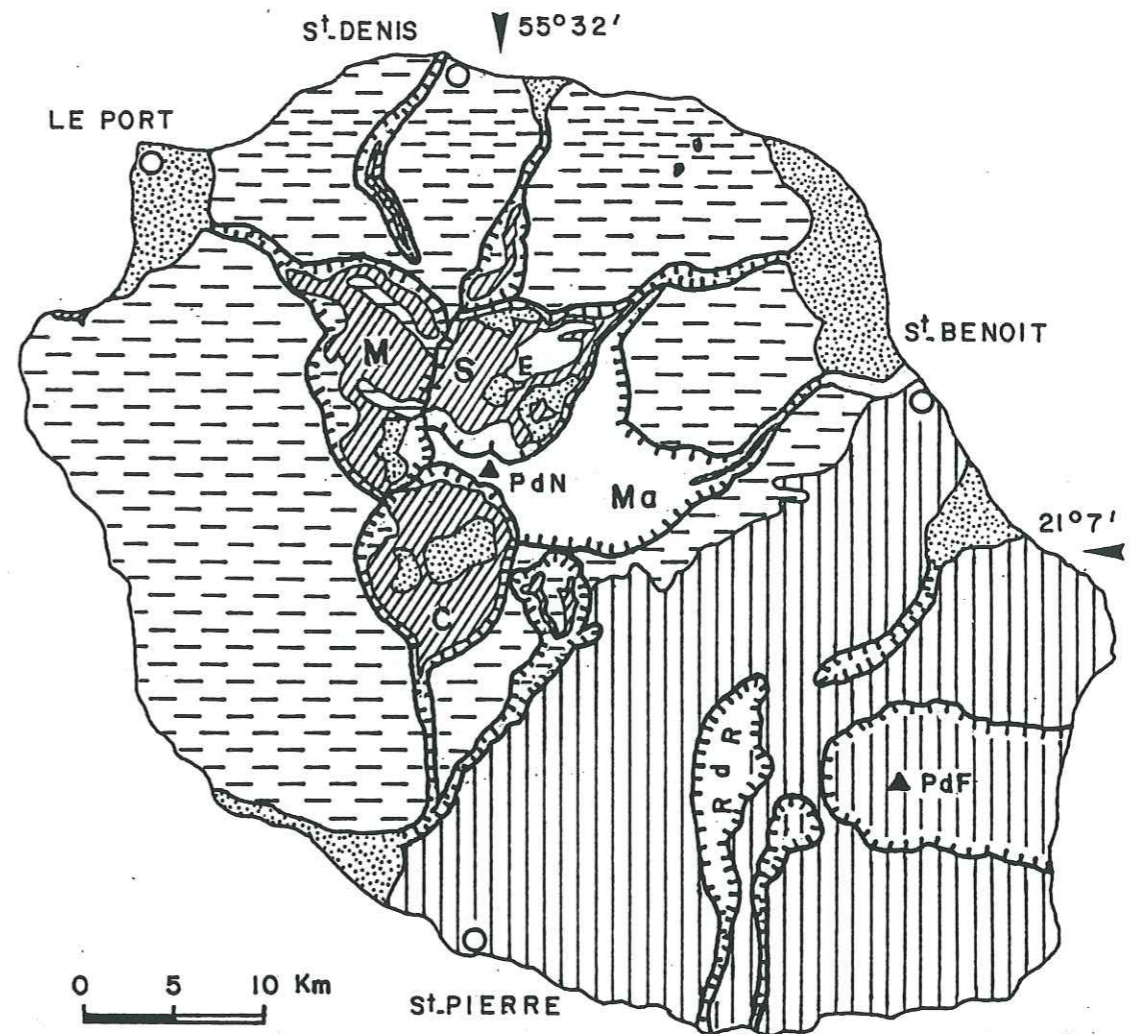
Du point de vue pétrologique, les laves du volcan Piton des Neiges ont été regroupées en deux grandes séries : à la base les basaltes transitionnels à tendance tholéiitique (UPTON et WADSWORTH, 1965 ; LAUX, 1976 ; NATIVEL, 1978) et au dessus les laves alcalines différenciées. Elles sont séparées par une période de calme éruptif d'environ 100 000 ans au cours de laquelle s'est effectuée une différenciation magmatique.

Plus importantes pour nous sont les coupures stratigraphiques et lithologiques majeures qui individualisent au sein de ces deux séries un ensemble de phases, séquences et faciès, car elles constituent des niveaux de faiblesse potentiels au sein du volcan, d'autant plus que les interphases de calme éruptif impliquent un remaniement et une évolution plus ou moins intenses des terrains (cf. III.1).

Aussi avons-nous adopté une division en quatre grandes phases volcaniques (tableau 1; fig.8 et 9) dont les limites différent, sur de nombreux points, de celles de BILLARD (1974) et de CHEVALLIER (1979).

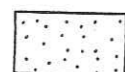
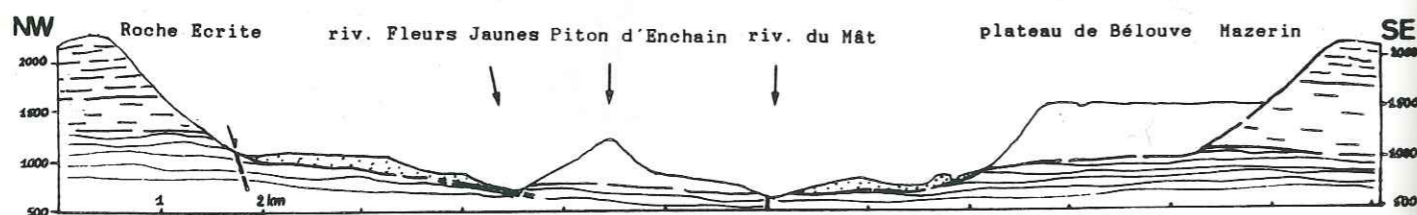
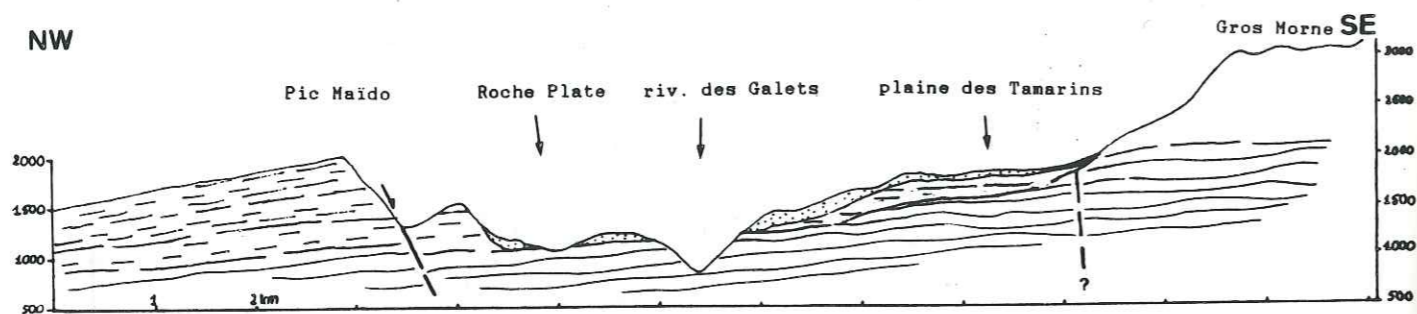
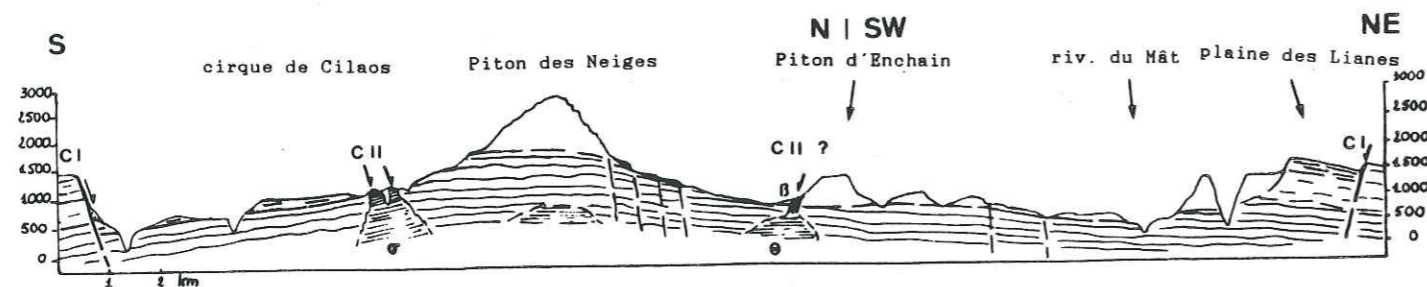
TABLEAU 1 : CHRONOLOGIE DE L'EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES (Principales données radiométriques : MAC DOUGALL (1971), GILLOT et NATIVEL (1978, 1982)).

DATATION (Ma)	EROSION		ACCELERATION de l'EROSION et des MOUVEMENTS de TERRAINS (19 ^e -20 ^e siècles)	
	PHASE	PRODUITS	FORMATION DES CIRQUES ACTUELS	
0,022 0,029	PHASE IV	PRODUITS DIFFERENCIES	ACTIVITE EXPLOSIVE TERMINALE : tufs pyroclastiques jaunes de Bélouve Benmoreites du Coteau Kervéguen Dykes trachy-syémitiques (Gros Morne, rempart du Béliér) Dôme-coulée trachytique de Bélouve et mugéarites Plateau Wickers	
0,044 0,052			ACTIVITE EFFUSIVE et EROSION	Dykes basaltiques (dolérites hydrothermalisées ?) de la base du Piton d'Enchain. BASCULEMENT du PITON d'ENCHAIN (rejeu supposé de la cald. II) Mugéarites sommitales du Piton d'Enchain Mugéarites sommitales de Bélouve
0,070			ACTIVITE EFFUSIVE	Mugéarites de la base du Plateau de Bélouve (reposit directement sur les océanites)
0,096 0,105 0,130 0,150			ACTIVITE MIXTE et EROSION	Alternance scories-coulées (Bras-Sec, Artimidor, Mare à Poules d'Eau, Mare à vieille Place, Roche à Jacquot) PYROCLASTITES (Mare à Vieille Place, Piton Gabou, Mare à Citrons)
0,188	EROSION (30 à 70 000 ans)		IGNIMBRITES (Plateau Wickers, Piton d'Enchain)	
0,220			CREUSEMENT des PALEO-CIRQUES des MARSOUINS et de SALAZIE-BELOUVE et début du creusement de Mafate et Cilaos CALDEIRA II et mise en place des DYKES SYENITIQUES de Cilaos	
0,350	PHASE III	LAVES DIFFERENCIES	Grandes planèzes externes (planèze ouest, Plaine des Chicots, Plaine des Fougères, Plateau Mazerin, Dimitile) Coulées de basaltes, hawaïtes, mugéarites	
			ACTIVITE EFFUSIVE	
0,430 0,600 0,950	PHASE II	BASALTES APHYRIQUES	EROSION (= 80 000 ans) CALDEIRA I Coulées basaltiques et brèches de pente associées	
			ACTIVITE EFFUSIVE	
2,1 ?	PHASE I	OCEANITES	EROSION	
			ACTIVITE EFFUSIVE et EXPLOSIVE Coulées de basalte à olivine, coulées bréchiques, brèches explosives et détritiques, INTENSEMENT HYDROTHERMALISEES, traversées par de nombreuses intrusions de basalte aphyrique, généralement non hydrothermalisées.	

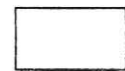


- Séries du Piton des Neiges :
- Formations détritiques
 - Laves différenciées de phase IV
 - Laves différenciées de phase III
 - basaltes aphyriques de phase II
 - Océanites de phase I
 - Séries du Piton de la Fournaise
- M, S, C: cirques de Mafate, Salazie, Cilaos
E: Piton d'Enchain
MA: paléocirque des Marsouins

FIG.8 : CARTE ET COUPE GEOLOGIQUES SIMPLIFIEES DU MASSIF DU PITON DES NEIGES



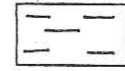
TERRAINS DE COUVERTURE



FORMATIONS DIFFERENCIÉES DE PHASE IV (0,02-0,2 Ma)



FORMATIONS DIFFERENCIÉES DE PHASE III (0,22-0,35 Ma)



FORMATIONS BASALTIQUES DE PHASE II (0,43-2,1 Ma ?)



OCEANITES DE PHASE I (>> 2,1 Ma ?), HYDROTHERMALISEES

COMPLEXE INTRUSIF: syénites (σ); gabbros (θ);
basaltes (β); trachytes (ϵ)

FIG. 9 : COUPES GEOLOGIQUES SIMPLIFIEES DES CIRQUES

II.2.1 - LES SERIES BASALTIQUES

Durant la mise en place des séries basaltiques aériennes, l'activité principale serait centrée au niveau d'un paléo-Piton des Neiges, situé à proximité de l'actuel sommet (une chambre magmatique très large existerait en profondeur, à la base de la croûte océanique). Mais cela n'exclut pas une importante activité fissurale, à partir des axes distensifs principaux, notamment les rifts N120 et N 25 (cf.II.1).

Selon les données du forage profond (2 109 m) d'exploration géothermique de la Mare à Vieille Place (fig.10), la constitution et la stratigraphie schématisée du soubassement caché du volcan serait la suivante (cotes rapportées au Nivellement Général de la Réunion) :

- des COULEES BASALTIQUES SOUS-MARINES, dominantes sous la cote -350 m (elles sont alors pénétrées par des plutons gabbroïques et monzonitiques, enracinés dans une chambre magmatique superficielle refroidie - fig.9) ;

- des HYALOCLASTITES, SUB-AQUATIQUES, entre - 350 et -15 m, en alternance avec des coulées basaltiques sous-marines ;

- des BRECHES EXPLOSIVES, SUB-AERIENNES, entre -15 et +104 m, formant un niveau d'une centaine de mètres d'épaisseur.

Le passage au volcanisme aérien se marque ensuite, en forage, par une alternance de brèches et de coulées basaltiques, entre 104 m et 365 m. Ce sont ces formations que l'on retrouve à l'affleurement, au plus profond des cirques.

Les données de forage nous permettent donc de préciser le niveau et l'origine des formations les plus anciennes des fonds de cirque. D'autre part, il est intéressant de constater l'existence et l'importance du niveau principal de brèches explosives, aux alentours du niveau marin actuel. Ces brèches, qui correspondent à un éclatement brutal de la lave originelle au contact de la nappe d'eau marine, représentent, selon nous, le stade d'émergence de l'île. Nous y rattachons les pillow-lavas du Cap La Houssaye, signalés à 20 m d'altitude par VINCENT (communication orale, dans CHEVALLIER, 1979).

Etant donné l'altitude de ces brèches et compte tenu des diverses variations passées du niveau marin (cf.III.2.2), on peut estimer que la résultante des mouvements d'affaissement et de surrection du volcan, à l'aplomb du site de forage, est faiblement positive, voire nulle (cf. II.3.1.C).

A - PROBLEMES DE SUBDIVISION

Nous n'avons pas retenu la dénomination "séries d'océanites" proposée par UPTON et WADSWORTH (1965) et reprise depuis par la plupart des auteurs, car ce faciès pétrographique n'est pas toujours dominant par rapport aux faciès à olivine ou aphyriques.

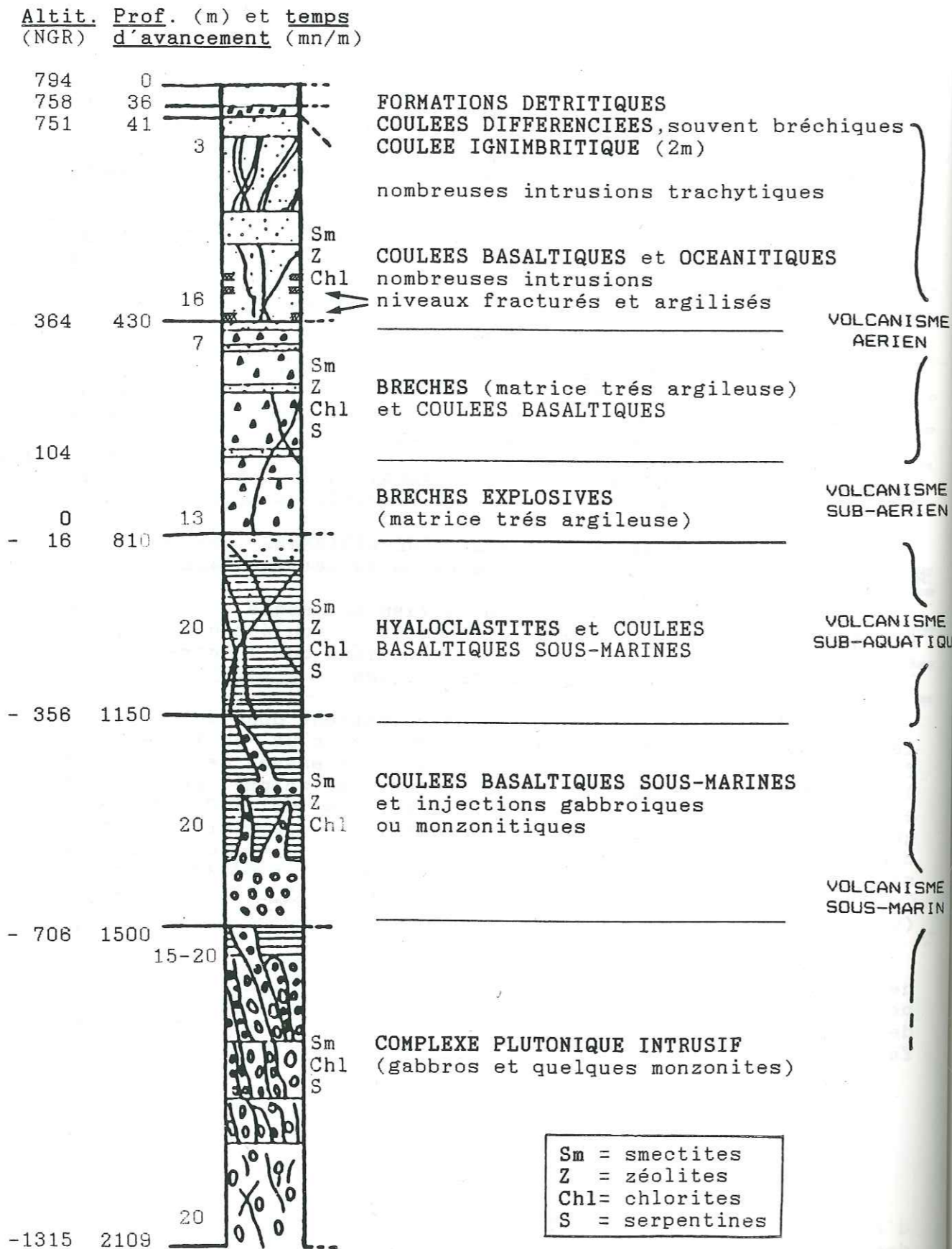


FIG. 10 : COLONNE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE DU FORAGE DE MARE A VIEILLE PLACE - (d'après P. CHOVELON, 1986)

Mais notre souci principal a été de lever l'ambiguïté des découpages successivement opérés en leur sein (fig. 11).

■ UPTON et WADSWORTH (1965) les ont initialement subdivisées en "océanites anciennes et récentes".

■ BILLARD (1974), reprenant le découpage précédent, cartographie: d'une part des "agglomérats et brèches basaltiques de phase I, intensément hydrothermalisés" (les "océanites anciennes" d'UPTON et WADSWORTH); d'autre part des "coulées de basalte à olivine de phase II, dont la partie inférieure est intensément hydrothermalisée" (océanites récentes d'UPTON et WADSWORTH), la limite d'altération étant qualifiée de "franche".

■ CHEVALLIER (1979) cartographie: d'une part des "brèches primitives", dans lesquelles il inclue les "agglomérats et brèches de phase I" de BILLARD (ou "océanites anciennes" d'UPTON et WADSWORTH), des coulées interstratifiées...mais aussi, par endroits, la partie inférieure des "coulées de phase II" de BILLARD (ou "océanites récentes" d'UPTON et WADSWORTH), l'ensemble étant, selon lui, intensément hydrothermalisé; d'autre part des "océanites récentes", dont la partie inférieure est plus faiblement hydrothermalisée".

■ RANCON (1982) est en accord avec le dernier découpage au Petit Bras (Cilaos) et dans la ravine des Merles (Salazie).

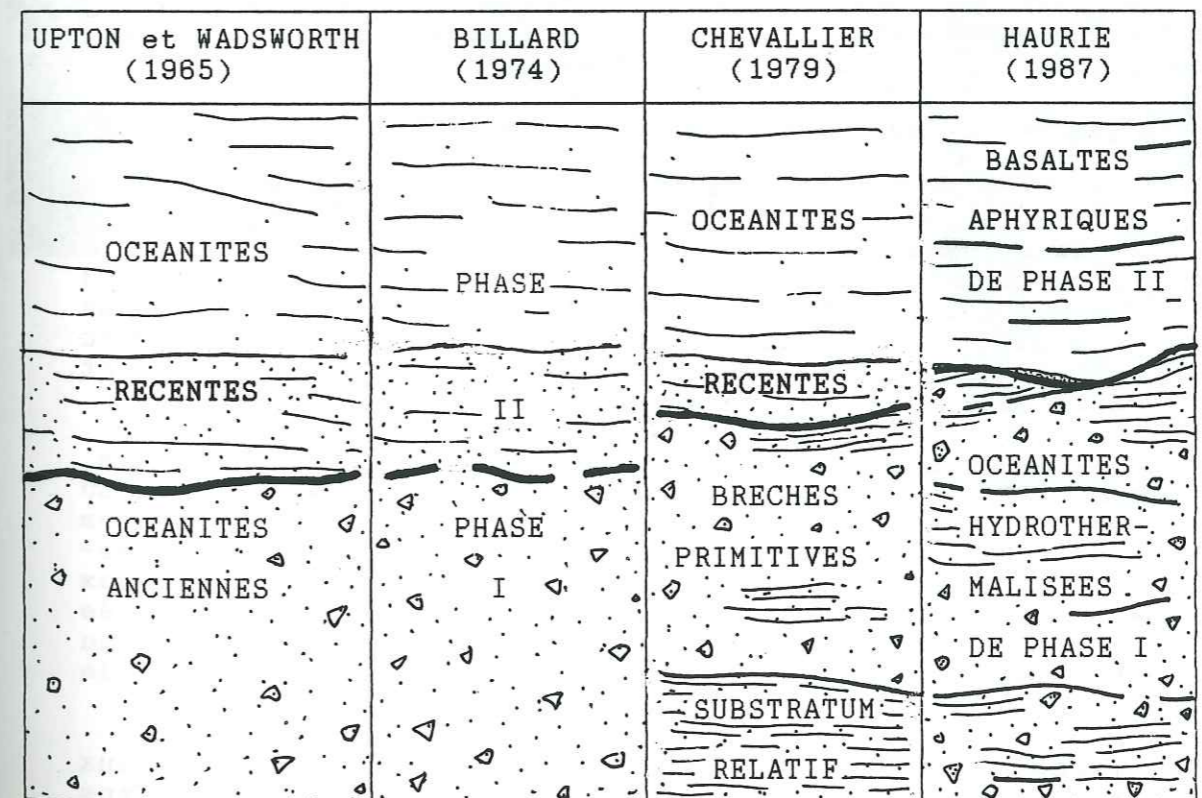


FIG. 11 : SCHEMA RECAPITULATIF DES DIFFERENTS DECOUPAGES OPERES AU SEIN DES SERIES BASALTIQUES DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

En définitive, il règne une grande confusion au sujet de ces subdivisions qui, d'une carte à l'autre (1/50 000 : BILLARD, 1974; 1/100 000: CHEVALLIER, 1979) ne se correspondent pas, et dégagent la stratigraphie suivante:

- "océanites anciennes de phase I": brèches et coulées, intensément hydrothermalisées, que les auteurs précédents n'observent généralement qu'au plus profond des cirques (BILLARD, cependant, cartographie des brèches hydrothermalisées jusque vers 2 000 mètres, localement, au Gros Morne);

- "océanites récentes de phase II": coulées, faiblement hydrothermalisées dans leurs termes inférieurs, la limite (franche) de l'altération étant qualifiée de "front hydrothermal" (BILLARD, 1974); les laves hydrothermalisées du secteur de la ravine des Merles (vers 1 400 m, dans Salazie), celles du Petit Bras (vers 600 m, dans Cilaos), comme celles du col du Taïbit (2000 m) appartenant, selon les auteurs précédents, à cette série.

En fait, nous pensons que ces coupures, opérées au sein des terrains hydrothermalisés, sont basées sur l'observation de discontinuités lithologiques ou stratigraphiques secondaires: limites coulées-brèches (ex.: ravine des Merles) ou séquences différemment hydrothermalisées (ex.: Petit Bras).

Nos observations sur les versants de la riv. Fleurs Jaunes, dans le secteur Pente Carozin, Mare à Vieille Place, le Butor, Mathurin, Mare à Martin, Bé-Cabot (photo 2, fig.14 et 15), montrent clairement la superposition de deux séries basaltiques, bien distinctes du fait de leurs caractéristiques lithologiques, d'altération, structurales et morphologiques :

- au-dessous, des océanites hydrothermalisées;
- au-dessus, des basaltes non hydrothermalisés.

Le contact, qui est franc, ne peut correspondre à un front hydrothermal car, dans ce cas, l'hydrothermalisation devrait disparaître progressivement au sein des basaltes et non pas de façon aussi brutale. Il représente en fait le niveau atteint par l'érosion dans les océanites hydrothermalisées avant que ne se mette en place la série supérieure (discordante).

Il s'agit d'une paléo-topographie, irrégulière, montrant à l'affleurement, tantôt une surface structurale plus ou moins pentée (strate, fracture, sill, dyke : les intrusions soulignant les discontinuités lithologiques), tantôt un paléotalweg, et qui est souvent soulignée par des niveaux argileux rubéfiés d'altération in situ (cf.II.2.1.B.b). Elle a été modelée à la surface d'un paléo-volcan intensément hydrothermalisé, au cours d'une interphase de calme éruptif, par l'érosion et avec le concours des mouvements gravitaires (fig.12).

Ces éléments nouveaux, confrontés aux travaux antérieurs et à l'examen sommaire d'autres secteurs situés dans les cirques, comme par exemple les versants à l'Ouest du cirque de Salazie, ceux du cours aval de la riv. des Galets dans Mafate, ou le Sud du cirque de Cilaos (fig.13), vont maintenant servir de cadre pour la description des deux ensembles correspondant à des phases éruptives distinctes I et II.

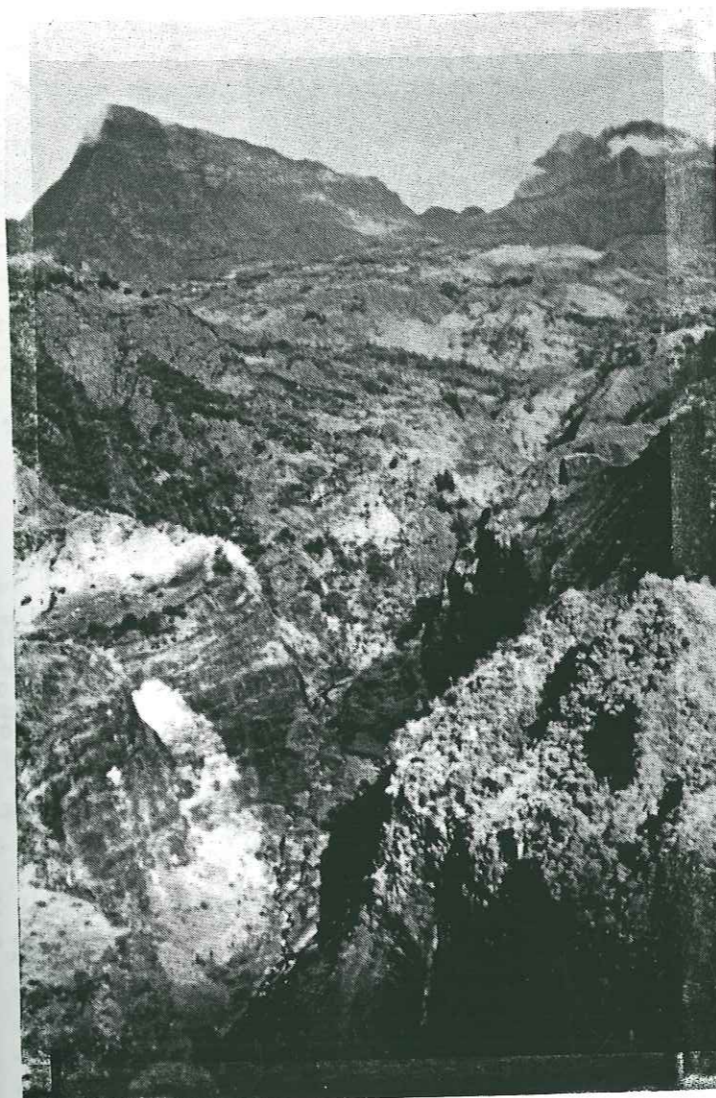


PHOTO 2 : CONTACT OCEANITES DE PHASE I - BASALTES DE PHASE II
(cliché Laurent STIELTJES)

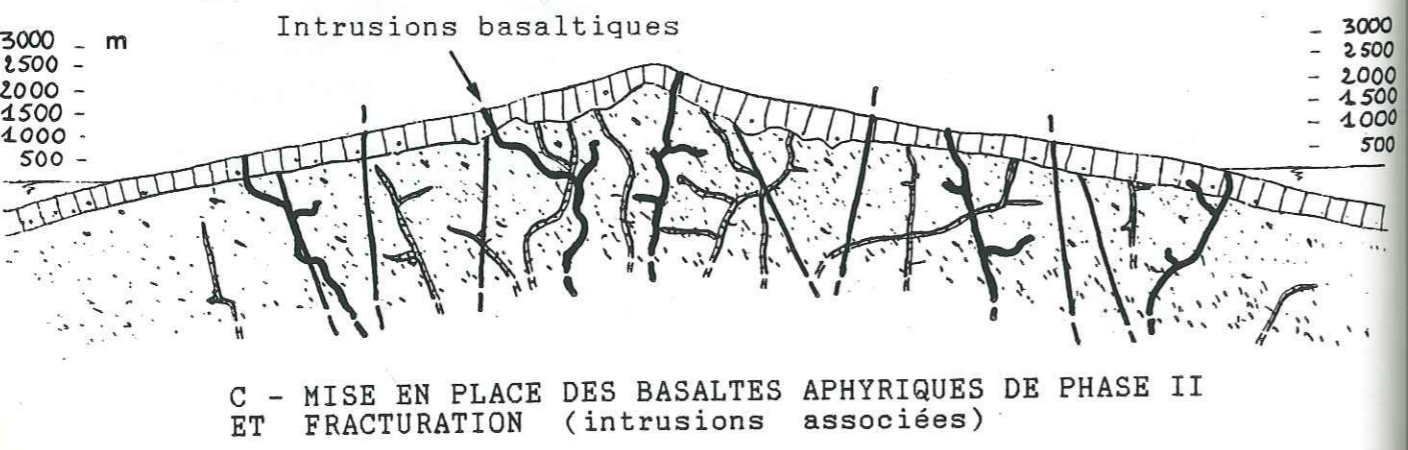
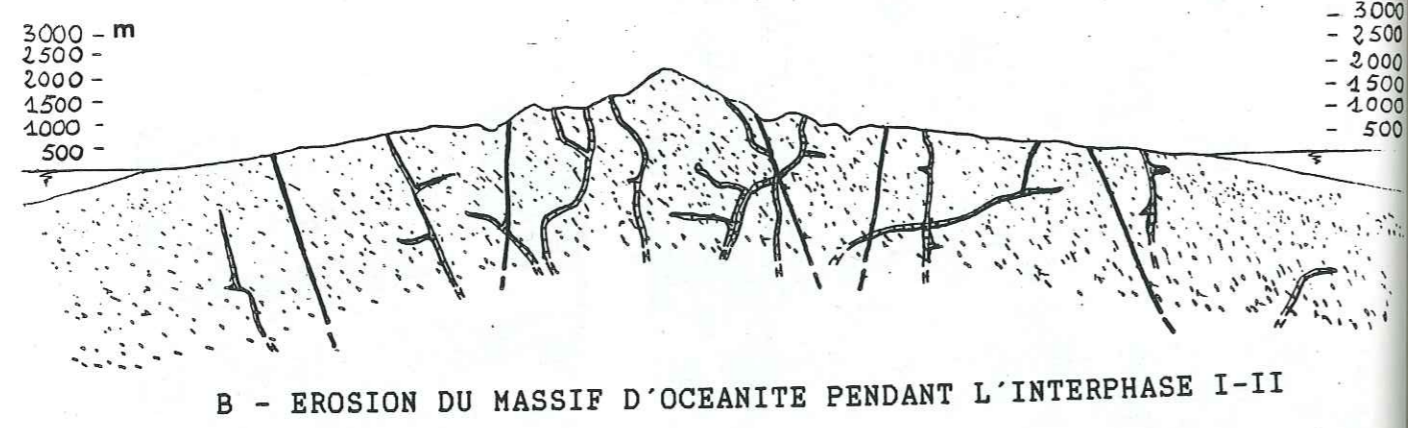
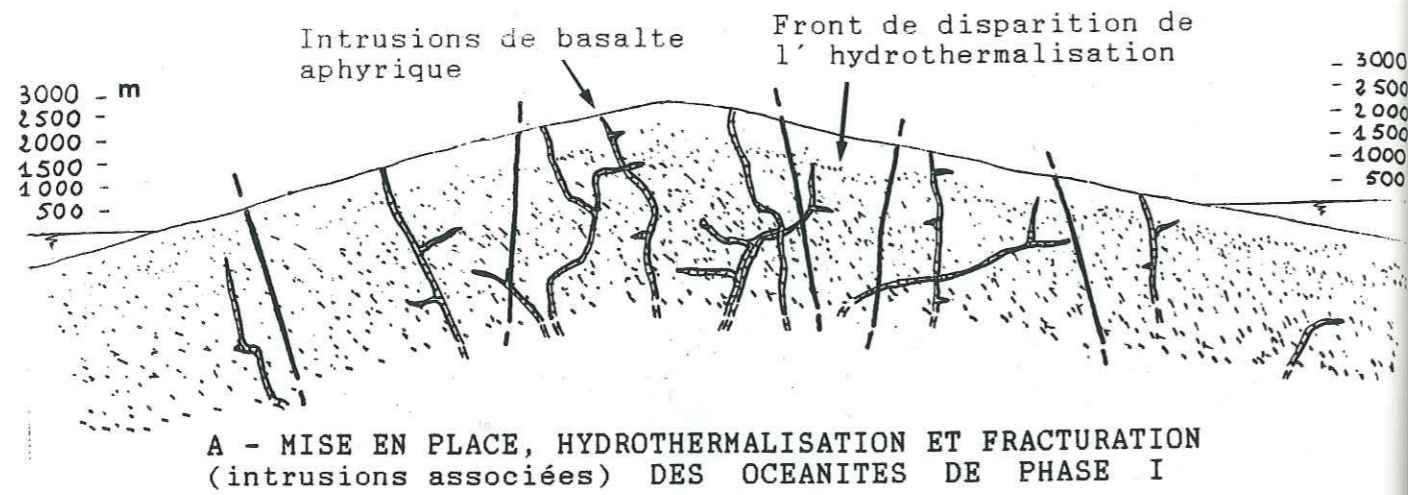
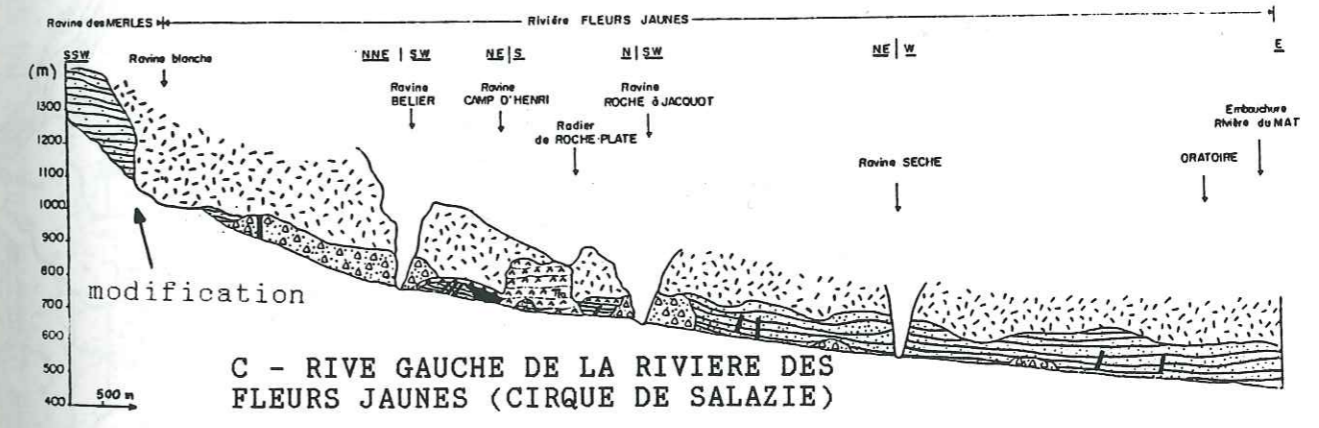
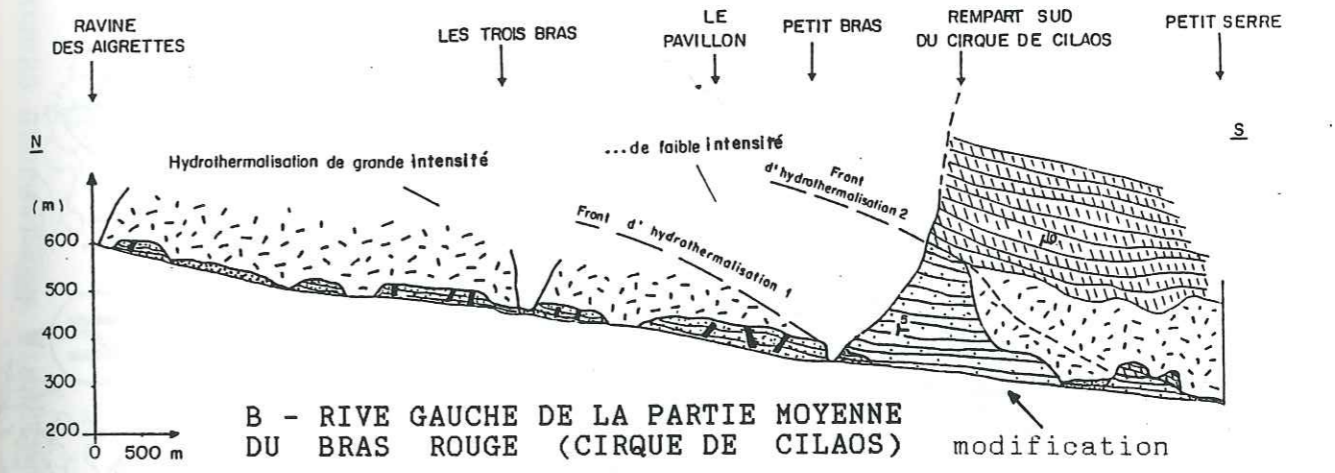
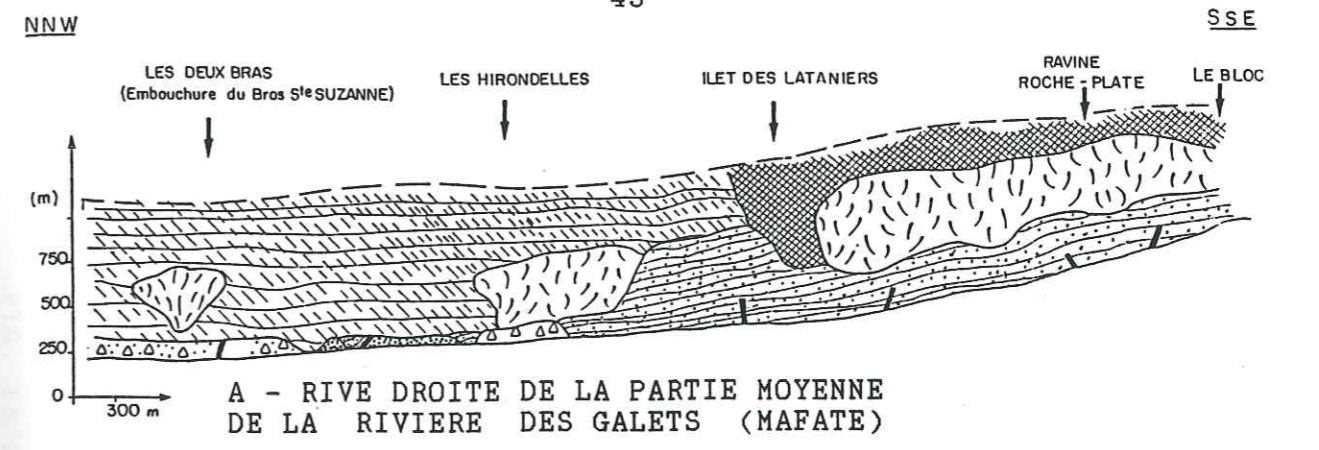
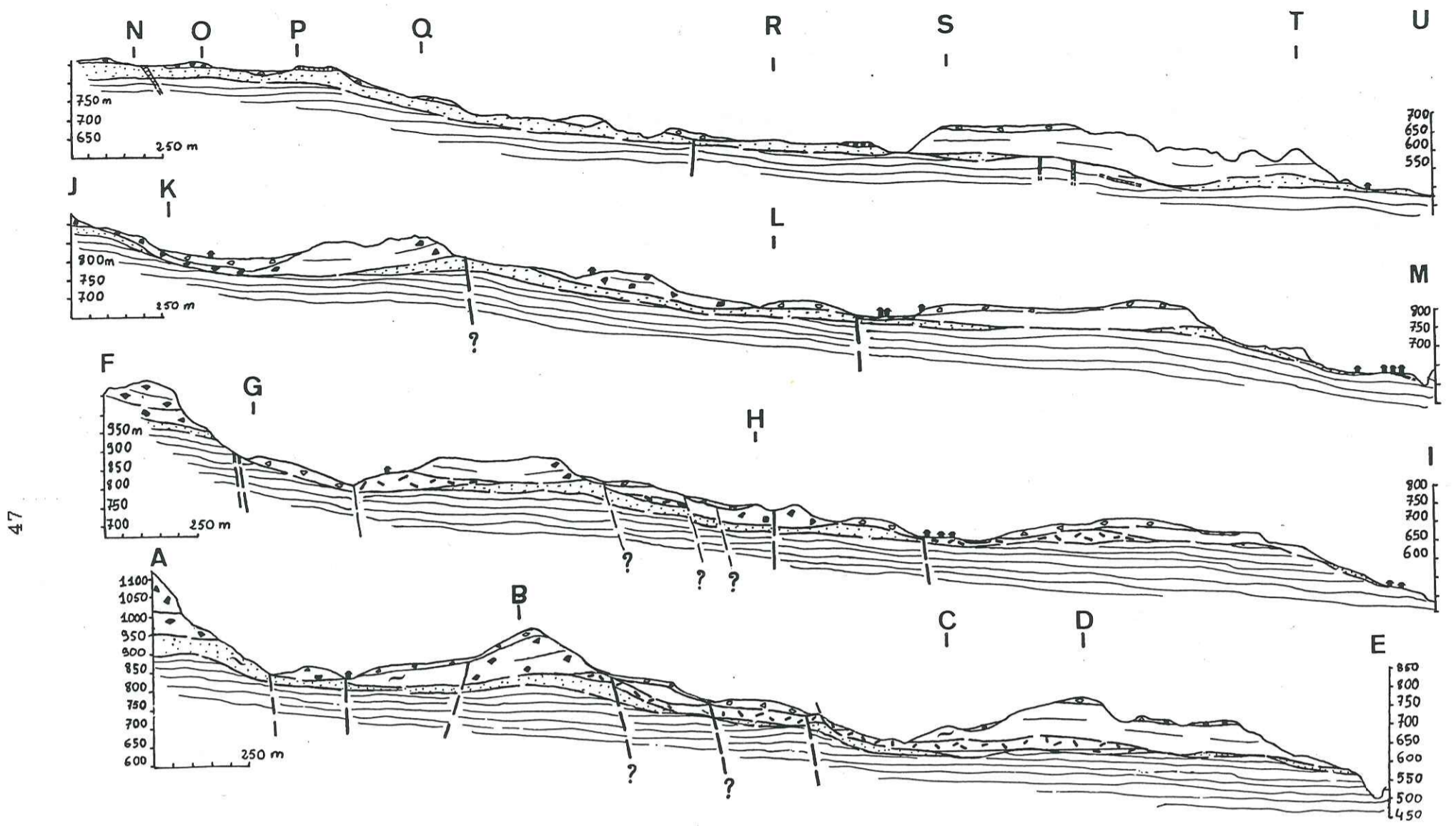


FIG. 12 : COUPES PALEO-GEOLOGIQUES SCHEMATISANT LA MISE EN PLACE DES SERIES BASALTIQUES



- COUVERTURE DU VERSANT:
- Alluvions
 - Eboulis
 - Divers
 - PYROCLASTITES de PHASE IV
 - BASALTES de PHASE II
- INTRUSIONS:
- Trachy-syénitiques
 - Basiques
 - OCEANITES de PHASE I: Brèches hydrothermalisées
 - OCEANITES de PHASE I: Coulées hydrothermalisées

FIG. 13 : COUPES GEOLOGIQUES SCHEMATIQUES DANS LES SERIES BASALTIQUES DES FONDS DE CIRQUES - (RANCON, 1982: modifié)



(cf. légende fig.14)

FIG. 15 : COUPES GEOLOGIQUES SIMPLIFIEES DU SECTEUR PITON D'ENCHAIN - SALAZIE

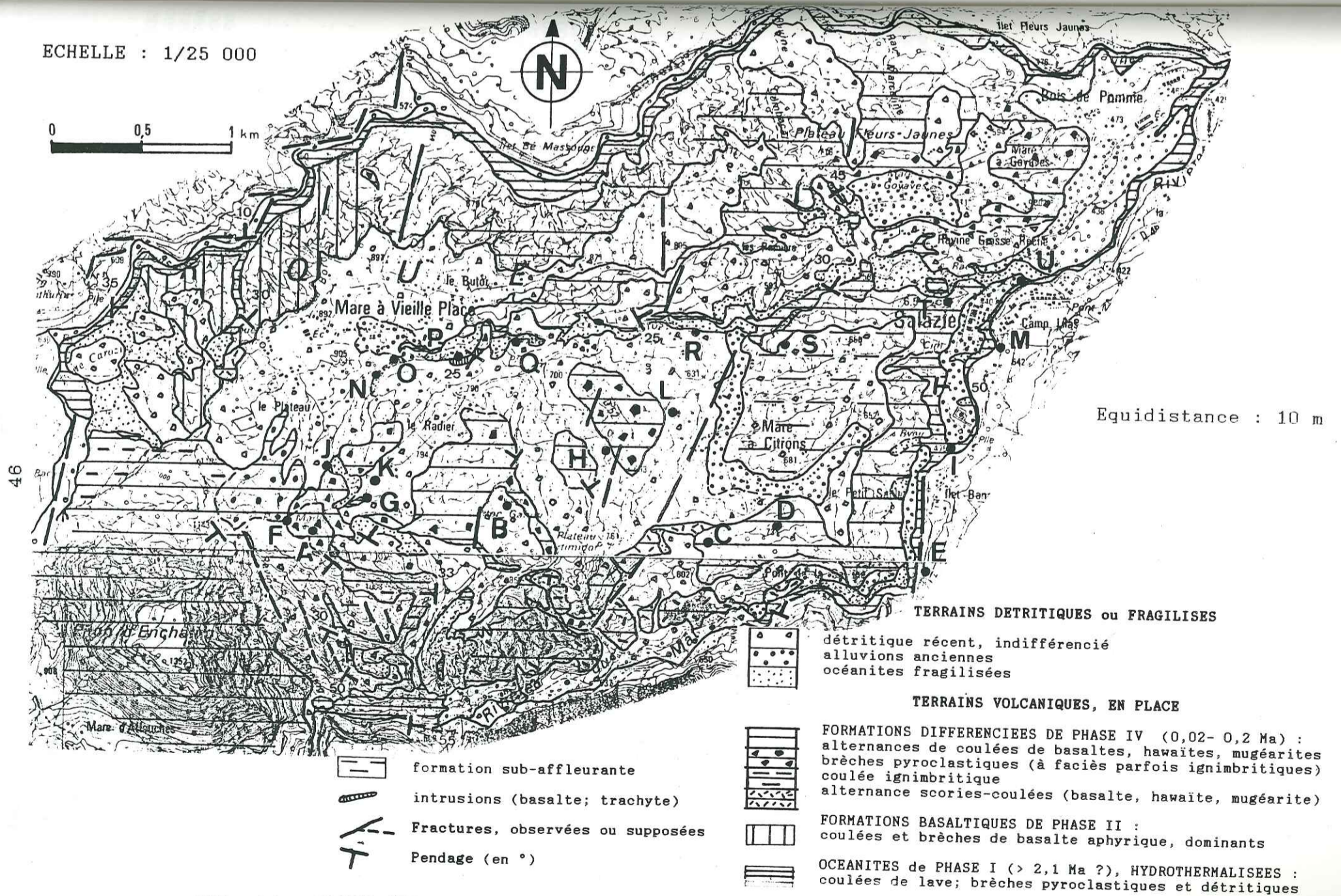


FIG. 14 : CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU SECTEUR PITON D'ENCHAIN - SALAZIE (leviers de 1985)

B - LES OCEANITES DE PHASE I

Ce sont les formations les plus anciennes qui affleurent. Leur intense altération ne permet pas d'en calculer les âges absolus, mais elles sont au moins antérieures à 2,1 Ma (MAC DOUGALL, 1971: date sur les basaltes non altérés).

Elles apparaissent surtout dans les gorges du fond des cirques (photo 2, 3, 6), mais on peut les observer jusqu'à 2000 m, vers le centre du volcan (Gros Morne, col du Taïbit, Petit Matarum). Si l'on tient compte de l'érosion et des effondrements postérieurs à leur mise en place, elles devaient culminer à plus de 2 000 m, édifiant un proto-Piton des Neiges (fig. 12).

a - HETEROGENEITE

Pétrographiquement, ce sont des basaltes à olivine, des océanites et des basaltes aphyriques, mélanocrates, vert sombre.

Elles sont très hétérogènes sur le plan lithologique. Il faut souligner leur caractère fréquemment bréchiq ("agglomérats et brèches" de BILLARD, 1974; "brèches primitives" de CHEVALLIER, 1979), mais elles voisinent, latéralement ou verticalement (fig.13), avec des coulées qui sont, proportionnellement, aussi bien représentées, et dont les caractères morphologiques, pétrographiques, structuraux et d'altération, ne sont pas notablement différents. La plupart du temps ces faciès sont intriqués et, d'autre part, les contacts, lorsqu'ils sont observables, correspondent généralement à des coupures séquentielles secondaires (ex.: Petit Bras et col du Taïbit, dans Cilaos; Ravine des Merles, dans Salazie; Bras de Ste-Suzanne dans Mafate).

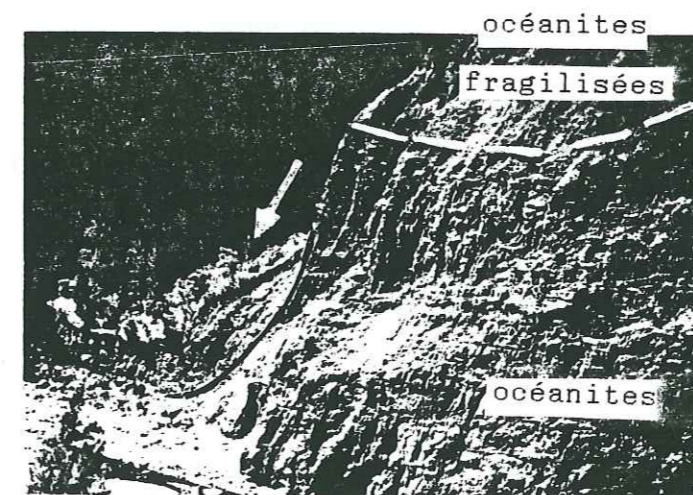
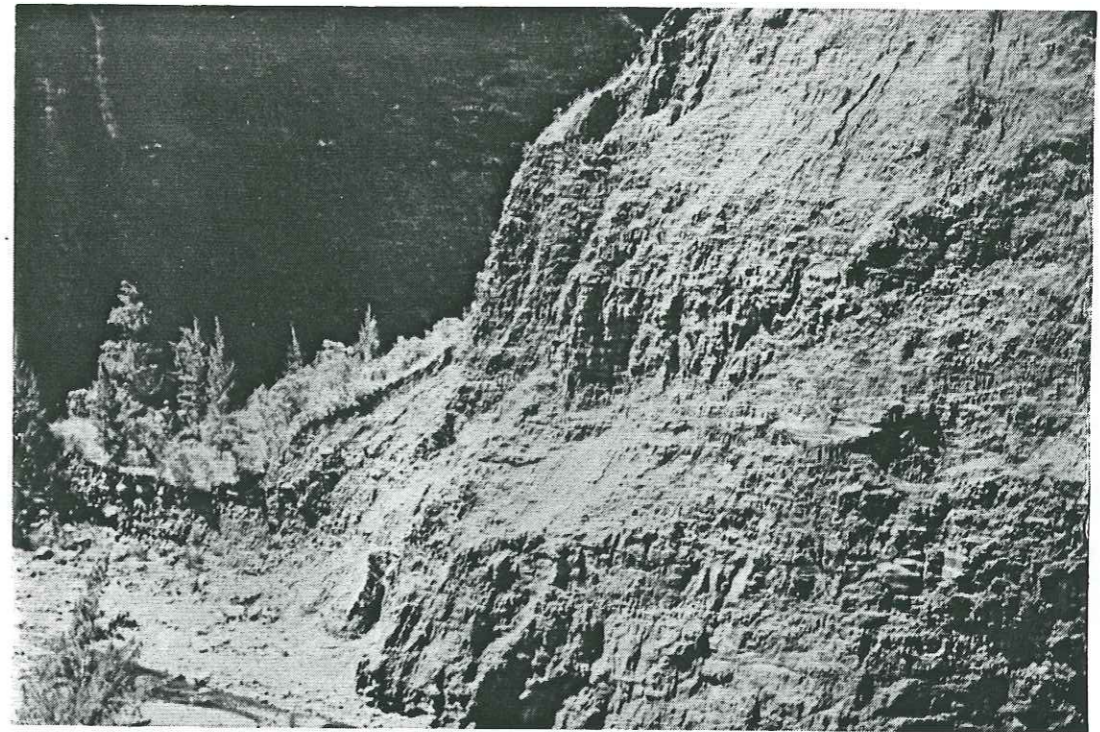
■ LES COULEES VOLCANIQUES

En forage (Mare à Vieille Place), ces laves ont été reconnues entre 365 et 750 m NGR (fig. 10).

Elles correspondent à des coulées de type pahoehoe (texture d'épanchement des coulées "hawaïennes" fluides, montrant des figures de tubes, de cordes, de tunnels de lave, des surfaces ellipsoïdales), disposées en bancs (photo 3 et annexe 3).

Très souvent, ce sont de véritables coulées bréchiq, contenant des éléments centimétriques à millimétriques, subanguleux à subarrondis, zéolitisés (dans les vacuoles) ou pas (photo 4). La matrice, cendro-tuffacée, micro-bréchiq et hétérométrique (éléments poly-cristallins et cristaux), est totalement altérée, mais peu zéolitisée (annexe 3). Présence de calcite ou de zéolites à l'interface éléments-matrice et pyrite rare.

Jusqu'à présent, les coulées hydrothermalisées de la ravine des Merles, du Petit Bras et du col du Taïbit (2 000 m d'altitude) étaient rapportées au "océanites récentes" (cf.II.2.1.A). L'ensemble des caractéristiques précédentes nous permet de les assimiler aux océanites de phase I.



riv. Fleurs Jaunes

PHOTO 3 : FACIES DES COULEES PAHOEHOE D'OCEANITES
(affleurement n° 1)

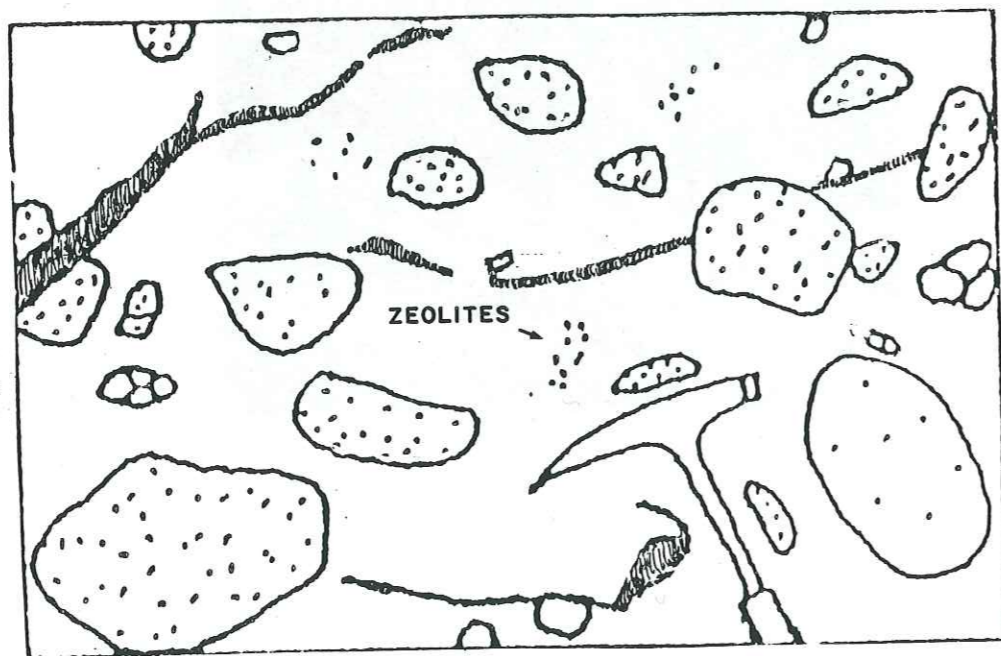


PHOTO 4 : FACIES DE COULEE BRECHIQUE D'OCEANITE
(affleurement n° 2)

■ LES BRECHES PYROCLASTIQUES

Elles contiennent des éléments millimétriques à décimétriques (nombreux blocs), subanguleux, parfois vitreux ou à bordures figées (élément d'intrusion ou écorce blanche de trempe, sur certains blocs), zéolitisés ou non. La matrice, cendro-argileuse, micro-bréchique (riche en cristaux millimétriques) est totalement altérée (annexe 3). CHEVALLIER (1979), remarquant des échardes vitreuses millimétriques, des fragments vitreux non étirés et de disposition anarchique, et l'altération de quelques verres (palagonite colloïdale possible ?), estime qu'il ne peut s'agir d'écoulements mais de projections vitreuses refroidies brutalement avant leur accumulation.

Ces brèches résulteraient donc d'une activité phréato-magmatique, par éclatement brutal de la lave originelle au contact de niveaux d'eau météorique (piégés entre les coulées) ou de la nappe d'eau marine.

Nous avons observé par endroit (versant du village de Salazie; Artimidor; Le Plateau), vers le haut de la série, des pyroclastites très finement scoriacées, gris sombre, macroscopiquement non ou peu hydrothermalisées, et plus ou moins argilisées vers le sommet.

■ LES BRECHES DETRITIQUES

Elles sont intriquées avec les produits volcaniques, construction et destruction des reliefs se succédant dans le temps. Certaines peuvent ainsi marquer l'interphase océanites hydrothermalisées - basaltes aphyriques.

Ce sont des brèches hétérométriques, à éléments zéolitisés ou non, à matrice faiblement indurée, assez abondante, que CHEVALLIER (1979) a pu subdiviser de la façon suivante.

- Brèches de pente - Elles sont proches de leur zone d'alimentation. Leurs éléments sont anguleux et leur matrice (10 à 20 %), terreuse, contient parfois des zéolites éparses.

- Coulées boueuses et Lahars - Ils affleurent partout et à tout niveau stratigraphique, mais particulièrement à Salazie. Leurs éléments sont plutôt centimétriques à métriques et leur matrice est cendro-terreuse. Vers le sommet de la série, nous avons observé des lahars fortement indurés et non hydrothermalisés (gorges de Bras Sec).

- Brèches litées - Elles attestent d'un remaniement par l'eau : faible pendage, alternance de lits-fins (parfois à structure entrecroisée) et de passées plus grossières. Elles s'intercalent parfois dans les coulées boueuses ou les recouvrent, l'ensemble formant alors une séquence logique de dépôts dus à l'eau : lahar, coulée boueuses, brèches litées.

Nous avons pu également observer, au sein de la série, des alluvions indurées.

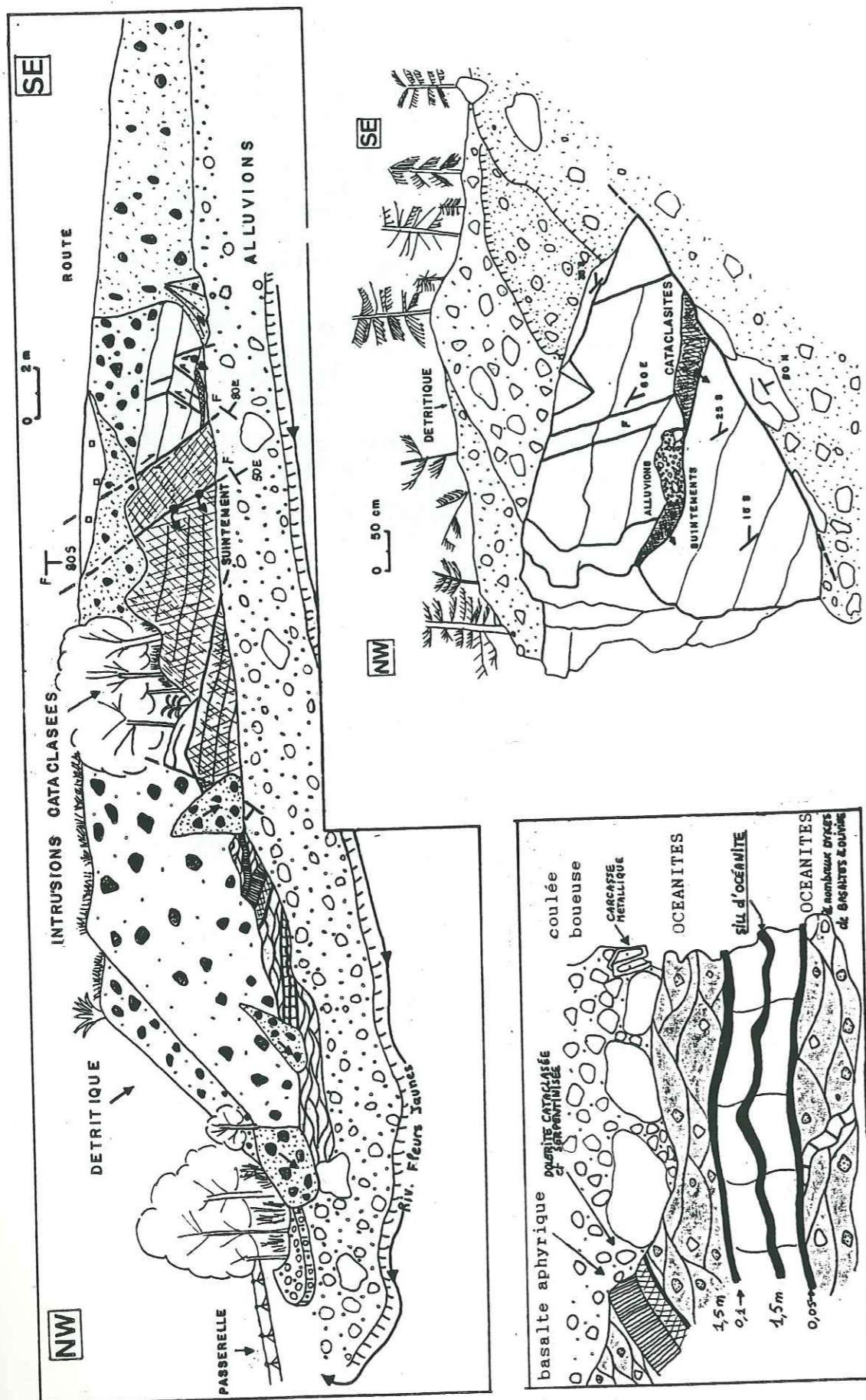


FIG. 16 : INTRUSIONS BASALTIQUES VARIEES TRAVERSANT LES OCEANITES (affleurement n° 6)

L'ensemble est véritablement lardé d'intrusions, injectées dans la série à tout niveau stratigraphique (sills) et dans les fractures (dykes), quelquefois en faisceaux serrés (photo 6 et fig. 16).

Un grand nombre de ces filons sont des basaltes aphyriques (photo 5 et annexe 4); mais on trouve également des basaltes à olivine ou des océanites (fig. 16) et, plus rarement, des intrusions bréchiques (annexe 5).



PHOTO 5 : FACIES EN "BOX-WORK" DES INTRUSIONS DE BASALTE APHYRIQUE TRAVERSANT LES OCEANITES (affleurement n° 6)

Un très grand nombre de ces intrusions, ne traversant pas la série sus-jacente (fig. 13), sont antérieurs à celle-ci.

D'autre part, les océanites sont intensément hydrothermalisées (elles ont subi au moins une phase hydrothermale - cf. II.4.1.A). Il n'est plus possible d'observer la zone de disparition progressive de cette altération car elle a été franchie par l'érosion au cours de l'interphase I-II (fig. 12 et p. 42).

Par contre, les intrusions basaltiques qui ne traversent que cette série, ne sont généralement pas, ou très peu, hydrothermalisées, ce qui indiquerait une mise en place tardive, relativement à la durée de l'altération hydrothermale (cf. II.4.1.A). Du cortège de minéraux hydrothermaux existant dans toute la série, nous retiendrons la prédominance des zéolites et phyllosilicates (et en particulier les smectites).

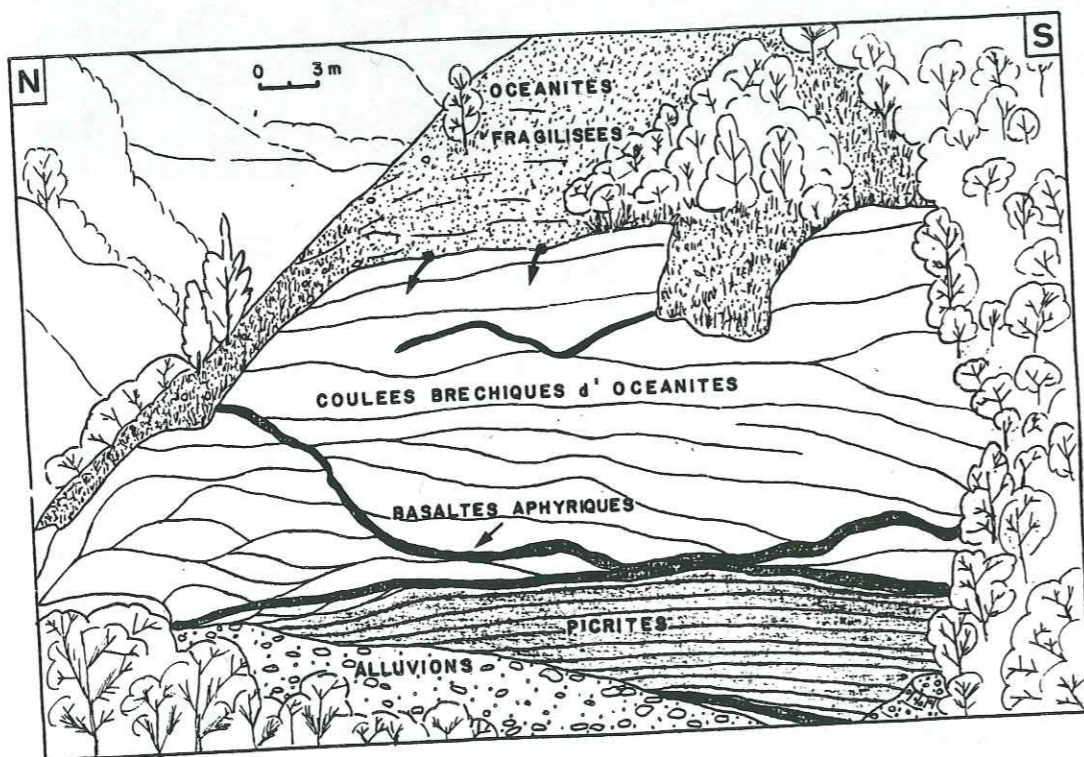


PHOTO 6 : PASSAGE SUBSTRATUM ROCHEUX D'OCEANITES
- OCEANITES FRAGILISEES - (affleurement n° 2)

b - ETAT ACTUEL

Dès à présent, nous désirons faire ressortir un fait de première importance dans l'optique de notre travail : l'existence de niveaux fragilisés au sommet des océanites, en de nombreux endroits (photo 3, 6, 16 et fig. 14). Ceci nous conduit, en définitive, à distinguer dans cette série les deux unités suivantes (cf. également IV.1.3).

■ LE SUBSTRATUM ROCHEUX

Ce sont les océanites en place, qui donnent les parois raides des gorges du fond des cirques et de la base des remparts (photos 2, 3, 6).

■ LES TERRAINS FRAGILISES

Il s'agit d'une tranche de terrain développée au sommet de l'unité précédente (photo 3 et 6), sur une épaisseur variable (décimétrique à décamétrique), et qui est souvent directement recouverte en discordance par les formations de phase IV, dans le cirque de Salazie (photo 16).

Conservant les principales caractéristiques géologiques des océanites, elles s'en distinguent cependant par une fissuration et une argilisation prononcées. Dans la morphologie, elles correspondent généralement aux versants mous des îlets.

Dans de nombreux cas, ces terrains renseignent utilement sur la proximité du substratum d'océanites, lorsque celui-ci est masqué. En cela, ils constituent un proche substratum.

• Caractères spécifiques

La transformation plus ou moins profonde des océanites originelles, par fissuration et (ou) argilisation, s'est traduite par un accroissement de l'hétérogénéité de ces formations. On peut ainsi distinguer deux faciès principaux, entre lesquels existent tous les intermédiaires (cf. également IV.1.3.B).

- Faciès rocheux fissuré

Il s'approche le plus du faciès originel (photo 17), mais s'en distingue cependant par la friabilité de la roche dont les minéraux constitutifs (olivines, pyroxènes, zéolites) se déchaussent (photo 18), les versants prenant un aspect ruini-forme.

Comme dans les océanites en place, on retrouve bien entendu les smectites d'origine hydrothermale, disséminées en abondance dans la pâte de la roche; mais, il apparaît clairement qu'une autre phase argileuse (toujours des smectites) s'est

développée postérieurement, dans les discontinuités. Elles jouent un rôle dans la progression de l'altération, leur gonflement en présence d'eau pouvant expliquer, en partie, la micro-fissuration des terrains.

- Faciés à forte argilisation

Dans ce type de terrain, très transformé, il est difficile de distinguer les structures originelles. L'argilisation paraît bien se développer à mesure que l'on se rapproche de la discontinuité basale (contact avec le substratum rocheux), transformant totalement les roches zéolitisées et fissurées en de véritables sols argileux, à blocs résiduels, où subsistent quelques fantômes de zéolites (ex.: ravine Grosse Roche; Mare Virapa; Pont de la Savanne; Petit Sable).

La fraction argileuse ($< 2 \mu$) des faciés de la base est constituée de 80 à 100 % de smectites (fig. 36). D'autre part, il est remarquable de constater que les diffractogrammes de rayons X de ces argiles sont discriminants (pics caractéristiques de smectites très bien cristallisées) par rapport à ceux des faciés plus remaniés de type coulées boueuses (fig. 41).

Ces formations argileuses, de couleur bariolée (rouge, verte, grise, jaune), sont connues sous le nom de "Terre Glaise" par les habitants de Salazie.

• Contact avec le substratum

Souligné dans la topographie par une ligne d'émergences (photo 16), son observation directe est souvent difficile. Toutefois, deux situations peuvent se présenter.

- Le contact est localisé au voisinage d'une ou de plusieurs discontinuités importantes, orientées en aval-pendage dans le versant (ex. : dyke de Roche Plate). Fréquentes au sein des océanites, ces discontinuités correspondent à des surfaces d'origine structurale (intrusion, fracture, strate), lithologique (limite coulées-brèches), ou érosive (paléo-talweg).

- Entre ces discontinuités importantes, le contact est plus flou, situé dans la masse des océanites; il recoupe alors toute discontinuité secondaire.

Il s'agit donc d'une surface de morphologie irrégulière, fréquemment accompagnée (plus souvent dans le deuxième cas d'ailleurs) par des niveaux discontinus d'argiles bariolées (photo 16 : rare affleurement montrant un passage net entre les deux unités).

Ce contact revêt une grande importance en tant que zone de circulation préférentielle des eaux souterraines et comme surface de décollement, en cas de glissement généralisé.

• Origine

L'origine de l'individualisation d'un tel niveau n'est pas aisée à établir. Est-ce un niveau d'altération hydrothermale,

ou bien de météorisation (Weathering Zone), ultérieurement remanié? Ou alors, s'agit-il d'un niveau remanié sous l'effet de la charge et du déséquilibre des puissantes formations sus-jacentes? D'autre part, dans certaines conditions d'affleurement, peut-il correspondre à des zones intensément fracturées? Enfin, à quelle époque de l'histoire du volcan ce niveau s'est-il individualisé? Nous proposons les éléments de réponse suivants.

- L'individualisation par l'hydrothermalisme, au sommet des océanites, d'un niveau caractérisé par sa richesse en smectites, sa limite inférieure correspondant alors à un front à partir duquel les paléo-températures ne permettraient plus la formation de smectites (PINCHINOT, 1984), ne peut être retenue.

En effet, ces smectites ont été identifiées à tout niveau d'affleurement des océanites hydrothermalisées, par RANCON (1982), ainsi que tout le long du forage de Mare à Vieille Place (fig. 10). Les résultats des analyses aux rayons X que nous avons personnellement effectuées sur des échantillons d'océanites, en place ou fragilisées, sur une même verticale, vont dans le même sens.

- Il est difficile d'imaginer systématiquement une origine directe, par cisaillement de la partie supérieure des océanites hydrothermalisées, sous l'effet de la charge exercée par les coulées sus-jacentes; surtout si l'on observe un contact net ou un passage rapide entre les deux terrains.

Dans un tel cas, en effet, on s'attend à un remaniement (broyage) de la zone de contact sur une certaine épaisseur (même s'il existe des contrastes mécaniques originels entre deux types de roche). Or, les exemples sont rares où l'on peut envisager cette hypothèse: il est possible toutefois que ce soit le cas à Pente Carozin (fig. 33 et 34) où l'on trouve des terrains assez remaniés, au sein desquels il est difficile de faire la part des océanites, des basaltes, voire même des laves différenciées.

De plus, le déclenchement d'un tel processus dépend de plusieurs autres facteurs (cf. III.2). Ce mécanisme seul ne peut donc être systématiquement invoqué dans tous les cas où l'on parle d'océanites fragilisées.

Par contre, plusieurs cas (anciens et actuels) montrent que des glissements en masse se sont effectués sur les nombreuses surfaces de discontinuité existant au sein des océanites (exploitation en relais de ces surfaces), tandis qu'un cisaillement dans la masse s'opérait entre ces "glissoires". A Grand-Ilet, des panneaux désorganisés, fissurés, montrant des pendages anormaux et des intrusions décalées, glissent ainsi sur un dyke, en aval-pendage dans le versant.

- D'autre part, certains secteurs, qui apparaissent fracturés, broyés, pseudo-schistosés, souvent remaniés et argilisés, et où océanites, basaltes, et parfois coulées différenciées, semblent mélangés, peuvent correspondre à des passages de fractures.

- Nous voulons à présent mettre l'accent sur le fait qu'en de nombreux endroits, les océanites fragilisées peuvent correspondre à une zone d'altération météorique ("Weathering Zone"), développée dans la partie sommitale des océanites originelles, lors d'une interphase d'érosion.

En effet, la mise à découvert des océanites se traduisant par la décompression d'une frange de terrain (préalablement fracturés et hydrothermalisés), celle-ci, en se saturant, foisonne et se fissure, du fait du gonflement des smectites (cf. II.4.2).

La limite inférieure de cette altération est, bien entendu, fonction de la profondeur de la zone décompressée; mais il est vraisemblable que des discontinuités structurales majeures (en particulier les grandes intrusions), aient pu également limiter sa profondeur de pénétration (fig. 54) laquelle, par ailleurs, a probablement été plus aisée dans la matrice des faciès bréchiques ou des zones fissurées.

Les terrains fragilisés montrent ainsi différents niveaux de fissuration et d'argilisation des océanites originelles (les niveaux argileux résiduels, situés au sommet du substratum, témoignent d'une altération plus active au toit de l'imperméable). Le déclenchement d'un des phénomènes précédents marque le début d'un processus de dégradation inéluctable dont les caractéristiques géotechniques des océanites, car il donne naissance à des terrains évolutifs. En particulier, après le déblaiement des éventuels terrains sus-jacents, l'altération météorique pourra gagner l'ensemble de la zone affectée, les discontinuités des océanites fragilisées tendant alors à se colmater.

- Dans notre secteur de travail, nous pensons que la dégradation de la partie sommitale des océanites s'est effectuée principalement au cours de l'interphase III-IV (formation des paléo-cirques - fig. 28). En effet, parmi les faciès d'épaisseur importante, observés à l'affleurement, certains présentent un degré de remaniement très poussé (sols argileux à blocs de ravine Grosse Roche), acquis forcément avant l'épanchement des coulées différenciées de phase IV sus-jacentes, puisque celles-ci sont quasiment en place ou, au plus, localement, peuvent être tassées en masse sur ces assises compressibles. Mais cela n'exclue pas, qu'ailleurs, une dégradation initiale ait pu évoluer tout au long de l'histoire du volcan, jusqu'à nos jours.

Ces terrains, bien représentés, ne peuvent être comparés aux niveaux argileux, d'épaisseur décimétrique, qui, soulignant la limite I-II (affleurement n° 3, où se devinent des surfaces de pendage, en accord avec celles des océanites en place sous-jacentes), peuvent ne s'y être développés que du fait des circulations d'eaux souterraines, le long de la discontinuité basale.

C - LES BASALTES DE PHASE II

Nous avons mis en évidence, sur les versants de rive droite de la riv. Fleurs Jaunes (Pente Carozin, Mare à Vieille Place, Le Butor), de puissantes formations basaltiques (jusqu'à 200 m d'épaisseur - fig. 46), non hydrothermalisées de manière notable, et reposant en discordance sur les océanites hydrothermalisées (photo 2 et fig. 14).

Pétrographiquement, ces terrains sont constitués de basaltes aphyriques, largement dominants par rapport aux basaltes à olivine et aux océanites.

Les versants correspondant à ces formations présentent une morphologie homogène de profonds ravins séparés par des crêtes raides et aiguës, paraissant massives. Cependant, à l'affleurement, on constate que cet aspect massif est fallacieux: il ne correspond qu'à une sorte d'encroûtement très superficiel donnant une patine noirâtre aux terrains, qui sont en réalité constitués de trois faciès lithologiques, généralement intriqués, avec de nombreux passages mutuels.

a - LES COULEES VOLCANIQUES

Elles montrent des textures d'épanchement de type pahoehoe et une intense fracturation de refroidissement (prismes, étoiles), l'ensemble des discontinuités ayant pré-débité la roche, avec le concours de la fracturation postérieure et de la décompression, ce qui peut donner au matériau, un aspect "pseudo-bréchique" (photos 7 et 8).

On a pu y observer quelques intrusions basaltiques.

b - LES BRECHES D'ECROULEMENT EN MASSE

Ce sont des brèches rousses, à patine sombre, monogéniques, de nature basaltique, dont les éléments sont anguleux à subanguleux et de taille centimétrique à millimétrique. La matrice, jaune-verdâtre, peu abondante (10 % environ), indurée et compacte, est en fait une micro-brèche provenant du broyage des éléments précédents (photo 9; annexe 6).

La calcite, que l'on trouve en filonnets dans les discontinuités, ou en cristaux millimétriques dans la matrice, témoigne d'une altération hydrothermale de très faible intensité, en rien comparable à celle qui a affecté les océanites sous-jacentes. L'altération de la brèche se manifeste plutôt par une forte hydroxydation des discontinuités, du fait de la circulation des eaux météoriques.

Enfin, on peut observer, par endroits, des reliques de texture d'épanchement, la présence de quelques niveaux scoriacés, et le décalage de rares intrusions.

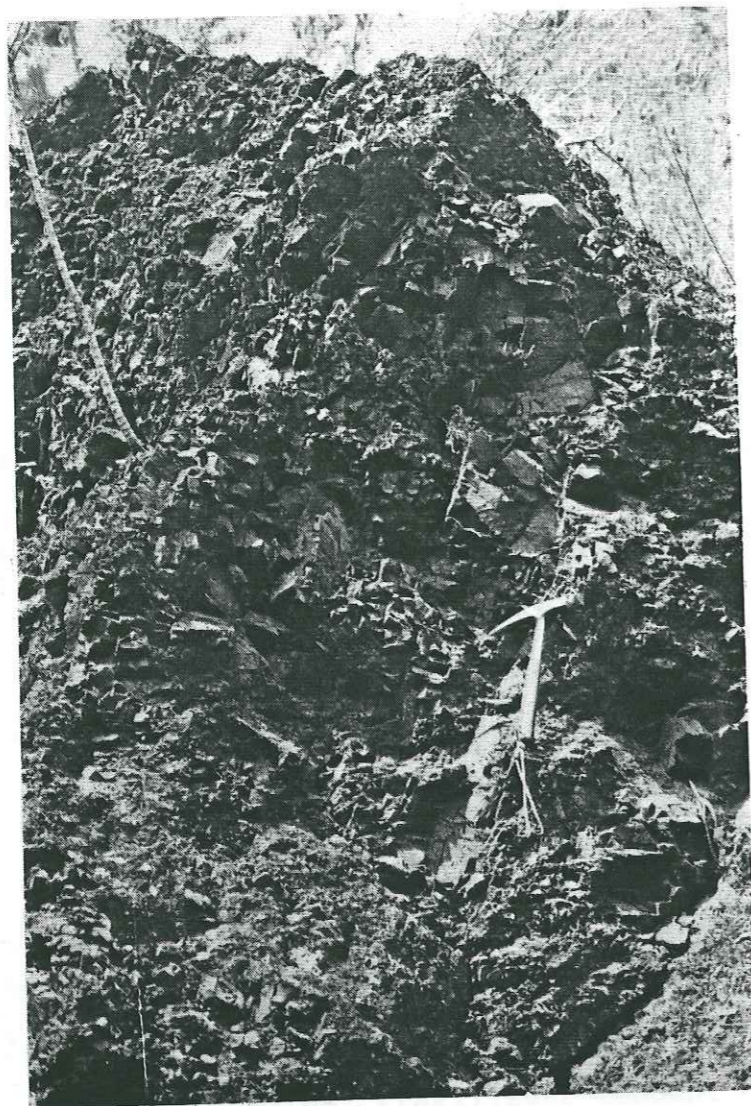


PHOTO 7 et 8 : FACIES DES COULEES DE BASALTE APHYRIQUE DE PHASE II
(affleurement n° 9)

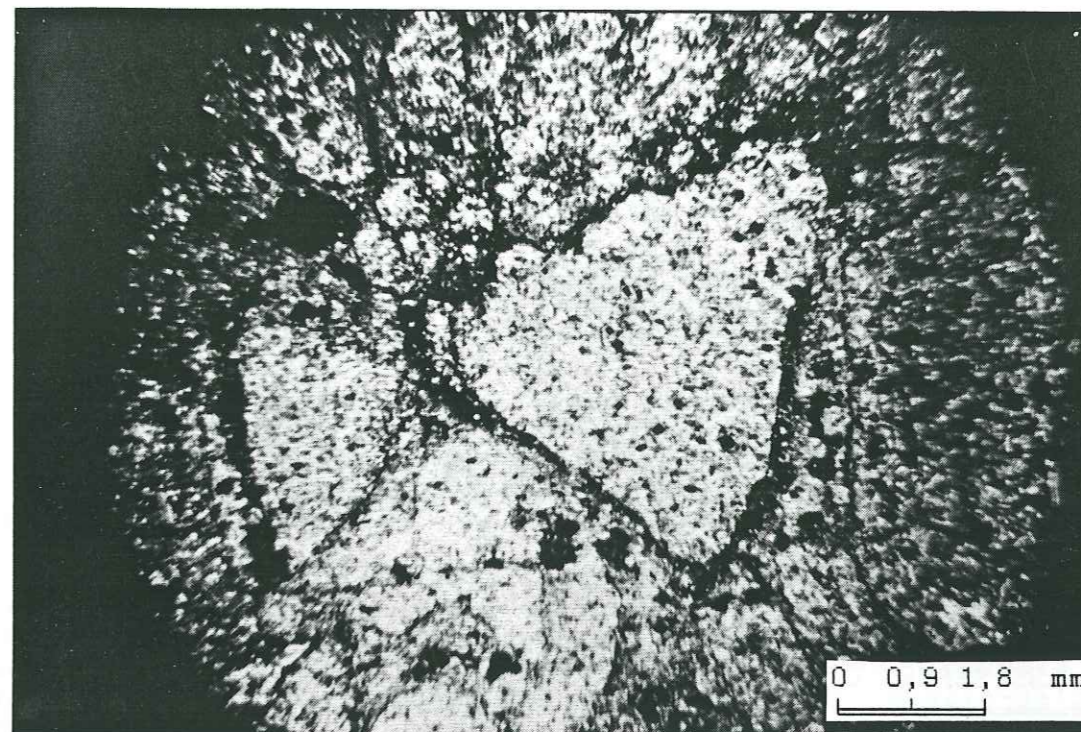


PHOTO 9 : MICROSCOPIE D'UNE BRECHE D'ECROULEMENT ASSOCIEE AUX
BASALTES DE PHASE II - (affleurement n° 10 et cf. annexe 6)

c - LES BRECHES D'ECROULEMENT REMANIEES

Ces brèches, généralement monogéniques, à éléments sub-anguleux, centimétriques à millimétriques, et à matrice lâche (plus terreuse), proviennent du démantèlement et du remaniement des faciès précédents (cf. IV.1.4.A et fig. 47)

L'intérêt de la mise en évidence de ces faciès bréchiqes monogéniques, est qu'ils témoignent, selon nous, comme ceux qui constituent l'îlet Mathurin, Mare à Martin, Bé-Cabot (brèches détritiques "BMC" de PINCHINOT, 1984), de l'importante dégradation d'une série basaltique, aujourd'hui donc peu visible à l'affleurement. Il est remarquable de constater que l'ensemble de ces accumulations de matériaux basaltiques se localise sur les versants de la riv. Fleurs Jaunes, à proximité du rempart nord du cirque, alors qu'on ne les observe plus au centre du cirque, par exemple entre Grand-Ilet et Mare à Vieille Place, ni dans les versants de la riv. du Mât.

Cela signifie qu'elles ont été déblayées dans ce dernier secteur, lors du creusement du paléo-cirque de Salazie (cf. III.1.3), tandis qu'elles étaient préservées plus au Nord, du fait de la proximité du paléo-rempart (la position de celui-ci d'ailleurs, ne devait pas beaucoup différer de celle du rempart actuel). C'est dire que ces formations basaltiques se retrouveraient dans le rempart.

Nous pensons qu'elles se sont formées lors de l'inter-phase III-IV (cf. III.1.3 et fig. 28), au détriment des termes inférieurs des puissants faciès "d'océanites récentes, non hydrothermalisées" de BILLARD (1974) - fig. 11 - , datés de 2,1 Ma à 430 000 ans BP, environ, par MAC DOUGALL (1971).

Cette série basaltique (alternance classique "coulées-scories", comme celle du rempart au niveau de l'Îlet Morin, ou de la falaise de la route en corniche), où l'on peut observer des coulées et des niveaux de scories rouges, d'épaisseur décimétrique à métrique, des paléo-sols argileux rouges, des alluvions et des brèches détritiques, arme les remparts sur des épaisseurs pouvant atteindre 800 m, et constitue l'ossature du volcan bouclier.

Celui-ci est affecté, vers la fin de son édification (entre 950 000 et 600 000 ans BP - CHEVALLIER, 1979), par des effondrements de type caldeira (fig. 21 et cf. II.3.C.b) qui laissent en relief des témoins des pentes externes (inclinés de 5°) et, depuis, intensément disséqués par des ravins étroits et subparallèles (fig. 19 et cf. III.1.3).

II.2.2 - LES SERIES DIFFERENCIEES

Correspondant au deuxième stade d'évolution magmatique du volcan Piton des Neiges, elles sont caractérisées par une séquence pétrologique complète et continue de basaltes (prédominants), hawaïtes, mugéarites, benmoreites, trachytes, et par des émissions pyroclastiques; le tout représentant, en volume, environ 1/5 du massif émergé (en contexte volcanique intraplaque, les laves différenciées ne représentent, si l'on en croit les volcanologues, que 2 à 3 % du volume total des édifices).

La richesse modérée en fer des laves intermédiaires (hawaïtes et mugéarites), leur teneur en Al₂O₃, relativement forte et constante, la régularité des évolutions minéralogiques observées (appauvrissement en olivine et clinopyroxènes, enrichissement en plagioclase) et d'autres arguments géochimiques (NATIVEL et coll., 1979), tendent à montrer que la cristallisation fractionnée est le facteur le plus important de l'évolution magmatique de ces laves alcalines différenciées. Cette cristallisation fractionnée se serait effectuée à un niveau supérieur de la croûte océanique, pendant les longues périodes de repos, ce qui explique la moindre importance des séries différenciées par rapport aux basaltes.

Alors que la réactivation du Piton des Neiges s'est traduite par l'émission de laves différenciées (forte proportion de basaltes), le Piton de la Fournaise émettait des... basaltes à olivine.

Nous pensons qu'il n'est pas nécessaire, pour l'expliquer, d'invoquer un "déplacement" du foyer des éruptions basaltiques. En effet, il aurait subsisté à l'aplomb du Piton des Neiges un (ou plusieurs) corps magmatiques correspondant à la partie supérieure différenciée de la chambre magmatique

primitive, et l'apparente migration de cette chambre ne correspondrait en fait qu'à une distribution du magma basaltique le long de l'axe tectonique majeur N 120 (cf. II.1). Un apport profond (mantellique) arriverait ainsi "directement" à la Fournaise, tandis qu'au Piton des Neiges, il se mélangerait avec le contenu de la (ou des) chambres résiduelles, ce qui provoquerait l'expulsion de magmas franchement différenciés (partie supérieure des chambres) ou intermédiaires (dérivant du corps magmatique profond). Ceci pourrait expliquer la fréquence des basaltes différenciés, pendant cette période.

Par ailleurs, dans ces chambres, le magma peut former un essaim de corps acides qui, à partir d'un niveau critique, aboutissent à un groupe de plutons annulaires, comme les syénites de Cilaos (fig. 9 et cf. II.3.1.C.c).

L'activité du volcan est centrée au niveau du Rond du Bras Rouge, mais de nombreuses et importantes fissures, ainsi que des cônes adventifs, fonctionnent sur toutes les pentes du massif.

On peut distinguer deux phases d'activité effusive majeures (tableau 1), séparées par une période d'érosion de 30 000 à 70 000 ans, qui débute par la mise en place d'une seconde caldeira (cf. II.3.1.C.c) et au cours de laquelle se développent les paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve (cf. III.1.3 et fig. 28).

A - LES LAVES DIFFERENCIEES DE PHASE III

Elles représentent une première phase majeure d'activité effusive hawaïenne, qui paraît continue entre 350 000 et 220 000 ans BP, environ (GILLOT et NATIVEL, 1982). Elles correspondent, à peu près, à la "phase III" de BILLARD (1974) et aux "Hawaïtes" de CHEVALLIER (1979).

La série, dont la puissance est évaluée à 500 m sur les parois des cirques, s'étend largement sur tout le volcan, en coulées massives, épaisses de 1 à 2 mètres, comblant les paléovallées (fig. 17). Elles forment les grandes planèzes externes (planèze Ouest, Plaines des Chicots et des Fougères, Plateau Mazerin, Sommet de l'Entre-Deux - fig. 18), qui se distinguent des témoins de planèzes de phase II, par leur morphologie beaucoup moins évoluée (photo 1). Au niveau des cirques, il ne subsiste de ces planèzes que les crêtes résiduelles des Calumets et de la Marianne (fig. 8).

Les laves émises sont des basaltes et des hawaïtes, à indice de différenciation inférieur à 50 % (GILLOT et NATIVEL, 1982), généralement pauvres en olivine, aphyriques ou plus souvent porphyriques (le faciès local "Roche Pintade", à phénocristaux de plagioclases, serait caractéristique de cette phase).

Le début de différenciation s'expliquerait par des phénomènes de cristallisation fractionnée, dans un réservoir magmatique dont la profondeur a été estimée à 17 km (CHEVALLIER, 1979); ceci pendant la longue période de repos, évaluée à 80 000 ans, qui sépare les séries basaltiques des séries différenciées.

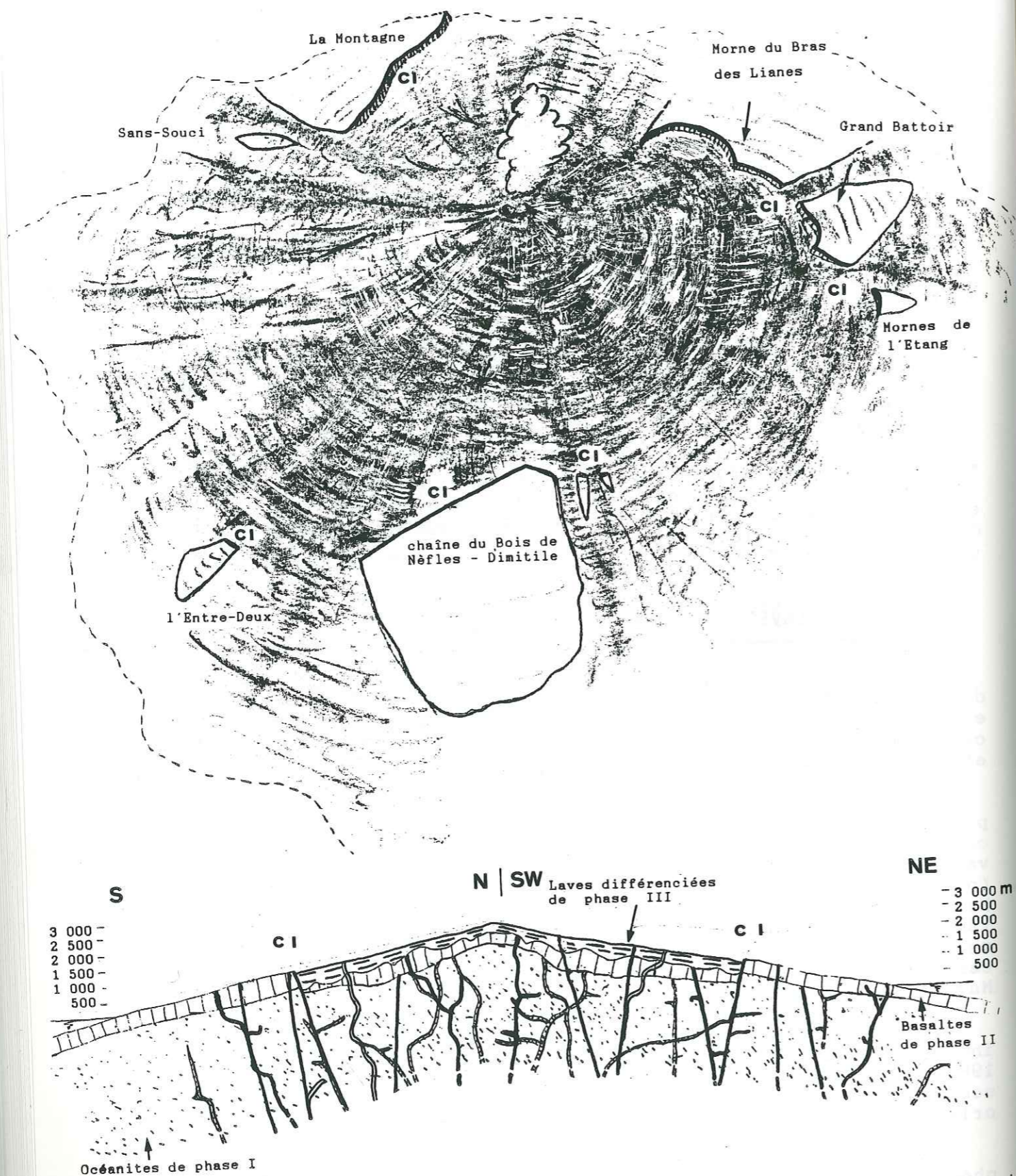


FIG. 17 : SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET COUPE PALEO-GEOLOGIQUES SIMPLIFIES DU VOLCAN, A LA FIN DE LA PHASE III

B - LES FORMATIONS DIFFERENCIÉES DE PHASE IV

Après la formation d'une seconde caldeira, vers 220 000 ans BP (fig. 23 et cf. II.3.1.C.c), suivie d'une nouvelle rémission d'environ 30 000 ou 70 000 ans, au cours de laquelle se produit une érosion considérable (paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve : fig. 28), l'activité volcanique reprend, de 188 000 ans BP, environ (GILLOT et NATIVEL, 1982), à 22 000 ans BP (DELIBRIAS, 1979).

Le début de cette phase correspond à un changement du dynamisme éruptif, puisque les premiers produits expulsés témoignent d'un régime explosif. Ils sont suivis par une puissante série de coulées, le tout totalisant quelques 500 m d'épaisseur et reposant directement en discordance sur les océanites hydrothermalisées (fig. 8, 9, 14, 15).



PHOTO 10 : REMPLISSAGE DU PALEO-CIRQUE DE SALAZIE-BELOUVE PAR LES FORMATIONS DIFFERENCIÉES DE PHASE IV - (cliché Laurent Stieltjes)

Ces laves seraient issues d'une chambre magmatique dont la profondeur est estimée à 10 km (CHEVALLIER, 1979). Deux cratères principaux ont dû fonctionner à l'aplomb du Rond du Bras Rouge (petit système dense de fissures, de dykes radiaux ou concentriques, à pendage interne de 80°).

L'ensemble a rempli, à l'Est, les paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve (photo 10 et 12), mais a buté à l'Ouest et au Sud contre les paléo-escarpements de faille du Piton Bémale, du Morne de Fourche, du col du Taïbit et du Nord du Bras Rouge, rattachés à la caldeira II (fig. 18 et cf. II.3.1.C.c).

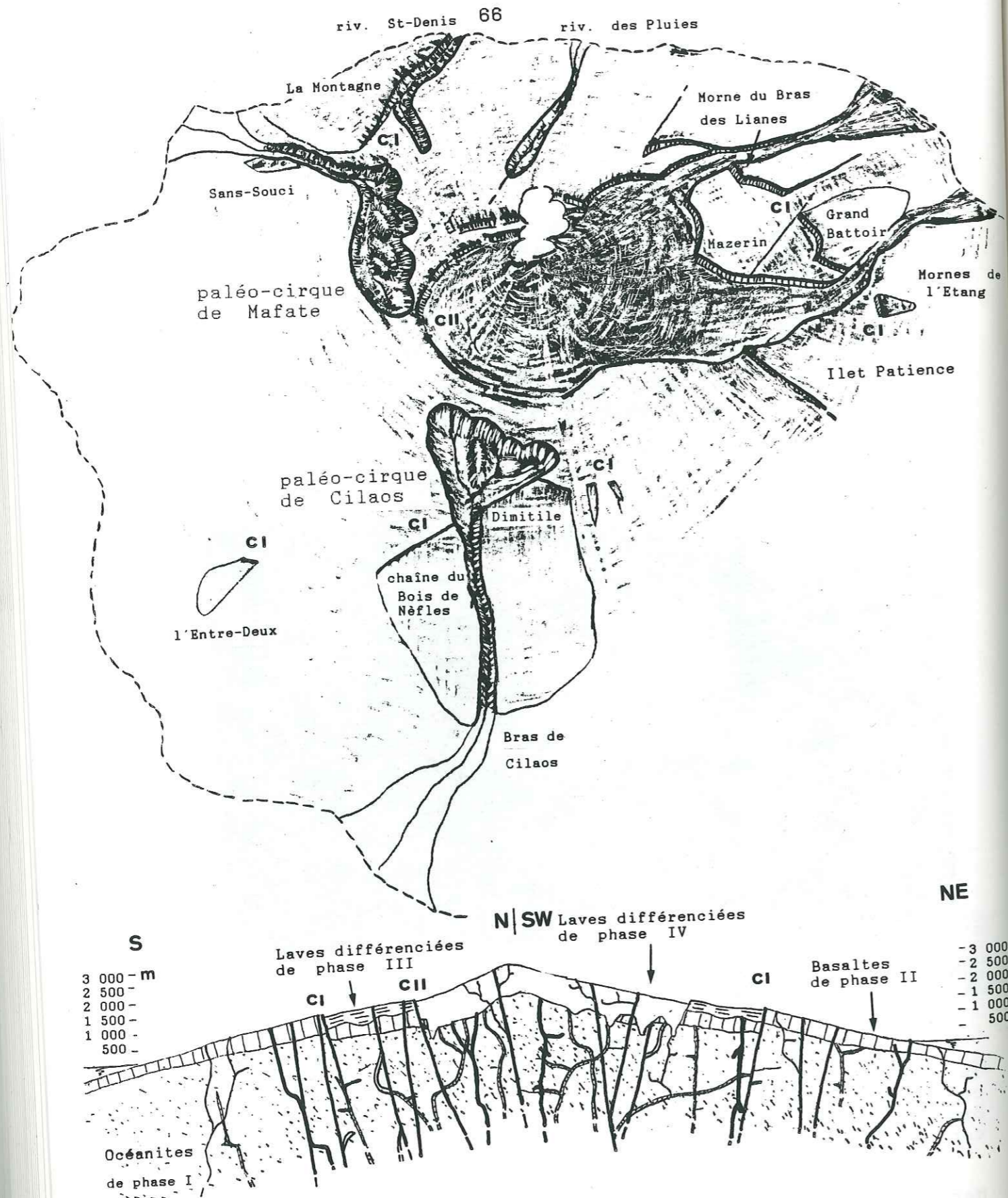


FIG. 18 : SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET COUPE PALEO-GEOLOGIQUES SIMPLIFIES DU VOLCAN , A LA FIN DE LA PHASE IV

En effet, on ne retrouve pas l'équivalent de cette puissante série dans Mafate et Cilaos, qui n'avaient pas encore acquis leur développement actuel (fig.18 et cf.III.1.3). Des considérations morphologiques, à elles seules, excluent un remplissage analogue. Tout au plus peut-on envisager quelques exutoires mineurs aménagés dans la caldeira II, comme à Cilaos où quelques laves différenciées signalées à l'Ilet à Cordes (NATIVEL, communication orale) peuvent éventuellement avoir franchi la "barrière" de la caldeira. De toute façon, si l'on ne retrouve actuellement aucune trace de ces coulées (sinon peut-être à l'Ilet à Cordes), c'est que celles-ci, de faible volume, ont été très vite déblayées.

Aux alentours de 70 000 ans BP (CHEVALLIER, 1979) un important évènement tectonique a affecté la partie centrale du cirque actuel de Salazie, basculant vers le centre du massif le gigantesque panneau que constitue le Piton d'Enchain, Bras Sec, et le Nord de l'Ilet à Vidot (photo 11).

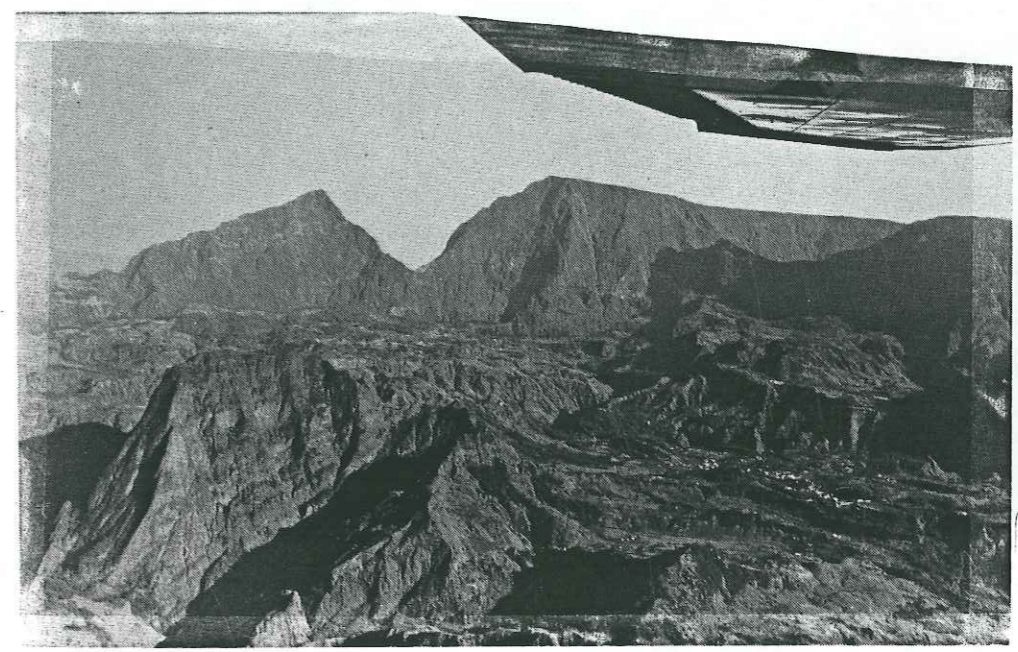


PHOTO 11 : BASCULEMENT DU PITON D'ENCHAIN (cliché Laurent Stieltjes)

Ainsi que CHEVALLIER (1979), nous pensons que ce basculement a été provoqué par le jeu normal, à l'aplomb de ce secteur, d'une zone de failles à pendage interne (cf. II.3.1.C.c et fig. 9). Géométriquement, il est tentant de raccorder ces failles avec le tronçon semi-circulaire de la caldeira II (fig. 24); mais celui-ci est daté à environ 220 000 ans BP (cf. II.3.1.C.c), alors que le basculement du Piton d'Enchain est daté à environ 70 000 ans BP (CHEVALIER, 1979). Ceci ne constitue pas une contradiction, car un effondrement de type caldeira peut s'étaler sur des dizaines de milliers d'années.

De nouveaux épanchements ont fait suite à cet évènement, tandis que l'érosion régressive commençait son long travail de sappe. Responsable, en partie, de la formation des

cirques actuels, l'érosion, cependant, n'a pu venir à bout du panneau basculé du Piton d'Enchain, du fait du pendage amont de ce dernier (photo 11), en faisant donc une véritable butte-témoin du plateau de Bélouve, auquel il était autrefois rattaché (photo 12). C'est la raison pour laquelle le Piton d'Enchain a été préservé de l'érosion, constituant ainsi le point culminant du cirque, alors que celle-ci, ailleurs, a déblayé une grande partie de la série, ne permettant plus d'en observer que les termes inférieurs.



PHOTO 12 : LE PITON D'ENCHAIN, BUTTE-TEMOIN DU PLATEAU DE BELOUVE
(cliché Laurent Stieltjes)

Etant donné l'hétérogénéité lithologique et pétrographique des termes inférieurs de cette série, dans le secteur complexe Piton d'Enchain - Mare à Citrons (photo 12 ; fig. 14 et 15), il était nécessaire d'en préciser l'agencement, en établissant la synthèse des données dont nous disposons et les rapports éventuels entre :

- la série basculée Piton d'Enchain - Piton Maillot - Bras Sec ;
- les formations du Piton Gabou ;
- les formations de Mare à Citrons - Artimidor - ravine Grosse Roche.

a - LES PRODUITS EXPLOSIFS

Le début de la phase IV est caractérisé par la mise en place d'ignimbrites et de pyroclastites, dont nous allons tenter de préciser les rapports mutuels et l'éventuelle association avec la caldeira II (cf. II.3.1.C.c).

▪ LES IGNIMBRITES

Elles ne s'observent que dans le cirque de Salazie, d'une part au plateau Wickers, où elles ont été datées à 188 000 ans BP ± 25 000 ans (GILLOT et NATIVEL, 1982), et d'autre part aux abords du Piton d'Enchain.

Les ignimbrites, comme chacun le sait, sont des pyroclastites "très chaudes" (jusqu'à 1 000°C, lors de leur retombée), qui dévalent les pentes en coulées complexes. Celles que l'on trouve dans le secteur du Piton d'Enchain, de part et d'autre du Piton Maillot (Pente Carozin et Bras-Sec - fig. 14), forment vraisemblablement une séquence unique, dont nous avons observé les faciès constitutifs suivants.

• A la base, un faciès cendro-tuffacé, en bancs métriques, gris verdâtre, compact, tendre et poreux, où l'on observe, au milieu de poussières et de cendres volcaniques, des phénoclastes feldspathiques, des fragments ponceux et des fiammes (fragments bleu sombre de ponces vitreuses, aplaties à chaud : leurs contours sont estompés et plus ou moins fondus sous l'effet de la chaleur des éjectats, lors de l'éruption).

Ce faciès est réduit, discontinu, et nous ne l'avons observé que localement, à Pente Carozin (affleurement n° 12).

REMARQUE : nous signalons les affleurements n° 30 (fig. 38) et 25 C, où s'observent deux bancs cendreux de même type que ceux qui apparaissent généralement à la base des ignimbrites. Mais il n'est pas certain, compte tenu de leur position, que ces deux faciès cendreux réduits soient rattachés à la coulée ignimbristique suivante.

• Au-dessus, une puissante coulée ignimbristique soudée (une centaine de mètres d'épaisseur), formée de gros bancs compacts et prismés, qui sont superposés mais ne correspondent pas à une succession d'épisodes éruptifs espacés dans le temps. Il s'agit en effet d'une émission unique et quasiment continue, à partir d'une fracture majeure.

C'est une roche mésocrate vert-gris, compacte et dure, qui apparaît souvent en faciès de coulée bréchique (à la base notamment - fig. 13 et 14), mais aussi en faciès de coulée plus lavique (structure microlithique, peu fiammée, mais à bulles étirées et hydroxydées - affleurement n° 15) pouvant presque aller à une véritable lave (affleurement n° 16).

Cette coulée, identique à celle du Plateau Wickers, correspond au corps de la séquence (annexe 7 A).

REMARQUE : de gros blocs d'ignimbrite noire, entièrement fiammée, ont été prélevés au pied de l'affleurement n° 17 (annexe 7 B).

• Au sommet, des faciès cendro-tuffacés, en niveaux métriques, lenticulaires, ont été observés à la jumelle, au dessus de Bras Sec et de Mare à Vieille Place (affleurements n° 18 et 19). Ils correspondraient aux dernières retombées du nuage, accompagnant la séquence ignimbritique.

Du point de vue pétrologique, le chimisme de ces ignimbrites est benmoreïtique (NATIVEL, 1978) ou mugéaritique (ROCHER, 1987). Elles représenteraient ainsi la partie supérieure d'une chambre magmatique, qui s'est différenciée lors de la période précédente de calme éruptif.

La propagation d'une fracture majeure jusqu'à la chambre (en rapport avec poursuite de la formation de la caldeira II ?) a entraîné un dégazage, donc une baisse brutale de la pression de confinement du magma originel dont les gaz se sont brutalement détendus, créant ainsi "l'émulsion ignimbritique". L'arrêt de l'éruption s'est fait lorsque la pression de confinement de la chambre a égalé la pression lithostatique ou lorsqu'elle a été assez abaissée pour que la fracture soit bouchée par cette lave très visqueuse.

Le cirque de Salazie étant très fracturé, ses discontinuités constituent autant d'événements potentiels.

■ LES PYROCLASTITES

On les observe à la crête des Trois Salazes et surtout dans le secteur Mare à Vieille Place - Mare à Citrons - Mare à Goyaves, où elles constituent d'importants dépôts.

• A la crête des Trois Salazes, où elles sont prises "en sandwich", sur une centaine de mètres, entre les océanites hydrothermalisées et les coulées de phase IV, ce sont des brèches sombres, consolidées, à éléments basaltiques et différenciés et à matrice cendreuse.

Si ces pyroclastites provenaient des failles du col du Taïbit, qui matérialisent un tronçon de la caldeira II (CHEVALLIER, 1979), elles devraient être datées, comme ce tronçon, autour de 220 000 ans BP (âge approximatif des dernières coulées de phase III de la grande planèze Ouest, tranchée au niveau du Grand Bénard par les failles du Taïbit). Or, dans le secteur de la crête des Salazes, les pyroclastites, qui viennent buter contre ces escarpements de faille de la caldeira II,

reposent directement sur les océanites érodées, comme les ignimbrites du Piton d'Enchain.

La mise en place de ces produits explosifs se situe donc après le creusement des paléo-cirques (cf. III.1.3), c'est-à-dire entre 188 000 et 150 000 ans BP, environ.

• Dans le secteur Mare à Vieille Place - Mare à Citrons, les pyroclastites, bréchiques, peu transformées par l'altération, plus ou moins soudées mais dans l'ensemble assez consolidées, apparaissent généralement en relief sur le terrain, où elles donnent des versants raides (photo 12 et 27; fig.14 et 15).

Les principales difficultés rencontrées sur le terrain ont été, d'abord, de distinguer leurs limites de celles des coulées laviques, puis de chercher à regrouper ces formations hétéroclites.

Nous avons retenu les faciès suivants.

- Dans le secteur Piton Gabou - Le Radier, s'observent des brèches pyroclastiques soudées, hétérogènes (affleurements n° 20 et 21), mais dont les limites avec les coulées de lave sont difficiles à préciser.

La pétrographie d'une coulée, à l'affleurement n° 22, montre que si ce passage coulée lavique - brèche explosive n'est pas toujours net, c'est souvent du fait de la nature pâteuse, très acide, de la lave (annexe 8). Les brèches explosives soudées du Piton Gabou, et les coulées avec lesquelles elles voisinent, ont ainsi une tendance trachytique.

Situées à la limite de la structure basculée du Piton d'Enchain, on pourrait envisager que ces formations puissent provenir de la zone de fractures liée à ce basculement et constituer une sorte de... "dôme-coulée" ?

- Dans les secteurs du Radier (affleurement n° 23) et de Mare à Goyaves (affleurement n° 24) se présentent deux faciès de coulées bréchiques soudées, dont les caractéristiques pétrographiques (annexe 9) poussent à les associer à la mise en place des ignimbrites.

- Le troisième faciès, des brèches pyroclastiques assez cohérentes, est le mieux représenté : affleurements n° 25 (Piton Maillot), 26 (Mare à Citrons), 27 (Mare à Vieille Place), Artimidor, Mare à Goyaves. Leur pétrographie (annexe 10) est assez caractéristique des formations généralement associées aux ignimbrites.

Enfin, nous signalons deux affleurements remarquables.

- A Bras Sec (affleurement n° 28), affleure très localement une brèche pyroclastique soudée, noire, à éléments basaltiques "cornés" et lustrés.

- A l'amont du Plateau (fig. 14), une formation grossière, assez singulière, présente, à l'affleurement, l'aspect d'une...alluvion ancienne, comme celle que l'on observe juste à l'aval, sous le village de Mare à Vieille Place.

Parmi les éléments, subarondis, il est remarquable d'observer que certains (de taille décimétrique), plus aplatis, sont posés à plat dans le sens de la pente, ce qui est couramment observé dans une formation alluviale.

D'un autre côté, la matrice est cendreuse à cendrosableuse; on peut observer au sein de la formation, par endroit, des lentilles cendreuses; les éléments sont acides et vacuolaires. De plus, le sommet de la formation, relativement plat, est nettement incliné dans le sens de la pente.

C'est pourquoi nous pensons avoir affaire, en fait, à une pyroclastite.

Des considérations pétrographiques, volcanologiques et structurales, permettent, en définitive, de regrouper la plupart des faciès pyroclastiques de phase IV qui pourraient, de surcroît, être associés à la séquence ignimbrétique.

b - LES ALTERNANCES SCORIES-COULEES

Largement représentées dans Salazie (Artimidor, Mare Virapa, Mare à Poules d'Eau, Pont de la Savane, rive droite de la ravine Roche à Jacquot, Ilet à Vidot) où elles reposent directement sur les océanites hydrothermalisées (fig. 14 et 15), elles nous apparaissent comme une séquence repère du début de la phase IV (tableau 1).

Ce sont des "millefeuilles" constitués d'une alternance de scories fines, rousses (pyroclastites; coulées "aa", à faciès de "machefer") et de coulées massives fissurées (basaltes porphyriques à plagioclases et hawaïtes, dominants; mugéarites - annexe 11 A) et où l'on peut observer quelques passées cinéritiques blanchâtres.

Ces formations correspondent à une activité de type strombolien, comme le confirme d'ailleurs le cône scoriacé que nous avons mis en évidence à la Mare à Vieille Place (photo 13 et annexe 11 A) et qui a été daté à 150 000 ans BP (ROCHER, communication orale).

Mais, dans la plupart des cas, ces alternances scories-coulées se caractérisent par une dégradation plus ou moins avancée de leur structure (cf. IV.1.3.B.a).

Entre Bras Sec et Artimidor (fig. 35), le "millefeuilles" apparaît comme un panneau très fracturé, reposant sur les océanites hydrothermalisées en place (mais celles-ci affleurent tout juste, au niveau de la riv. du Mât).

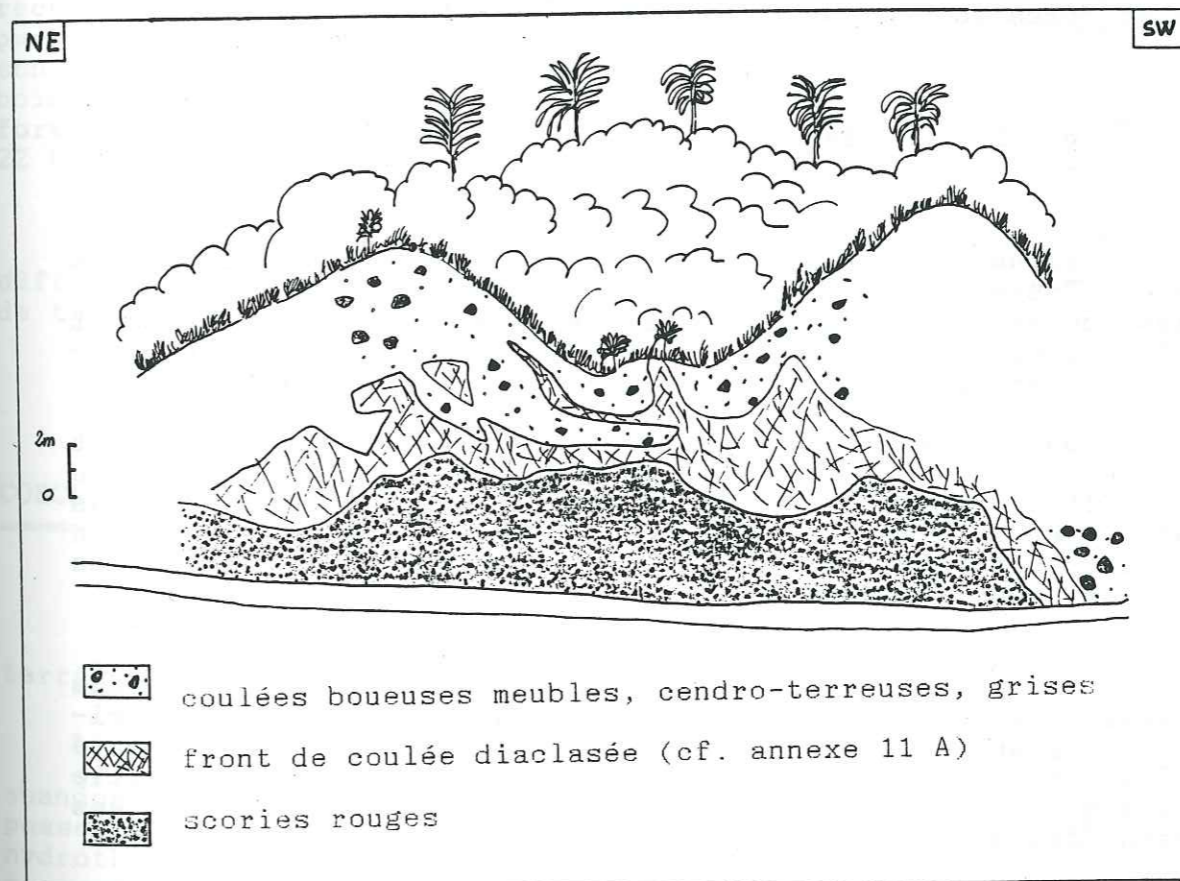
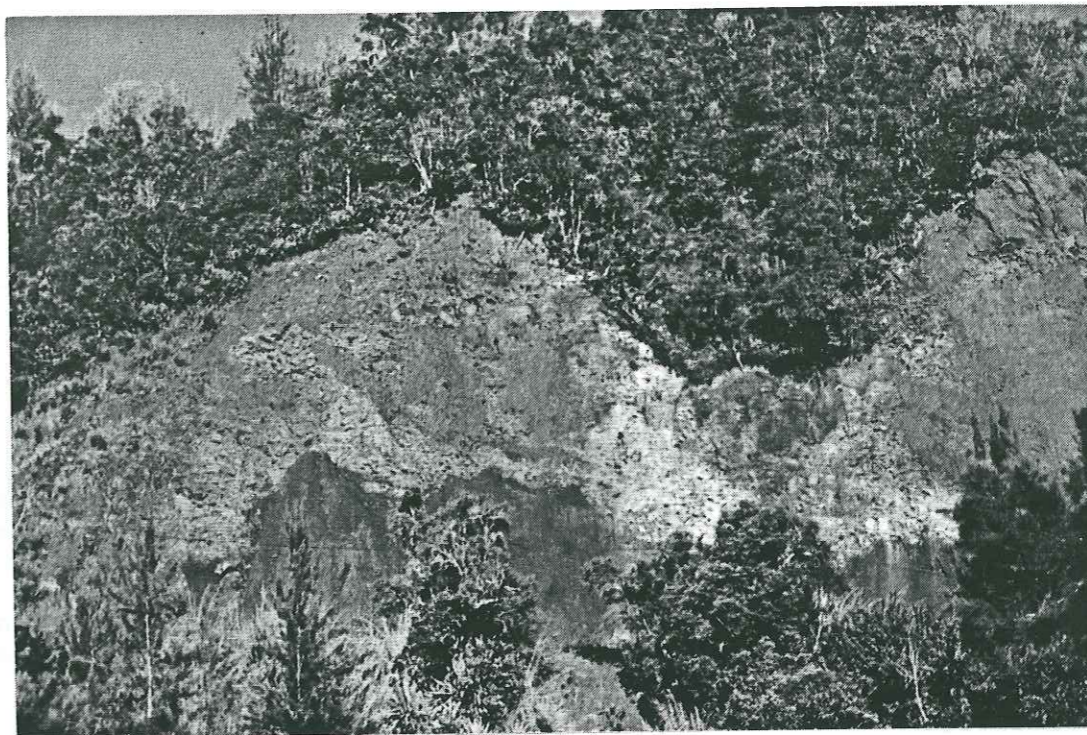


PHOTO 13 : CONE SCORIANE STROMBOLIEN DE PHASE IV
(affleurement n° 29)

■ A Mare à Poules d' Eau (photo 10), Mare Virapa (fig. 60 et cf. IV.2.2.B.a), Roche à Jacquot, la séquence, très dégradée, de toute évidence, a subi des déplacements en masse, par panneaux entiers. Les niveaux de décollement se situent au toit des océanites hydrothermalisées en place, où ils sont marqués par une tranche très irrégulière d'océanites fragilisées ou des lits argileux (photo 16).

L'origine du déclenchement de ces mouvements, qui datent de la période récente de formation des cirques, réside en la présence des océanites fragilisées au sommet du substratum (cf. IV.1.3.C), mais aussi du pendage-aval de celui-ci, dans le versant.

Les coulées plus massives, mais très fracturées, sus-jacentes, si elles reposent sur de tels niveaux, peuvent suivre, de manière passive, le mouvement (ex. : Mare Virapa - fig. 60).

D'autre part, ces formations voisinent souvent avec des lahars, polygéniques, hétérométriques, à éléments subanguleux, souvent scoriacés, et à matrice cendro-terreuse, grise à ocre jaune, auxquels elles pourraient passer latéralement (ex. : Artimidor).

Dans tous les cas, les passages entre terrains désorganisés et formations de pente associées, sont flous.

c - LES COULEES

Elles sont discordantes sur les pyroclastites de la crête des Trois Salazes, sur les ignimbrites et les alternances scories-coulées de Salazie, ou bien encore, reposent directement sur les océanites érodées (fond du paléo-cirque de Salazie-fig. 18), comme par exemple au niveau de la ravine Grosse Roche.

Dans le rempart de Bélouve (photo 10), ces coulées ont été datées de 130 000 ans BP, à la base, à 105 000 ans BP, au sommet (GILLOT et NATIVEL, 1982). Des laves, datées à 96 000 ans BP (GILLOT et NATIVEL, 1982), dans la partie supérieure du Piton d'Enchain, montrent bien que celui-ci appartient à la série du plateau de Bélouve (photo 12).

La plus grande partie du secteur que nous avons cartographié (fig. 14) n'est pas constituée de formations détritiques, reposant sur les océanites, comme cela a été présenté jusqu'alors (il en va d'ailleurs de même pour une grande partie des fonds de cirques !), mais bien d'un ensemble de coulées différenciées plus ou moins massives, fracturées et disloquées.

Ces coulées, qui constituent l'essentiel des versants de la ravine Grosse Roche et de la riv. Fleurs Jaunes, ainsi que ceux de la riv. du Mât., entre Mare Virapa et Salazie, sont sub-affleurantes sur les plateaux.

De plus, le secteur compris entre le Piton Maillot et la Mare à Citrons (photo 11 et 12), n'a pas subi, à notre avis (cf. IV.2.2.B.a), de tassement-glissement en masse, profond, à une époque ancienne, comme le montre la fig. 57 (HUMBERT, 1981).

Illusion peut-être donnée du remaniement des terrains lorsque l'on observe les nombreux blocs (parfois cyclopéens) qui recouvrent le plateau. En fait, leur démantèlement, qui s'est fait sur place, est imputable, en grande partie, à la décompression et au prédécoupage originel des coulées différenciées, qui sont en place.

Ces coulées, qui sont de type basalte porphyrique à plagioclase, hawaïte et mugéarite, passent également, par endroit (comme dans la ravine Grosse Roche - affleurement n° 34), à des faciés bréchiques, souvent de type explosif (nature parfois pâteuse de la lave); les passages coulées-brèches étant généralement indiscernables.

Ce sont les premiers termes de l'imposante série constituée de coulées mugéaritiques de faible puissance et d'interbanes scoriacés, qui apparaît au Piton d'Enchain (photo 11 et annexe 11) et dans le rempart de Bélouve (photo 10 et 12).

Des pyroclastites cendro-tuffacées, ponceuses, recouvrent les dernières coulées du plateau de Bélouve. D'autre part, au Côteau Kervéguen, des benmoreïtes datées à 29 000 ans BP sont associées aux produits stromboliens du sommet. Enfin, des bois et des sols, échantillonnés par L. STIELTJES dans des formations du plateau de Bélouve, ont été datés au carbone 14, à 22 000 ans BP (DELIBRIAS, 1979).

REMARQUE : des intrusions qui traversent les formations différenciées de phase IV, nous avons surtout retenu l'existence de trachytes (annexe 12).

CONCLUSION

L'étude de l'agencement lithostratigraphique des terrains nous a permis de dégager plusieurs faits nouveaux.

■ En ce qui concerne les séries basaltiques, nous avons abandonné le découpage stratigraphique "océanites anciennes de phase I, hydrothermalisées" - "océanites récentes de phase II, hydrothermalisées dans leurs termes inférieurs" et nous proposons le découpage suivant.

• A la base, un ensemble de brèches (volcaniques et détritiques) de coulées, de coulées bréchiques, entièrement hydrothermalisées (présence abondante de zéolites et de smecti-

tes), qui affleurent jusque vers 2 000 m dans la partie centrale du massif (col du Taïbit, Gros Morne, Petit Matarum).

Elles sont véritablement lardées d'intrusions basaltiques, dont un grand nombre (généralement des basaltes aphyriques, non ou très peu hydrothermalisés), ne traversant pas la série sus-jacente, est antérieur à celle-ci.

• Au-dessus, repose en discordance un ensemble de coulées et de scories, non hydrothermalisé (ou de manière insignifiante), affecté par des effondrements de type caldeira, entre 0,95 et 0,6 Ma (CHEVALLIER, 1979). Dans le secteur de la Mare à Vieille Place, on a affaire à des coulées et aux brèches associées; ces dernières s'étant probablement mises en place lors de l'interphase III-IV.

De la sorte, il est impossible de considérer que la limite franche d'hydrothermalisation puisse correspondre à un front hydrothermal; il s'agit en fait du niveau atteint par l'érosion, dans un paléo-volcan océanique, déjà intensément hydrothermalisé, lors de la période durable de calme éruptif qui sépare la mise en place de ces deux séries majeures.

Du point de vue pétrographique, ces deux séries sont basaltiques mais la première paraît plutôt caractérisée par des faciés porphyriques à nombreuses olivines tandis que dans la deuxième les faciés aphyriques nous semblent dominants.

C'est donc au niveau de cette paléo-topographie que nous opérons une distinction entre les océanites hydrothermalisées de phase I (antérieures à 2,1 Ma BP), et les basaltes aphyriques de phase II (datés de 2,1 Ma à 0,43 Ma BP, par MAC DOUGALL, 1971).

En définitive, ce découpage simplifie le problème et reste, de plus, directement utilisable au point de vue géotechnique car, dans cette optique, la limite entre les terrains hydrothermalisés (les océanites) et les terrains "frais" (formations basaltiques et différenciées) est fondamentale.

• La mise en place des séries différenciées s'est faite, elle aussi, en deux phases majeures, séparées par la mise en place d'une seconde caldeira (CHEVALIER, 1979), puis d'une période d'érosion, dont nous estimons la durée de 30 000 à 70 000 ans, et au cours de laquelle se sont développés les paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve.

• Pendant la phase III, datée de 0,35 Ma (MAC DOUGALL, 1971) à 0,22 Ma (GILLOT et NATIVEL, 1982), les alternances coulées-scories édifient les grandes planètes externes actuelles. Dans les cirques, seules ne subsistent de ces planètes que les crêtes des Calumets et de la Marianne, dans Mafate.

• Au cours de la phase IV, datée de 188 000 ans BP (GILLOT et NATIVEL, 1978) à 22 000 ans BP (DELIBRIAS, 1979), se mettent successivement en place, en discordance sur les océanites, des produits explosifs, des alternances scories-coulées, enfin une puissante série de coulées, le tout ennoyant les paléo-cirques orientaux.

Dans le secteur clé Piton d'Enchain - Salazie, nous avons mis en évidence, et détaillé, de nouveaux affleurements et faciés appartenant à cette série, en établissant la logique de leur dépôt, dans le contexte du massif.

- Association probable des ignimbrites et des pyroclastites, dont nous montrons que la mise en place s'est faite après le creusement des paléo-cirques, aux environs de 188 000 ans BP (ignimbrite du plateau Wickers, datée par GILLOT et NATIVEL, 1978) et 150 000 ans BP (datation du cône scoriacé de la Mare à Vieille Place, communiquée par ROCHER, 1987), ce qui ne les rapporte pas directement à la formation de la caldeira II.

- Description et extension dans le cirque de Salazie d'une séquence repère constituée d'une alternance de scories et de coulées, caractéristique d'une période d'activité de type strombolien, et dont nous estimons la mise en place aux environs de 150 000 ans BP (datation du cône scoriacé de la Mare à Vieille Place).

- Description et extension, dans le secteur Piton d'Enchain - Salazie, des premiers termes de l'imposante série coulées-scories du Piton d'Enchain (butte-témoin du plateau de Bélouve, dont les coulées sont datées de 130 000 ans BP - GILLOT et NATIVEL, 1982 - à moins de 30 000 ans). Tout ce secteur n'est pas constitué de "formations détritiques indifférenciées", remaniées et déplacées en masse, comme cela était dit auparavant, mais bien d'un ensemble de coulées différenciées, plus ou moins massives et fracturées, en place, sub-affleurantes, dont la dislocation reflète l'effet de la décompression et du démantèlement des versants.

• Le résultat le plus important est la mise en évidence de la fragilisation, en de nombreux endroits, de la partie sommitale des océanites, qui se présentent donc sous deux faciés.

• Un substratum rocheux, en place.

• Des terrains évolutifs, à fissuration et argilisation prononcées. Cette dernière paraît bien se développer à mesure que l'on se rapproche de la discontinuité basale et elle souligne le rôle important des smectites dans la progression de l'altération.

Le contact entre les deux faciés est une surface de morphologie irrégulière, correspondant tantôt à l'exhumation d'une surface d'origine structurale (strate, fracture, sill, dyke), ou lithologique (limite coulées-brèches), plus ou moins disposée en aval-pendage dans le versant, tantôt à un paléo-talweg. Entre ces discontinuités importantes, le contact est plus flou, situé dans la masse des océanites.

Souligné dans la topographie par une ligne d'émergence, et fréquemment accompagné par des niveaux discontinus d'argiles bariolées, ce contact fonctionne en tant que zone de circulation préférentielle des eaux souterraines. De plus, il revêt une grande importance comme surface de décollement, en cas de glissement généralisé. En effet, dans de nombreux cas, les glissements de terrain exploitent, en relais, les

discontinuités, en cisillant la masse des terrains, entre ces "glissoires".

■ Ceci fait ressortir l'importance des interphases de calme éruptif, pendant lesquelles l'altération, l'érosion et les mouvements gravitaires jouent de concert pour éroder et fragiliser les terrains mis à l'affleurement; en particulier l'interphase III-IV où la dégradation s'est traduite par le creusement des paléo-cirques de Salazie-Bélouve, jusqu'au coeur des océanites, dont les caractéristiques minéralogiques, notamment, ont permis le développement d'une zone d'altération météorique ("Weathering Zone").

La limite inférieure de pénétration de celle-ci a été fonction de la profondeur de la zone décomprimée, de la présence, ici ou là, de discontinuités structurales majeures (en particulier les grandes intrusions) et de l'extension des terrains bréchiques et des zones fissurées.

Depuis le début de la formation des cirques actuels, les agents morphogénétiques ont davantage exploité ces niveaux fragilisés préexistants, qu'il n'en ont engendré de nouveaux.

Le déclenchement d'un des phénomènes précédents marque le début d'un processus de dégradation inéluctable des caractéristiques géotechniques des océanites, car il donne naissance à des terrains évolutifs. En particulier, après le déblaiement des éventuels terrains sus-jacents, l'altération météorique pourra gagner l'ensemble de la zone affectée, les discontinuités des océanites fragilisées tendant alors à se colmater.

■ Les formations de phase IV reposent, en de nombreux endroits, sur les océanites fragilisées (et les produits remaniés associés) dont les faciès argileux ont ainsi probablement subi une surconsolidation (ils n'en restent pas moins sensibles à l'eau). C'est la raison pour laquelle, des panneaux composites, constitués de ces terrains fragilisés à la base, et de formations différenciées, au dessus, ont pu, ici ou là, se déplacer en masse au dessus du substratum rocheux (en fonction, bien sûr, de conditions topographiques et structurales, défavorables à la stabilité) et acquérir, de ce fait, à leur tour, des caractères de terrains fragilisés.

Nous verrons que l'individualisation de tels niveaux de faiblesse au sein du volcan, constitue l'une des clés pour la compréhension des mécanismes du développement des cirques (cf. III.2.4) et des mouvements de terrains actuels qui s'y rattachent (cf. IV.2.2.B), ces matériaux, mis à l'affleurement ou "pris en sandwich" entre des formations plus compétentes, constituant les formations géologiques dangereuses des cirques.

CHAPITRE II.3

FRACTURATION ET INTRUSIONS ASSOCIÉES

INTRODUCTION

Le strato-volcan est un édifice constitué d'un ensemble de panneaux rigides ou de méga-blocs, fissurés, individualisés par les fractures et la stratification, et qui ont parfois joué entre eux par failles normales ou de décrochement. Ces discontinuités sont très souvent injectées de dykes (dans les fractures) ou de sills (dans les surfaces de stratification) qui les rendent alors plus facilement décelables. Certaines portions de remparts des cirques ne sont rien d'autre que de tels plans de fracture ou de faille, exhumés par l'érosion linéaire et des écroulements de pans entiers de versants, lors du creusement des cirques (fig. 19 et photos 22, 23).

L'étude structurale d'un tel massif n'est pas aisée, du fait de l'abondance des masques superficiels, de l'inaccessibilité de certaines zones, de l'absence de tectoglyphes, du basculement de certaines tranches de terrains, enfin du caractère ponctuel des mesures (les fractures et intrusions ne pouvant être rectilignes, il faut accepter une incertitude d'une bonne dizaine de degrés sur les directions mesurées).

C'est pourquoi nous avons commencé par relever les nombreux linéaments significatifs qui apparaissent sur la photo-satellite LANDSAT, au 1/125 000, de La Réunion, ainsi que sur les photographies aériennes et la carte topographique au 1/25 000. Nous les avons reportés sur la carte géologique de l'île au 1/50 000, puis confrontés aux résultats structuraux de L. CHEVALLIER (1979), L. STIELTJES et D. ROBERT (1980-1981). Pour le cirque de Salazie, il a été tenu compte d'autre part des données d'analyse d'image concernant les directions de ravines (PINCHINOT, 1984) et de nos relevés de fractures et d'intrusions dans le secteur Piton-d'Enchain-Salazie (fig. 14, 15 et 19).

L'interprétation géologique de ces structures, susceptible de faire pressentir l'ampleur du décalage des accidents situés à l'emplacement actuel des cirques, reste néanmoins entachée d'incertitudes. Par contre, nous verrons que l'agencement du réseau des discontinuités (oblique, radial ou courbe) par rapport au cône volcanique conditionne fortement le démantèlement de ce dernier par l'érosion et les mouvements gravitaires (cf. III.2). C'est pourquoi nous préférons présenter les différents systèmes de fracturation et les intrusions associées selon leur géométrie par rapport à l'édifice.



FIG. 19 : CARTE DE LA FRACTURATION ET DES INTRUSIONS ASSOCIEES, DANS LE MASSIF DU PITON DES NEIGES

II.3.1 - LES DIFFERENTS SYSTEMES DE FRACTURATION

A - SYSTEME OBLIQUE

a - STRUCTURES N 160

■ La direction N 150 n'apparaît en linéaments morphologiques significatifs qu'en de rares endroits :

- la crête située au pied du Grand Bénard, hachée par des failles normales à rejet hectométrique ;
- les remparts NE et SW de Cilaos, montrant des plans de fractures qui ont peut-être fonctionné en failles normales ;
- le cours amont de la rivière St-Denis et la ravine du Piton d'Enchain (fig. 14) sont guidés par des fractures de cette direction.

31 % des intrusions N 150 recensées par ROBERT (1980) sont zéolitisées.

■ la direction N 160-165 est peu marquée morphologiquement mais, selon STIELTJES et ROBERT (1981), les intrusions correspondantes sont les mieux représentées, en nombre, de toutes celles qui traversent les séries basaltiques.

b - STRUCTURES N 120

Les directions du réseau hydrographique de Mafate ont été guidées par ces structures qui, au contraire, apparaissent peu dans Salazie (Grand Plateau, Bras de Caverne) et ne s'expriment pas dans Cilaos. On les retrouve au SE du massif : fractures de Grand Bassin ; failles normales du Rond des Chevrons, de l'extrémité SW de l'Ilet Patience et du Dimitile (rejets hectométriques).

c - STRUCTURES N 25

■ Les directions N 20 sont les structures linéaires les plus apparentes du massif, constituant une "bande axiale" dont les limites sont les suivantes.

• La ligne de rempart Cimendef - Roche Ecrête - rivière des Pluies, correspond à une faille normale à regard Est et à rejet hectométrique, s'amortissant dans la rivière des Pluies (structure "en touches de piano"). Elle est grossièrement parallèle au grand escarpement de faille de la rivière St-Denis, à regard Est et rejet vertical décimétrique, qui constitue un tronçon de la caldeira I (cf. II.3.1.C.b).

• Elle est relayée par les fractures des ravines Camp

d' Henri et Fleurs Jaunes (composante décrochante possible), la grande fracture Grand-Sable - Gros Morne - Bras Rouge; et on peut y rattacher la fracture du Petit Bénard.

■ Des directions N 25-30 apparaissent également bien:

- faille normale de Mare à Citrons (au surplus, composante décrochante possible - fig. 14);
- fractures du Bronchard et de l'Ilet à Malheur;
- faille normale à regard Ouest (faible rejet) du cours amont de la rivière des Roches.

D'autre part, des tronçons des remparts Est de Salazie et Cilaos pourraient être commandés par des fractures de cette famille (possibles failles normales à regard Ouest et faible rejet).

Selon CHEVALLIER (1979), des indices de friction intense, comme la serpentinisation d'intrusions basaltiques, seraient caractéristiques de cette direction.

Certains accidents ne découpent que les océanites de phase I, comme dans la rivière Fleurs Jaunes, en amont de Roche Plate, où des dykes doléritiques N 30 se sont mis en place avant la série différenciée. Selon ROBERT (1980), très peu d'intrusions N 25 sont constituées de laves de début de différenciation, ce qui pourrait indiquer que la fracturation correspondante a été peu réactivée lors de l'évolution ultérieure du massif.

d - STRUCTURES N 65

Elles sont très apparentes à Cilaos (N 60) et Salazie (N 70).

■ Cilaos - la partie SE du cirque montre des failles normales à regard NW: faille majeure à rejet vertical décamétrique de la chaîne du Bois de Nêfles - Dimitile, correspondant à un tronçon de la caldeira I (photo et cf. II.3.1.C.b) et faille de Bras Sec. Au NW du cirque, la faille de la forêt du Tapcal (rejet décamétrique) a un regard SE, et des fractures apparaissent au Cap Bouteille et au Petit Matarum.

■ Salazie - les principaux accidents sont les fractures de la Plaine des Fougères, Camp d'Henri, riv. du Mât, Grand Plateau (rejet vertical probable), et la faille normale à regard SE du Morne de Fourche.

e - STRUCTURES N 90

Elles sont peu marquées: fractures de la moitié Nord de Mafate; failles normales à rejet décimétrique de Mare à Martin et du Piton Bémale; fractures du Bélier et de Roche à Jacquot.

15 % des dykes sont zéolitisés (ROBERT, 1980).

f - INTERPRETATION STRUCTURALE

Selon ROBERT et STIELTJES (1981), la direction N 150, qui a joué tout au long de l'histoire du massif, correspondrait à une structure de rifting majeure qui serait antérieure à N 120. On peut faire remarquer que ces directions N 160 et N 120 sont assez proches et, à titre de comparaison, qu'aux îles Hawaï, les premiers rifts qui apparaissent au niveau de chaque île possèdent une direction grossièrement parallèle à celle de l'allongement de l'archipel. Il pourrait en être de même ici.

D'après CHEVALLIER (1979), la direction N 120, correspondant à la structure de rifting majeure du Piton des Neiges (cf. II.1), serait séparée des intrusions N 120 de la Fournaise (BACHELERY, 1981) par la zone de fractures N 30 (parallèle aux directions des paléo-transformantes). L'auteur, s'appuyant sur des observations de terrain (ponctuelles), fait de N 30 une zone de décrochement dextre (amplitude du mouvement estimée à 100 m), qui aurait joué tout au long de l'histoire du massif et le long de laquelle les structures N 65 pourraient se placer en échelon (fig. 20).

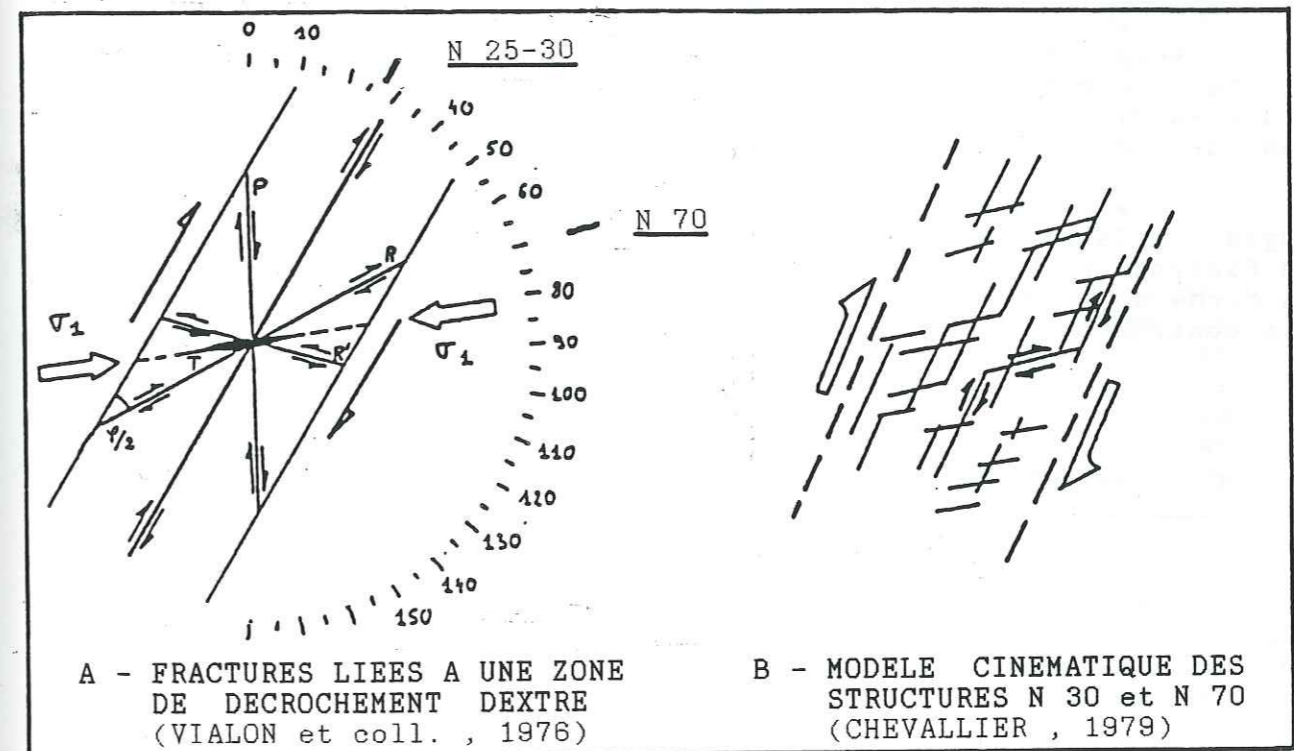


FIG. 20 : INTERPRETATION DES STRUCTURES N 30 ET N 70

Mais signalons qu'au niveau de Roche à Jacquot, les données gravimétriques (GERARD, 1980), qui confirment bien l'existence d'un corps lourd profond N 120, suggéreraient par contre un décrochement de celui-ci suivant un mouvement...senestre. D'autre part, il est possible également que les directions N 65 n'aient pas de signification structurale importante. Il pourrait en être de même pour N 90, comme pour les nombreuses autres directions mineures isolées.

B - SYSTEME RADIAL

Il correspond aux nombreuses fractures rayonnant en étoile à partir du sommet du cône volcanique. Ces fractures distensives apparaissent à la suite d'un gonflement important du volcan (pression exercée par la montée de la colonne magmatique), du fait de l'extension de la partie sommitale et aussi par fracturation hydraulique. Elles sont injectées de dykes verticaux, d'épaisseur décimétrique à métrique, se refermant ou émettant latéralement des sills effilés, qui se répartissent dans tous les niveaux de la série (CHEVALLIER, 1979). Plus de 70 % de ces intrusions sont des basaltes, 20 % des basaltes zéolitisés, et moins de 10 % des laves différenciées (ROBERT, 1980).

Comme elles sont confondues avec les lignes de plus grande pente, ces directions constituent des guides privilégiés pour l'érosion linéaire régressive (cf. III.2.2). Quelques axes préférentiels peuvent s'individualiser, qui sont alors profondément disséqués par des ravins subparallèles, comme par exemple sur deux témoins des pentes du bouclier basaltique :

- les directions N 10, apparaissant nettement en linéaments morphologiques sur les pentes de la Chaîne du Bois de Nèfles - Dimitile (photo 1) et en fractures dans le goulet d'accès au cirque de Cilaos, ont probablement contribué au creusement de l'exutoire de ce cirque ;

- les directions N 45 apparaissent bien dans la morphologie, à Salazie : fractures du Grand Plateau, de la ravine Camp de Pierrot (rejet vertical possible) et linéaments morphologiques du Morne du Bras des Lianes. Il est possible que cette direction ait contribué au creusement de l'exutoire du cirque de Salazie.

C - SYSTEME COURBE

CHEVALLIER (1979) a mis en évidence deux systèmes différents d'effondrement, de type caldeira. Ces deux structures n'étant pas admises par tous, une mise au point s'impose en ce qui concerne leur agencement, leur âge relatif et le mécanisme de leur formation.

a - LE PROBLEME DE L'EXISTENCE DES CALDEIRAS

Les caldeiras sont des dépressions créées par l'effondrement d'un ou de plusieurs blocs par une faille annulaire.

Après extension de la partie centrale du volcan, l'effondrement (qui est une activité géologiquement sub-continue) se produit par appel au vide, soit du fait d'une vidange partielle de la chambre magmatique superficielle (dynamique passive), soit du fait d'un fort soulèvement accompagné d'une rupture de type clé de voûte du centre du volcan (dynamique active).

Elles sont plus ou moins vastes, à contour circulaire, elliptique, ou festonné (développement en plusieurs étapes), et leur diamètre est plusieurs fois supérieur à celui des événements (cratères) qu'elles contiennent.

Il paraît peu vraisemblable d'imaginer l'évolution géologique aussi poussée d'un édifice tel que le massif du Piton des Neiges sans y voir intervenir des épisodes d'effondrement de ce type, notamment à la fin des longues périodes durant lesquelles les chambres magmatiques superficielles du volcan se sont vidées de volumes considérables de magma.

De telles structures doivent rester marquées dans la morphologie si elles ne sont pas livrées à l'érosion durant de trop longues périodes. S'agissant de structures quaternaires, dans le cas de La Réunion, on doit en trouver encore trace, même si les effondrements n'ont pas toujours atteint une grande amplitude et si les conditions érosives sont optimales.

C'est pourquoi l'existence des caldeiras I et II, cartographiées par CHEVALLIER (1979), nous a paru, à priori, une réalité. Nous allons maintenant décrire les particularités morphologiques et pétrographiques qui nous semblent en témoigner.

b - LA CALDEIRA I

La caldeira I aurait été une vaste caldeira bouclier, polylobée, d'une trentaine de kilomètres de diamètre, dont la trace s'imprime encore nettement dans la morphologie des pentes du strato-volcan, sous l'aspect d'un ensemble d'abrupts de failles périphériques, à regard centripète, tranchant les anciennes planèzes très érodées du bouclier basaltique. Celles-ci surplombent ainsi la dépression centrale, comblée de coulées plus jeunes (fig. 21).

Le rejet vertical de ces failles est estimé à l'Est à 600 m (Morne du Bras des Lianes, Piton de la rivière des Roches, Deux Mamelles); au Dimitile, il serait de 100 m; au NW, de 100 m et il diminuerait encore dans la riv. St-Denis (50 m); à l'Ouest, la caldeira était largement ouverte sur la mer (CHEVALLIER, 1979; fig. 22).

Elle est de type "réunionnais", comparable aux caldeiras dites "hawaïennes" (boucliers basaltiques). A la suite de la vidange partielle de la chambre magmatique superficielle sous-jacente et de l'extension de la partie sommitale du bouclier, cette dernière s'effondre (dynamique passive), en donnant des demi-grabens successifs courbes, de diamètre et d'extension variable.

Des considérations géochronologiques, morphologiques, pétrographiques et structurales, conduisent à penser que ces demi-grabens appartiennent bien à un système de type caldeira, dont les contours sont cependant irréguliers.

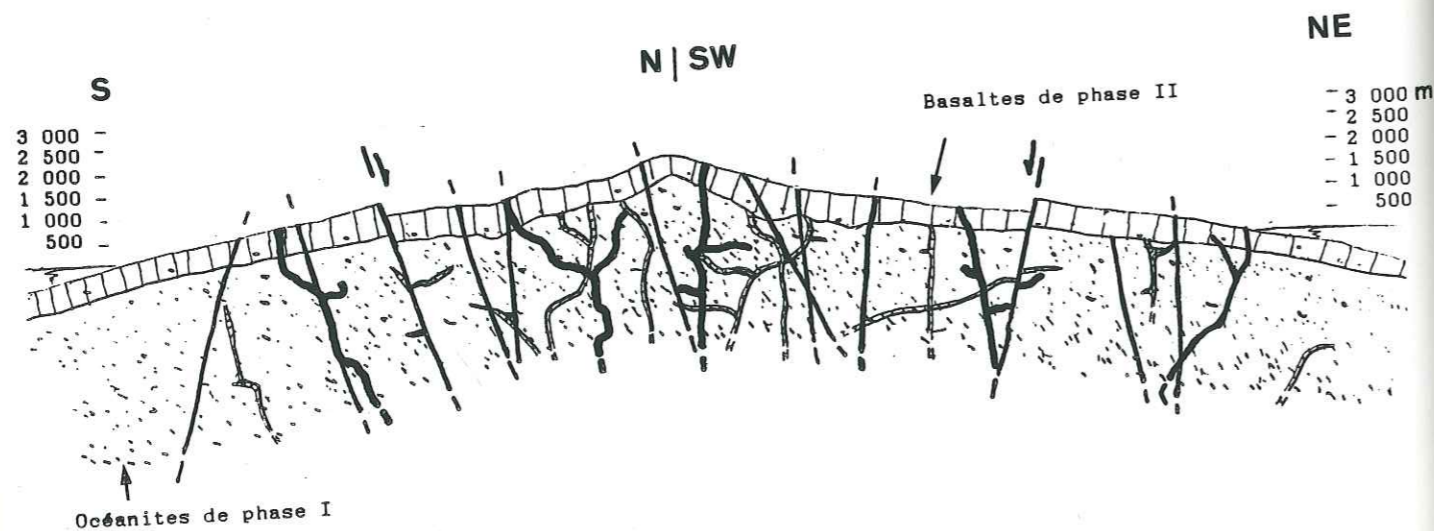
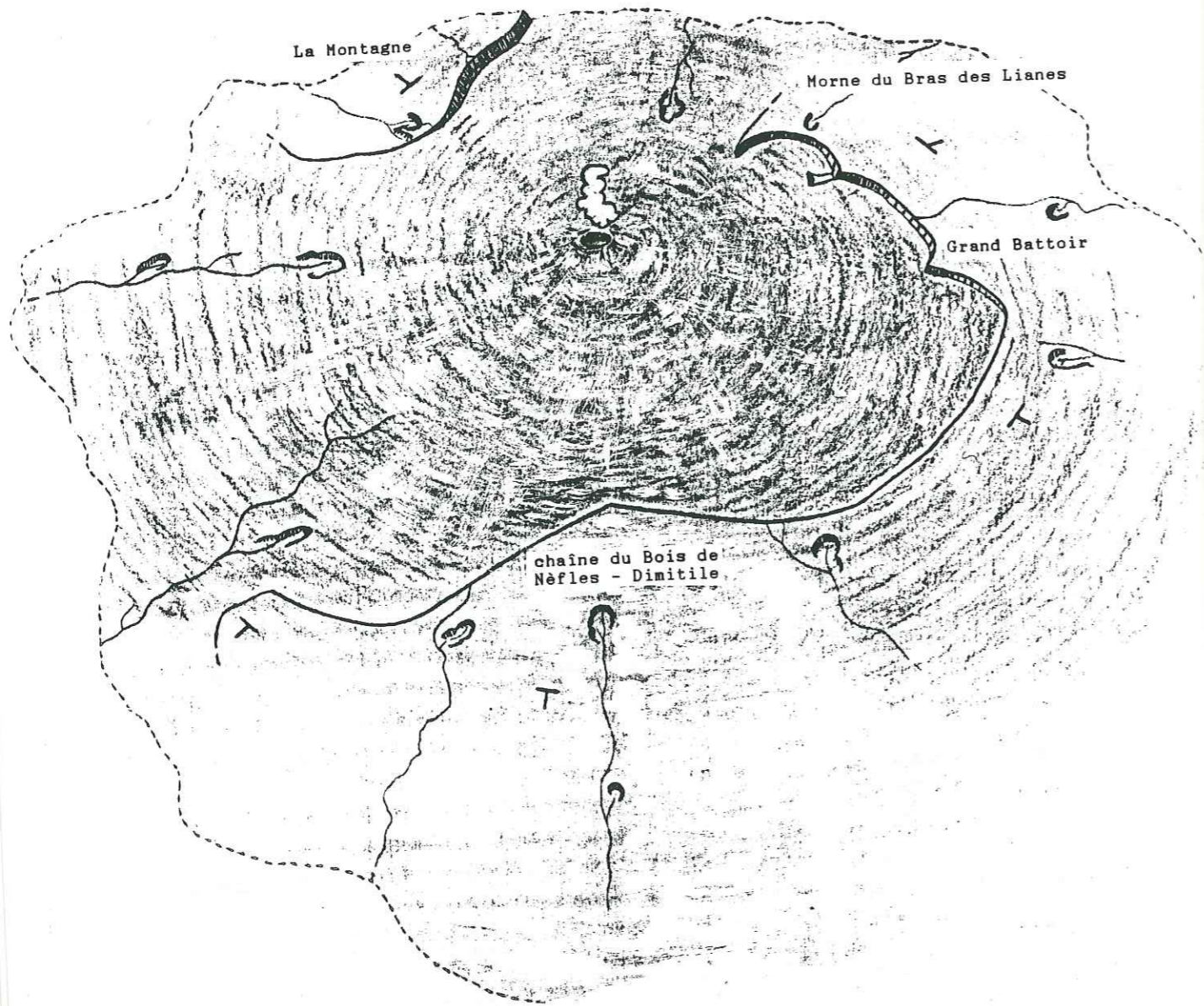


FIG. 21 : SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET COUPE PALEO-GEOLOGIQUE SIMPLIFIES DE LA CALDEIRA I DU BOUCLIER BASALTIQUE

L'effondrement s'est produit pendant la période d'accalmie que CHEVALLIER (1979) situe entre 950 000 et 600 000 ans BP. Il n'existe pas de traces d'émissions pyroclastiques au niveau des failles bordières, ce qui n'est pas dans l'habitude des caldeiras hawaïennes (ouverture insuffisante ? pression des gaz trop faible ? trop grande profondeur de la chambre magmatique ? ou encore absence de remplissage et de phénomène de différenciation à l'intérieur de celle-ci ?).

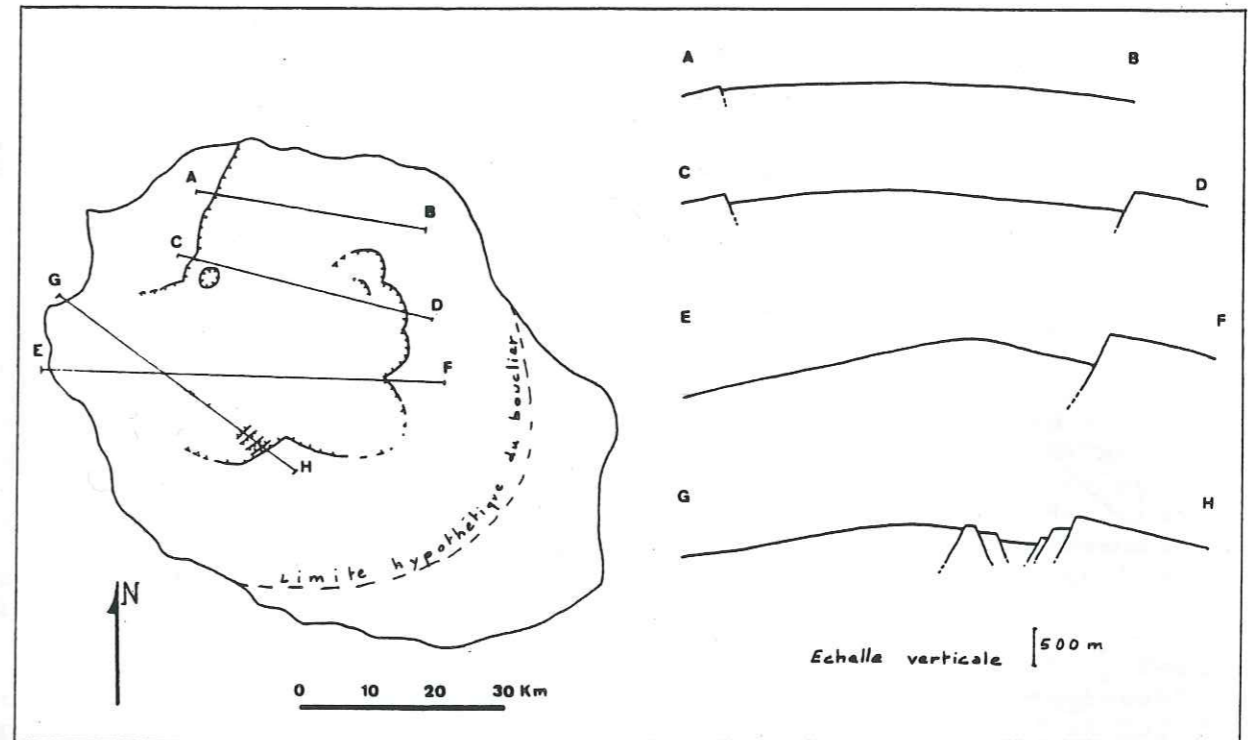


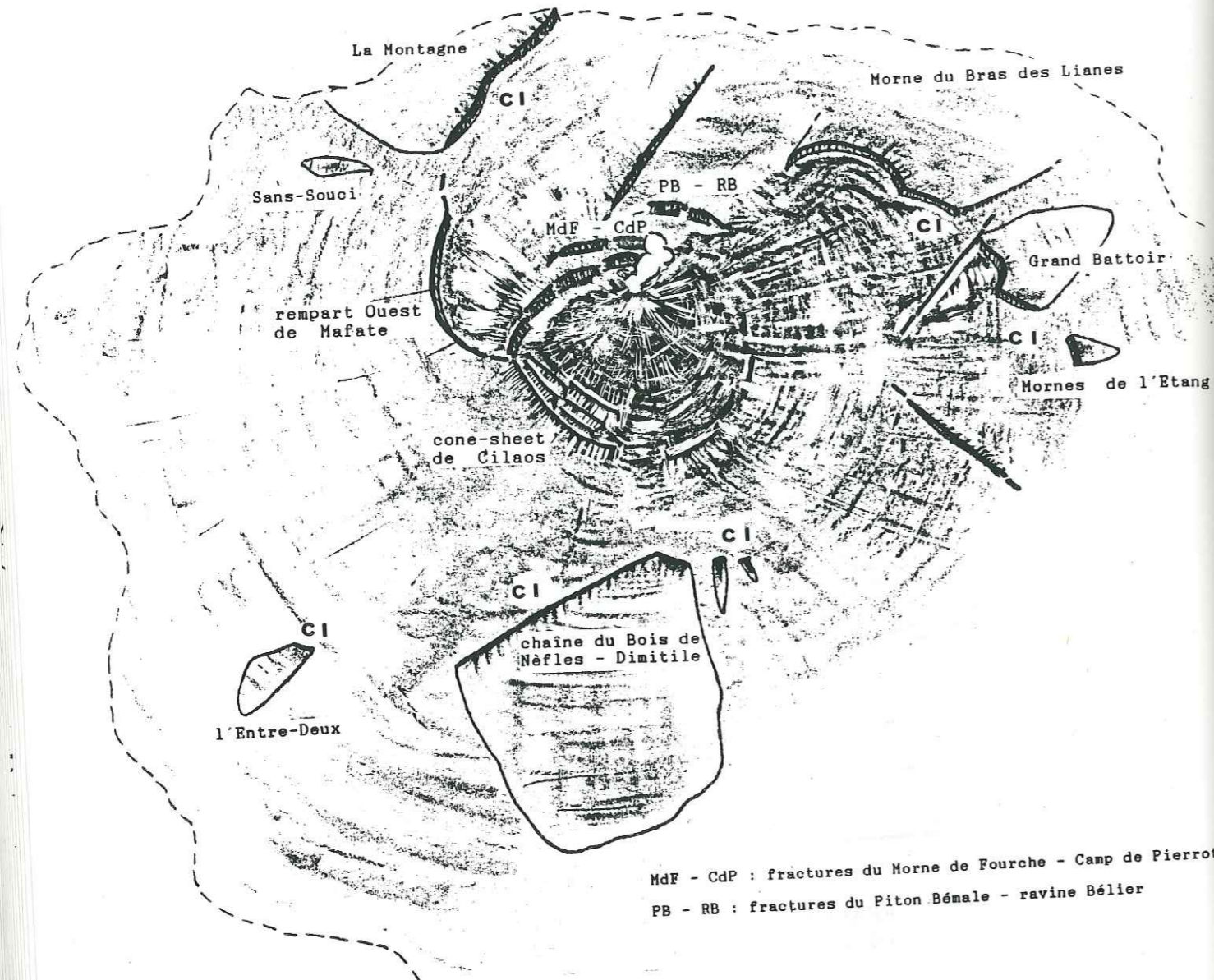
FIG. 22 : LES DIFFERENTS JEUX DES REBORDS DE LA CALDEIRA I (d'après CHEVALLIER, 1979)

c - LA CALDEIRA II

CHEVALLIER (1979) a ainsi nommé une série d'effondrements qu'il a mis en évidence dans la partie centrale de l'édifice volcanique, et dont il avait estimé l'âge relatif à 70 000 ans BP.

L'existence d'une telle structure n'est pas admise par tous les géologues ayant travaillé sur le massif, tant il est vrai que ses contours, ses rejets, son âge relatif, ne sont pas toujours évidents. En effet, les indices morphologiques, structuraux et pétrographiques, fragmentaires, apparaissent à travers la morphologie complexe et tourmentée des cirques, et non plus dans le bâti rocheux du strato-volcan, comme c'était le cas pour la caldeira I.

Si la caldeira II est pour nous une réalité, nous désirons remettre en question certains de ses contours et son



MdF - CdP : fractures du Morne de Fourche - Camp de Pierrot
 PB - RB : fractures du Piton Bémale - ravine Béliier

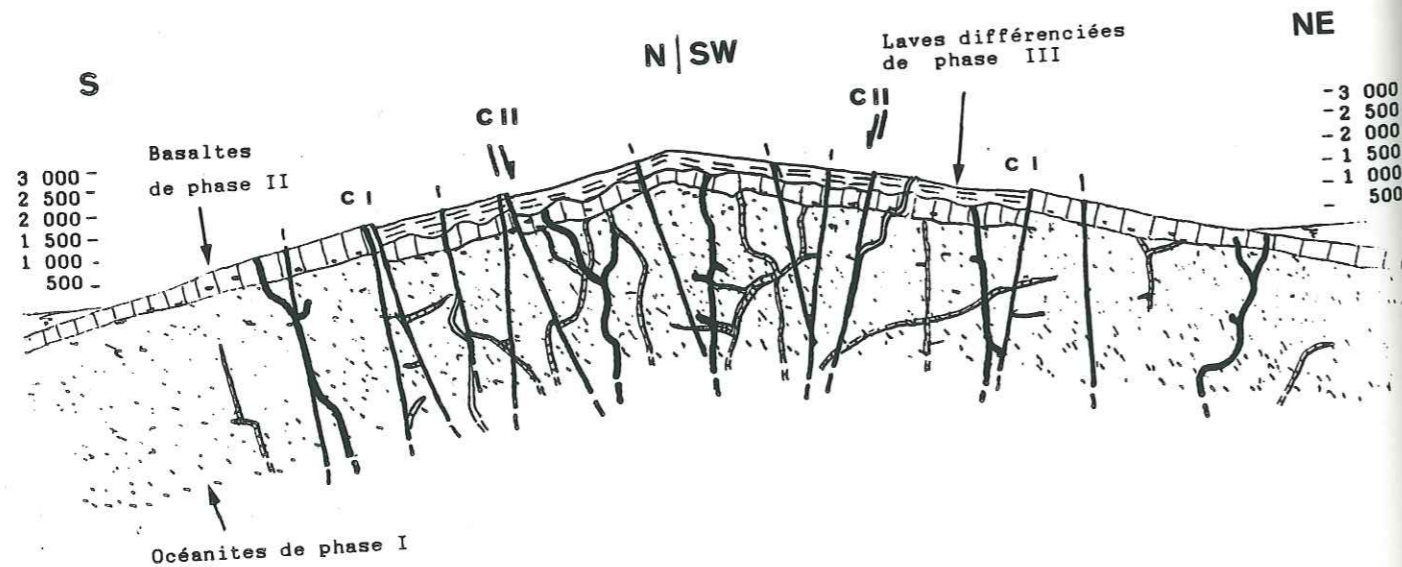


FIG. 23 : SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET COUPE PALEO-GEOLOGIQUE SIMPLIFIES DE LA CALDEIRA II, VERS 220 000 ANS BP

âge, en faisant ressortir les éléments réellement significatifs de son ampleur et de son effet sur la partie centrale de l'édifice.

• GEOMETRIE

Dans la zone centrale du volcan, l'essentiel des intrusions est représenté par de puissants dykes, montés en cone-sheet incomplet le long des failles bordières de la caldeira, en différentes étapes.

• Une évidence géologique de première importance, au Nord du cirque de Cilaos (Bras Rouge) : des dykes syénitiques d'épaisseur décamétrique, à pendage centripète de 65°, ont emprunté des failles à tracé curviligne et rejet normal hectométrique, qui se prolongent au col du Taïbit (fig. 9 et 25 B).

• De même, à la base du versant SE du Piton d'Enchain, des failles à fort rejet vertical sont injectées par des dykes basaltiques jointifs à pendage interne (fig. 9). Nous pensons que ces failles correspondent au rejeu de fractures antérieures à la mise en place de la série de phase IV, car celle-ci a été peu affectée, sans doute du fait de son "découplage" avec la série d'océanites sous-jacente. Ceci explique le pendage centripète (30° SW) du secteur basculé Piton d'Enchain - Bras Sec - Nord de l'Ilet à Vidot (photo 11). Quant aux intrusions, elles se seraient mises en place en plusieurs épisodes, postérieurement au basculement.

• De Cilaos à Salazie, en passant par Mafate, les contours de la caldeira sont moins flagrants et apparaissent plutôt comme un relais de failles et d'intrusions (fig.19 et 23). Dans Mafate, un réseau d'intrusions se placerait ainsi en relais depuis le col du Taïbit jusqu'à l'Ouest de Marla (CHEVALLIER, 1979). De Mafate à Salazie, les failles et intrusions du Morne de Fourche - Camp de Pierrot passeraient en relais à celles du Piton Bémale - ravine Béliier (exploitation de la fracturation oblique), le tout pouvant se rattacher aux fractures du Piton d'Enchain. Selon nous, les failles de Mathurin pourraient également se raccorder à ces relais de fractures.

Ainsi, dans le secteur Ouest de Salazie, la caldeira se matérialiserait plutôt par une zone d'affaissements successifs en demi-grabens.

• La structure se refermerait au niveau du dyke trachytique de la Caverne des Anglais (CHEVALLIER, 1979) où elle s'amortirait, puisqu'on n'observe aucun rejet. Ceci expliquerait le fait qu'il n'existe, à notre connaissance, aucun accident important soulignant le passage de la caldeira dans le rempart du Coteau Kervéguen. Cependant, à Cilaos, les failles de Bras Sec rejoindraient, constituant ainsi des relais entre le dyke de Cap Anglais et le cone-sheet du Bras Rouge.

REMARQUE : à l'Est du massif, les remparts du plateau Mazerin ne correspondent pas à des escarpements de faille liés à la caldeira II (CHEVALLIER, 1979), mais résulteraient du démantèlement, par l'érosion et les mouvements gravitaires, des paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve (fig. 28).

Enfin, hormis le secteur du Bras Rouge, une grande partie du tracé de cette caldeira, grossièrement circulaire, s'inscrit en fonction de la fracturation préexistante. D'ailleurs, l'effondrement paraît s'être répercuté en dehors de la zone centrale, réactivant de grandes lignes de faiblesse antérieures ou s'y rattachant (fig. 23).

Il en est sans doute ainsi de l'impressionnante paroi SW du cirque de Mafate, entre Grand Bénard et Maïdo (photo 22), qui correspond de toute évidence à un plan de fracture majeure.

En effet, l'érosion, seule, progressant logiquement le long de génératrices du cône, ne pouvait travailler dans cette direction, sans être guidée par un accident majeur.

On doit d'ailleurs remarquer qu'au pied de l'escarpement, entre Marla et Roche Plate, la rivière des Galets conserve une direction N 120, bien marquée.

Il est probable que cet accident ait fonctionné en faille normale jusqu'au niveau de la crête des Orangers (abaissement hectométrique du toit des basaltes de la crête des Calumets par rapport à la position de ce toit dans le rempart au dessus de Roche Plate), en utilisant peut-être la direction N120, pour s'amortir ensuite. Or, cet escarpement de faille s'aligne avec celui de la rivière St-Denis, qui appartient au système de la caldeira I. Tous deux pourraient relever d'une même ligne de faiblesse jouant, ici ou là, à des époques différentes (fig. 23).

Avec la mise en place de la caldeira II, d'autres fractures se sont créées ou ont rejoué (ex. : la Petite Plaine, la riv. des Roches, le Cimendef et la Roche Ecrite

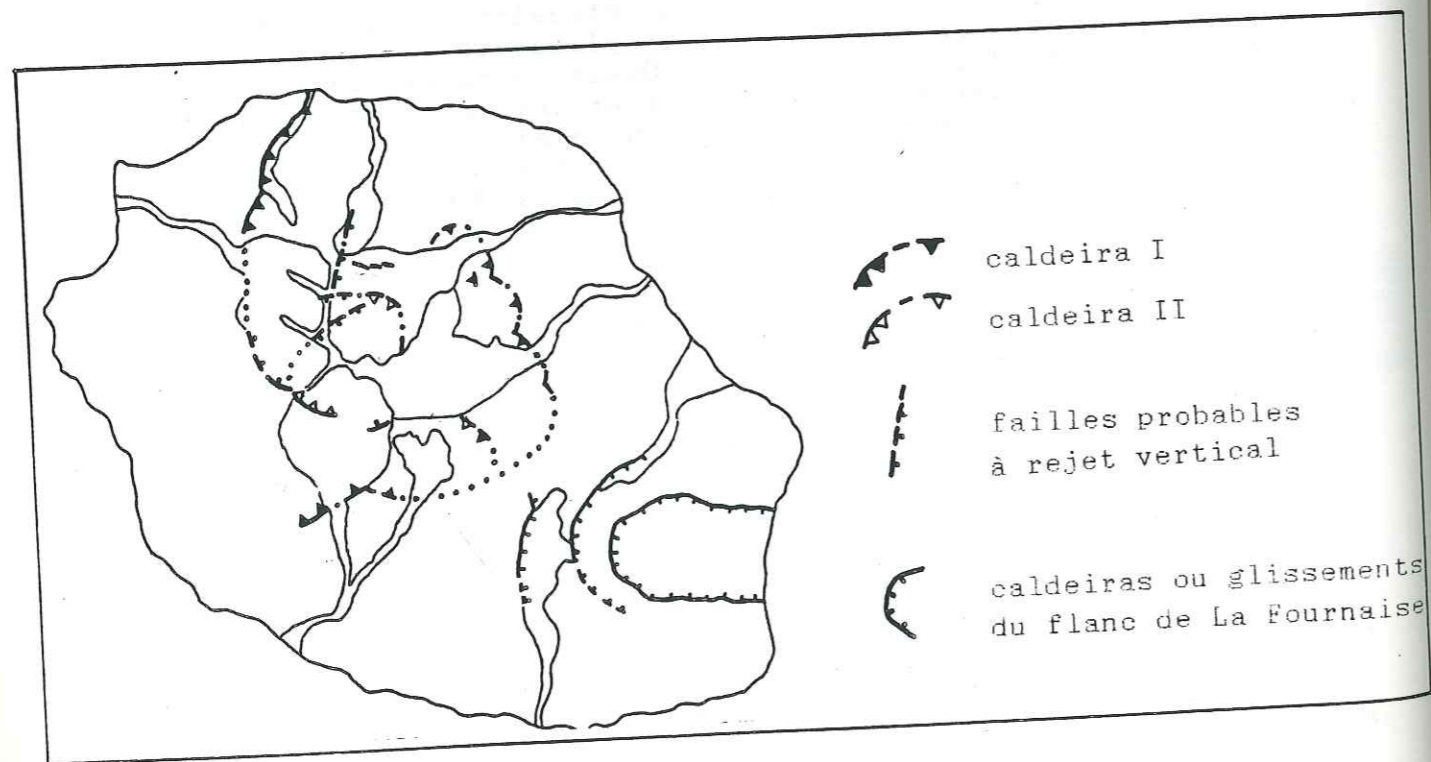


FIG. 24 : CARTE INTERPRÉTATIVE DE LA GÉOMÉTRIE DU SYSTÈME COURBE

■ AGE RELATIF

Compte tenu des changements que nous avons introduits dans le schéma de l'évolution volcano-structurale du massif, l'âge de 70 000 ans BP proposé à l'origine pour la caldeira II (CHEVALLIER, 1979) devenait discutable.

Au SW (col du Taïbit), l'âge de la caldeira II peut être estimé à 220 000 ans BP puisqu'il s'agit de l'âge des dernières coulées de phase III (planèze Ouest) qu'elle affecte. Au NE, le fort basculement du Piton d'Enchain, que nous mettons en rapport avec la caldeira II (après CHEVALLIER, 1979), correspond selon nous à la poursuite de la formation de la caldeira, postérieurement à la mise en place des laves sommitales du Piton d'Enchain, soit aux environs de 70 000 ans BP.

En effet, nous pensons que la caldeira II n'a pas été un événement "instantané", mais que sa formation s'est étalée sur plusieurs dizaines de milliers d'années. Elle se serait ainsi nettement individualisée, à l'Ouest, vers 220 000 ans BP, puis se serait à nouveau manifestée vers 70 000 ans BP, en provoquant le basculement du Piton d'Enchain.

■ MECANISME DE FORMATION

Selon CHEVALLIER (1979), la caldeira II est génétiquement liée à un soulèvement du volcan (dynamique active).

En effet, le cone-sheet, en tout cas là où il est évident, au Bras Rouge, correspond à de puissantes injections dans les fractures du toit de la chambre magmatique superficielle. La rupture en "clé de voûte" est liée à l'intumescence de la future caldeira, le toit "craquant" en traction (la montée du magma aidant à l'élargissement: claquage par injection) et se cisillant, puis à son effondrement consécutif. Elle implique une pression magmatique considérable. Une telle pression peut être produite par une brutale expansion du réservoir magmatique superficiel (champ de contraintes dynamiques) à la suite d'une injection de magma profond.

Il reste qu'on peut se demander la raison pour laquelle le rejeu tardif de cette structure ne se ferait, apparemment, que dans le secteur central du cirque de Salazie. Il faut remarquer que, par rapport à un centre éruptif situé au niveau du Rond du Bras Rouge, le cone-sheet de Cilaos se trouve à une distance de 4 km, contre 8 km pour le secteur du Piton d'Enchain. Ainsi, il se pourrait que l'effondrement se soit effectué avec de forts rejets, à proximité immédiate du centre éruptif. Ce n'est que plus tard, vers 70 000 ans BP, qu'une "compensation" se serait effectuée à l'aplomb du Piton d'Enchain.

Cette structure ne correspond donc pas au simple effondrement d'un bloc central continu et cohérent. Elle est marquée tantôt par des escarpements de faille majeurs (col du Taïbit), tantôt par des zones d'affaissements successifs en demi-grabens (Salazie). Ceci peut s'expliquer par une montée en

pression magmatique non axi-symétrique et par un effondrement progressif, par pièces, de manière chaotique (succession d'éruptions et d'effondrements), réutilisant souvent la fracturation antérieure.

II.3.2 - PARTICULARITES GEOMETRIQUES DES INTRUSIONS

C'est dans la zone centrale du volcan que se situe la plus forte densité d'intrusions et de fractures concentriques et radiales (fig. 25 B). Ainsi, les sills injectés dans les inter-bancs représentent 5 % de la masse des terrains au bord des cirques, contre 20 à 50 % à l'intérieur du secteur limité par la caldeira II (STIELTJES et ROBERT, 1981). Ceci est énorme, dans l'absolu, mais doit être considéré comme normal pour le cœur d'un volcan.

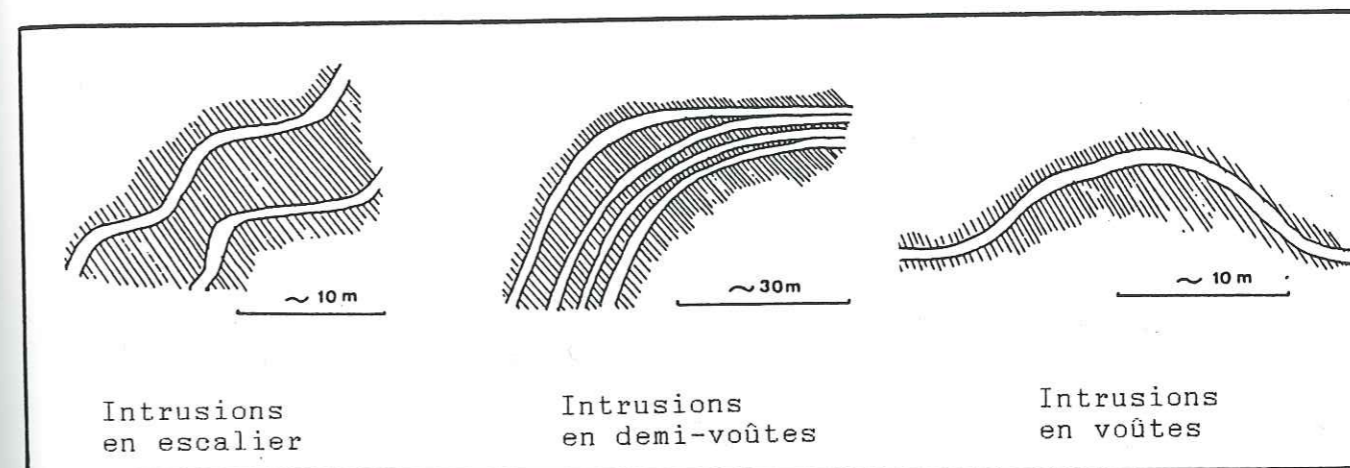
Il est certain qu'un tel taux d'injection a contribué à porter haut en altitude les différents terrains, notamment les océanites hydrothermalisées, et à permis de ce fait une érosion plus active.

■ Au sein des océanites, où elles sont très nombreuses, et généralement d'épaisseur décimétrique, les intrusions se présentent souvent en demi-voûtes aplaties, le passage des dykes aux sills s'effectuant en continuité avec un plus ou moins grand rayon de courbure (CHEVALLIER, 1979). Des formes en larges voûtes ou en escalier sont moins fréquentes (fig. 25 A).

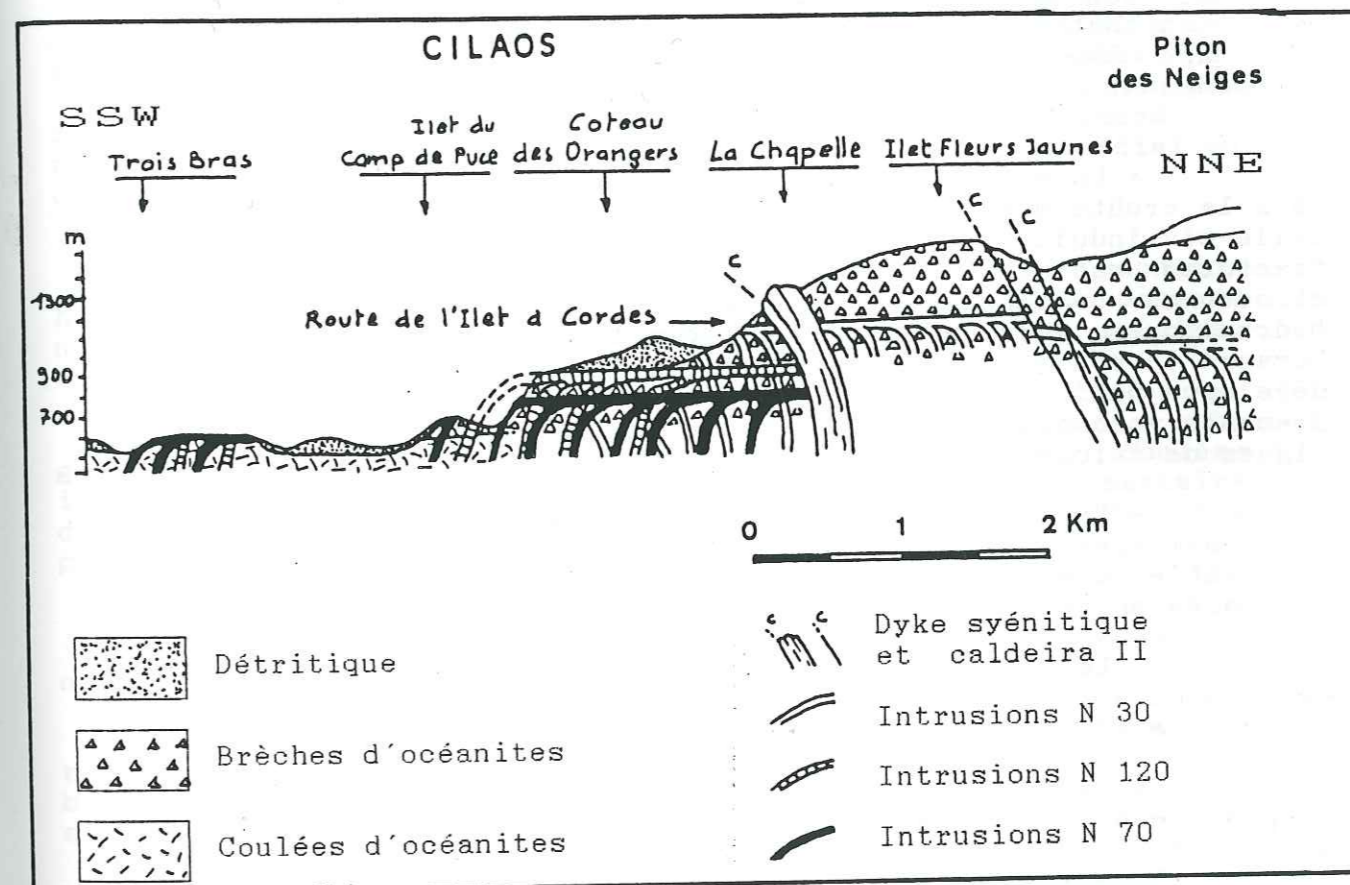
Lorsqu'elles passent à l'horizontale, l'épaisseur des intrusions reste constante (sills non effilés). D'autre part, les sills s'injectent souvent en faisceaux serrés dans les discontinuités (photo 6), notamment au contact coulées-brèches.

Etant donné que ces injections se sont faites sous une couverture puissante (500 à 1 000 m de terrains sus-jacents: fig.25 B), CHEVALLIER suggère qu'elles se sont mises en place à l'occasion de décollements survenant au sein du massif d'océanites, à la fin de son édification. La baisse de pression du magma sous-jacent aurait favorisé des affaissements successifs de blocs délimités par les fractures majeures, ce qui aurait permis l'injection de magma le long des cassures en demi-voûtes (un peu à la manière des ring-dykes). Il est possible que ce soit ce type de cassure qui ait été injecté plus tard par le magma différencié (intrusions trachytiques du radier de Roche Plate, à Salazie).

■ Des intrusions différenciées, généralement d'épaisseur métrique à décimétrique, nous retiendrons essentiellement le système majeur courbe du cone-sheet, qui s'associe de manière flagrante à la caldeira II dans le secteur du Nord de Cilaos (fig. 9).



A - DIFFERENTS TRAJETS



B - AGENCEMENT A PROXIMITE DU CENTRE ERUPTIF

FIG.25 : GEOMETRIE DES INTRUSIONS AU SEIN DES OCEANITES (d'après CHEVALLIER, 1979)

CONCLUSION

• Du point de vue structural, il est difficile d'interpréter de manière péremptoire les données dont nous disposons. Toutefois, les étapes volcano-structurales d'édification présentent souvent un style propre et peuvent développer un système spécifique de fracturation. De nombreuses fractures inventoriées ont rejoué tout au long de l'histoire du massif, mais leur géométrie reste toujours caractéristique du système de fracturation de l'époque où elles sont apparues. On peut ainsi distinguer deux systèmes.

• Un système tectonique régional N 120 et N30, profond, hérité de l'ouverture d'un paléo-rift océanique N 120, dans la plaque lithosphérique, au Sud de l'île, et du décrochement de celui-ci par des paléo-transformantes N 30, qui encadrent l'île. Il nous semble que la direction N 120 n'a pas fonctionné en extension tout le long de l'histoire du volcan, notamment pendant la phase IV, alors que N 30 paraît avoir continué à jouer en décrochement.

• Un système local plus superficiel, lié à l'existence, dans la croûte océanique, d'une chambre magmatique peu profonde. Celle-ci induit des fractures extensives (rifts hawaïens et fractures radiales) ou de cisaillement (caldeiras I et II et structures concentriques associées), ou encore des fractures hydrauliques, lors des phases d'inflation (le volcan gonfle, puis "craque") et de déflation (le volcan s'affaisse). Ce système se développe parfois en exploitant le précédent, certains effondrements volcaniques pouvant, par exemple, reprendre d'anciennes lignes de faiblesse, plus profondes.

- La caldeira I, dont les contours sont irréguliers, est constituée, en fait, d'une suite de demi-grabens courbes; l'ensemble donnant une structure grossièrement concentrique, effondrée entre 0,95 et 0,6 Ma BP (CHEVALLIER, 1979).

- La caldeira II correspond à un effondrement complexe dont nous avons modifié le tracé proposé par CHEVALIER (1979), discuté le mécanisme de formation, et argumenté de son âge.

Nous avons montré que sa mise en place se faisait après l'épanchement des coulées de phase III (failles courbes du Taïbit affectant la série stratifiée de la grande planèze Ouest, dont les dernières coulées sont datées d'environ 0,22 Ma : GILLOT et NATIVEL, 1982) et avant l'épanchement des formations de phase IV, venues buter contre ses escarpements occidentaux (il est possible que cet effondrement se soit produit au début, ou tôt au cours de l'interphase de calme éruptif). Elle se situerait donc entre 0,22 Ma BP (les grandes planèzes externes du volcan sont constituées) et 0,188 Ma BP (début du remplissage des paléo-cirques orientaux), pour sa phase majeure, et aurait été réactivée vers 0,07 Ma BP (basculement du Piton d'Enchain).

• Plusieurs implications, d'ordre géométrique, mécanique, hydrogéologique, peuvent être dégagées.

• Dans les cirques, certaines parois de remparts, caractérisées par leur aspect "tranché au couteau", correspondent bien à des surfaces de fracture majeure; ce qui ne veut pas dire, dans le cas de faille normale, que la puissance de l'escarpement concorde avec la valeur du rejet de l'accident.

En effet, nous montrerons (cf. III.2) que fractures et failles ont été exhumées (escarpements de ligne de fracture), soit par l'érosion linéaire le long de l'accident en question (cas des remparts à l'Ouest de Mafate et au Sud de Cilaos), soit par des écroulements régressifs de panneaux, en masse (NW et Ouest de Salazie), du fait également de conditions lithologiques et structurales défavorables. Ces discontinuités, quand elles sont disposées en aval-pendage dans un versant, constituent des surfaces de rupture ou des glissoires potentiels.

• Nous verrons également que les modalités de l'action de l'érosion et des mouvements gravitaires dépendent, en plus des conditions lithologiques et structurales évoquées ci-dessus, de l'agencement géométrique des fractures et des intrusions par rapport au cône volcanique. C'est pourquoi nous avons classé le réseau des discontinuités en trois systèmes: oblique, radial ou courbe (par rapport à ce cône).

• Le bâti du volcan est compartimenté en panneaux hétérogènes et discontinus, dont les structures mutuelles peuvent ne plus se correspondre (jeu normal ou décrochant des failles, entraînant un décalage des terrains concernés).

Le comportement mécanique de ces panneaux est, globalement, celui des matériaux scoriacés et des coulées interstratifiées, et on peut estimer que le maillage élémentaire de ces dernières correspond à leur prismation (prismes délimités par les plans de stratification et de fissuration).

• Les effondrements des caldeiras I et II ont eu de nombreux effets sur l'édifice.

- Abaissement de la partie centrale: elle a permis au réseau hydrographique, atteignant ce secteur déprimé, de bénéficier d'un bassin-versant plus étendu et d'accroître ainsi son pouvoir érosif.

- Basculement d'un panneau: le Piton d'Enchain.

- Amenuisement des qualités mécaniques (C et ϕ), par dislocation ("foudroyage").

- Facilité nouvelle offerte à l'injection de dykes et de sills.

- Facilité également pour la pénétration des eaux (collecteurs d'eau et augmentation des perméabilités) et pour

leur exurgence; ce qui confèrera, dès leur naissance, une position précise à certains écoulements torrentiels.

• Les intrusions vont, selon leurs conditions d'affleurement ou leur orientation, soit canaliser l'érosion, soit former des glissoires (dyke de Roche-Plate et glissement en masse de Grand-Ilet ; dyke de Grand Sable et écroulement rocheux), soit encore constituer des barrages pour les eaux souterraines.

D'un autre côté, elles jouent souvent un rôle d'armature pour les terrains qui les contiennent et font alors office de substratum, comme le dyke de Grand-Ilet. Les niveaux principaux de sills, en particulier, sont responsables, de par leur dureté, de l'encaissement du fond de certaines ravines.

CHAPITRE II.4

L'ALTERATION HYDROTHERMALE

INTRODUCTION

Nous avons précédemment montré (cf. II.2.1.A) que la limite franche d'hydrothermalisation, observable un peu partout dans le massif, ne correspondait pas à un front hydrothermal (la logique voulant que la disparition des effets de l'hydrothermalisme se fasse graduellement), mais à une paléotopographie, modelée dans un paléo-volcan constitué d'océanites et intensément hydrothermalisé.

Nous allons à présent décrire l'impact de cette altération sur les matériaux constitutifs du volcan.

II.4.1 - ORIGINE ET DISTRIBUTION

L'activité hydrothermale est tributaire du degré de porosité et de perméabilité des terrains traversés.

Chaque phase volcanique se matérialise généralement par une alternance de coulées plus ou moins bulleuses et fissurées et de scories, constituant un ensemble moyennement cohérent, très fracturé, qui offre une perméabilité importante, à l'image du massif de la Fournaise.

L'imbibition par des saumures marines et par l'eau de pluie, ainsi que le flux géothermique de haute température (transmis essentiellement par conduction) ont permis une remobilisation très profonde des éléments chimiques de la roche originelle.

L'hydrothermalisme a donc pu s'y développer plus ou moins largement et profondément, au cours du temps, altérant les minéraux primaires et permettant la cristallisation de minéraux secondaires dans les discontinuités.

RANCON (1982), ayant analysé l'extension de l'hydrothermalisme, distingue trois phases d'altération qu'il met en rapport avec l'évolution volcano-structurale du massif. Il rattache ainsi une phase hydrothermale à chacune des classiques phases volcaniques ("océanites anciennes", "océanites récentes", laves différenciées).

Selon nous, l'hydrothermalisme, qui est continu tout au long de l'histoire du volcan, doit, bien sur, accuser des "poussées" lors des périodes d'activité volcanique majeure, mais tout en restant perceptible pendant les interphases de calme éruptif. Or, on peut constater que les effets cumulés de plusieurs "bouffées hydrothermales" ont abouti à une altération et un colmatage en masse des océanites originelles, entraînant l'imperméabilisation de ces roches (cf. II.2.1). C'est pourquoi les basaltes de phase II sont hydrothermalisés de manière insignifiante et les laves différenciées, parfois affectées, ne le sont que dans des zones de fractures majeures ("anomalies thermiques").

A - IMPACT SUR LES OCEANITES

La zéolitisation représente la manifestation la plus visible de l'hydrothermalisme. L'observation de quelques affleurements d'océanites amène à se pencher sur la manière dont a pu s'effectuer, dans le temps, la zéolitisation des coulées, des brèches et des intrusions associées à la série. Les brèches, en particulier, appellent quelques remarques (photo 4) :

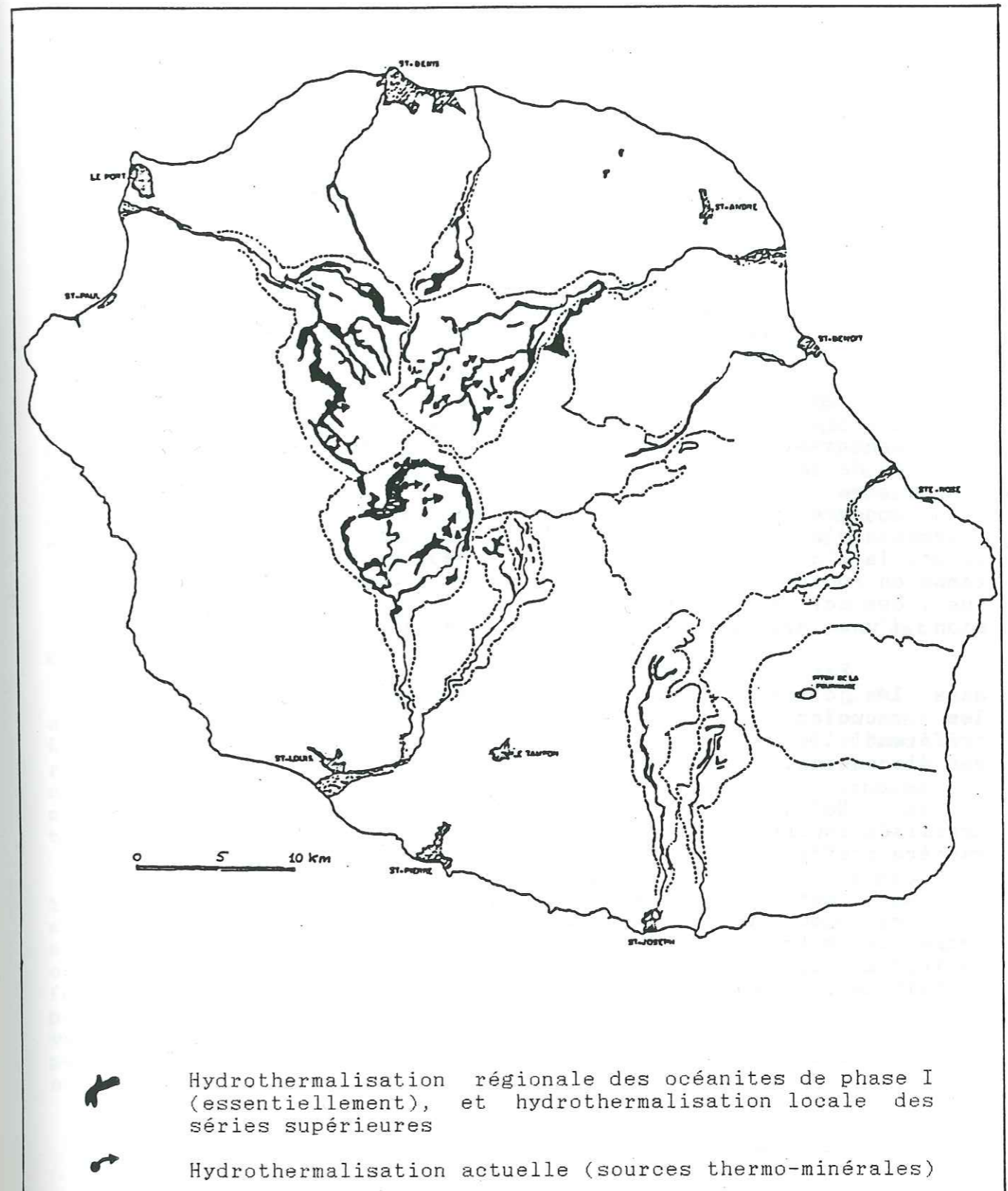


FIG. 26 : EXTENSION DE L'HYDROTHERMALISATION DANS L'ILE DE LA REUNION - (d'après les levés de BILLARD, 1974)

alors que

- de nombreux éléments sont intensément zéolitisés, certains autres ne le sont pas du tout ;

- les matrices sont peu ou pas zéolitisées ;

- les vacuoles des coulées sous et sus-jacentes aux brèches sont remplies par les zéolites.

Le premier point s'explique par le fait qu'originellement certaines coulées étaient zéolitisées, alors que d'autres ne l'étaient pas, d'où le caractère différent des débris qui en étaient arrachés. Mais les deux dernières observations impliquent forcément que la zéolitisation est aussi intervenue après la formation des brèches.

L'hydrothermalisation se serait donc bien manifestée au fur et à mesure de l'épanchement des coulées et du dépôt des brèches, mais pas d'une manière systématique, car elle reste tributaire du degré de porosité des différents terrains.

En effet, les fluides minéralisés, circulant dans les micro-fissures, ont trouvé sur leur passage des matériaux plus ou moins pénétrables. La matrice des brèches, assez compacte, et les éléments de lave non bulleuse et moins fissurés, ont ainsi mal "enregistré" la zéolitisation. Les quelques amas zéolitisés que l'on observe cependant dans ces matrices ne sont que des fragments d'éléments zéolitisés, désolidarisés (RANCON, 1982). En effet, la limite des blocs zéolitisés peut s'estomper au cours du temps en fonction de l'altération, de la compaction lithostatistique, des déformations ultérieures, ce qui donnera l'impression d'une hydrothermalisation diffuse dans la matrice.

Par contre, des conditions favorables étaient réunies dans les joints de séparation éléments-matrice, les fractures, les vacuoles des laves bulleuses (niveaux vacuolaires préférentiellement affectés), les pores ; la connection de toutes ces discontinuités s'établissant par les micro-fissures.

Enfin, certains niveaux, encadrés par des paléosols argilisés imperméables, apparaissent parfois hydrothermalisés de manière préférentielle.

Pour nous, l'hydrothermalisation des océanites correspond au cumul des manifestations hydrothermales, au cours du temps. Leurs fronts, qui se sont stabilisés au sein même de la série, à cause du colmatage progressif, ne sont plus observables du fait de l'érosion ultérieure (fig. 12).

Etant donné que les coulées basaltiques de l'escarpement du Bélier et du col du Taïbit, que nous rattachons aux océanites (cf. II.2.1.B.a), sont hydrothermalisées jusque vers 2 000 m, niveau d'érosion sur lequel se sont déposés ultérieurement les produits différenciés (non hydrothermalisés), il est vraisemblable que le toit de l'hydrothermalisation ait pu dépasser cette cote dans la partie centrale du volcan, ce qui est remarquable.

Si le niveau atteint par l'hydrothermalisation est si élevé dans ce secteur, par rapport à celui des flancs du paléomassif d'océanites, nous ne l'expliquons pas par le fait que l'on

se trouve dans une zone à plus grande perméabilité de fracture (RANCON, 1982). En effet, cette zone est hydrothermalisée en masse, comme ailleurs. Si elle se trouve plus haut, c'est relativement, par rapport au secteur situé à mi-pente, et où l'érosion a été plus active (elle a tendance à se développer latéralement, jusqu'à donner des cirques). Mais, dans l'absolu, il ne demeure pas moins vrai que l'altitude atteinte par l'hydrothermalisme reste surprenante. Nous pensons que le fort taux d'intrusion, en particulier dans la zone centrale du volcan (cf. p. 92) a contribué à porter à une telle altitude les terrains hydrothermalisés.

RANCON (1982), constatant une zonation des faciès zéolitiques, dont la gamme des paléo-températures croît des bordures des cirques vers le centre du massif, conclut à un agencement de ces faciès en enveloppes grossièrement concentriques, autour de la chambre magmatique du proto Piton des Neiges, ce qui apparente leur développement à un anchi-métamorphisme régional zéolitique (BP - BT).

Ce dernier serait favorisé par la "mise en service" d'un "autoclave" naturel (géo-autoclave) caractérisé par une bonne conservation de l'énergie thermique et par des circulations de fluides. Ce modèle peut impliquer une zéolitisation assez rapide des formations. L'absence de zéolitisation de certains dykes et remplissages de tunnels de lave au sein des océanites est un argument très favorable à "l'instantanéité" géologique de l'hydrothermalisation de ces terrains (RANCON, 1982).

Globalement, l'hydrothermalisation des océanites n'est pas liée aux directions de fracturation.

Quant aux intrusions qui les traversent (cf. p.53), elles sont peu ou pas hydrothermalisées, l'altération se limitant à quelques vacuoles, parfois aux épontes, et surtout aux fissures, où l'on trouve fréquemment des filonnets et "fleurs" de calcite. D'autre part, RANCON (1982) y décèle les mêmes espèces minérales secondaires que dans les laves du secteur qu'elles traversent.

S'il paraît donc exister une pérennité du flux géothermique régional, permettant la cristallisation des mêmes minéraux en plusieurs étapes espacées dans le temps, ce flux doit cependant être atténué à cause : d'une part du colmatage des océanites, contraignant la circulation des fluides par les dykes, (dont le degré de porosité est faible) ; et d'autre part d'un possible abaissement de ce flux. Cette dernière supposition est vraisemblable car ces intrusions se sont injectées après la période d'activité volcanique majeure de mise en place des océanites.

B - IMPACT SUR LES BASALTES ET LAVES DIFFERENCIÉES

- Les basaltes aphyriques de phase II sont affectés d'une manière extrêmement discrète : quelques vacuoles et fissures zéolitisées et, assez fréquemment, calcitisées, ce qui témoigne de circulation hydrothermales de BT. Ce sont l'auto-colmatage et

la compaction des océanites qui contrarient l'effet de dôme thermique engendré par la chambre magmatique centrée sous le Piton des Neiges.

■ Les formations différenciées ne sont pas hydrothermalisées, pour les mêmes raisons. Seules les zones plus fracturées montrent quelques indices correspondant à des fuites du système géothermique, toujours actif, tels les dykes de dolérites hydrothermalisées (à la base du Piton d'Enchain notamment ; en rapport avec la formation de la caldeira II), ou encore les sources thermo-minérales qui subsistent dans les cirques, localisées sur des accidents majeurs (nous en avons découvert une, non connue, dans la ravine Grosse Roche - fig.59).

II.4.2 - NATURE ET ROLE DES MINÉRAUX SECONDAIRES

L'hydrothermalisation s'est manifestée par l'apparition de nombreux minéraux secondaires, développés au détriment du squelette originel des océanites et en colmatage de leurs discontinuités (pores, fissures et fractures), ce qui a entraîné une diminution des perméabilités, une chute des caractéristiques mécaniques du matériau initial et confère donc aux océanites des propriétés géologiques et géotechniques bien spécifiques. Nous retiendrons les produits suivants, qui constituent l'essentiel de l'altération hydrothermale.

A - LES AGREGATS POLY-CRISTALLINS

Ce sont des amas crypto-cristallins, vermiculés à fibreux, constitués surtout de smectites, chlorites et serpentines, d'un peu de calcite, et qui sont hydroxydés (iddingsite, limonite).

Nous les avons observés au microscope, dans la pâte des roches (fond plagioclasiq. des basaltes), en pseudomorphose des ferro-magnésiens, dans la matrice des brèches et dans les discontinuités (interface éléments-matrice, fissures et fractures, vacuoles).

B - LES ZEOLITES

Elles représentent la manifestation hydrothermale la plus spectaculaire ; à tel point que les océanites sont de véritables "zéolitites".

Elles ont été étudiées, sur le plan pétrologique, par NATIVEL (1978), et en vue d'applications géothermiques par RANCON (1982).

Ces minéraux, chauffés progressivement à des températures n'excédant pas 200°C, se déshydratent partiellement. Replacés en atmosphère humide, l'eau peut entrer à nouveau dans les mailles du réseau.

On peut ainsi envisager qu'il ait existé, approximativement en deçà de l'isotherme 200°C, un niveau d'océanites hydrothermalisées où les zéolites auraient subi une déshydratation partielle. Une fois mise à découvert, cette tranche de terrain se serait dégradée, du fait de la réhydratation des zéolites. C'est là une hypothèse possible de l'origine première de certaines "océanites fragilisées" (cf. II.2.1.B.b).

D'autre part, on sait que, fortement chauffées, les zéolites semblent "fondre et bouillir en même temps" (phénomène d'intumescence). Localement, il est donc possible que, "chauffées" par des coulées ou des intrusions, les zéolites aient pu foisonner et donc désorganiser les terrains qui les renferment.

C - LES SMECTITES

Ce sont des minéraux argileux gonflants, provenant de l'altération du verre basaltique, et dont les effets en présence d'eau sont redoutables pour la tenue des terrains.

La désagrégation des océanites, quand elle est consécutive à leur mise à l'affleurement, est due aux cycles d'expansion et de contraction de ces minéraux. En effet, leur concentration est forte dans la pâte de la roche ; d'autre part, la faible dimension des pores, ainsi que le degré de compacité des terrains (colmatage des discontinuités), permettent d'opposer une résistance suffisante au gonflement. Ce phénomène apparaît mal lorsque les smectites remplissent des cavités de plusieurs centimètres, expansion et contraction rencontrant alors moins de résistance.

La présence de ces minéraux confère un fort degré d'évolutivité aux océanites.

Parmi les autres minéraux secondaires, citons encore les serpentines, minéraux complexes bien représentés, qui apparaissent souvent dans les zones fracturées.

CONCLUSION

La limite franche d'hydrothermalisation, observable un peu partout dans le massif, ne correspond pas à un front hydrothermal, comme cela était admis auparavant. Nos observations sur le terrain ont démontré qu'il s'agissait, en fait, d'une paléotopographie, modelée dans un paléo-volcan constitué d'océanites et intensément hydrothermalisé.

Les océanites, hydrothermalisées en masse, apparaissent comme de "véritables zéolitites" (les zéolites y représentent la manifestation hydrothermale la plus spectaculaire), alors que les formations sus-jacentes sont affectées de manière extrêmement discrète.

Nous pensons qu'elles ont subi les effets cumulés de plusieurs "bouffées hydrothermales", avant que ne se mettent en place les terrains sus-jacents. Les fronts d'hydrothermalisation correspondants se sont stabilisés au sein même de la série, à cause du colmatage progressif, mais son érosion ultérieure les a fait disparaître.

En d'autres termes, l'extension de l'hydrothermalisme se calque pratiquement sur celle de la série des océanites de phase I, telle que nous l'avons définie.

Globalement, l'hydrothermalisation des océanites n'est pas liée aux directions de fracturation mais à un anchi-métamorphisme régional zéolitique (BP-BT). Celui-ci serait favorisé par la "mise en service" d'un "autoclave" naturel (géo-autoclave), caractérisé par une bonne conservation de l'énergie thermique et par des circulations de fluides, ce qui peut impliquer une zéolitisation assez rapide des formations (RANCON, 1982).

Nos observations détaillées d'affleurements d'océanites ont montré :

- d'une part, que la matrice des brèches et les éléments de lave non bulleuse et moins fissurés, ont mal "enregistré" la zéolitisation, alors que des conditions favorables étaient réunies dans les joints de séparation éléments-matrice, les fractures, les vacuoles des laves bulleuses, les pores ;

- d'autre part, que l'hydrothermalisme s'est manifesté au fur et à mesure de l'épanchement des coulées et du dépôt des brèches (pas d'une manière systématique, car il est tributaire du degré de porosité des différents terrains), et qu'il reste donc continu, tout au long de l'histoire du volcan (des sources thermo-minérales subsistent, dans les cirques).

Les océanites hydrothermalisées s'observent jusque vers 2 000 m, ce qui est remarquable ; mais, selon nous, on peut l'expliquer par le fort taux d'intrusion (en particulier dans la zone centrale du volcan), qui aurait contribué à porter haut en altitude ces terrains.

Nous avons également montré que l'hydrothermalisation à grande échelle de la série d'océanites est antérieure à la mise en place des intrusions de basalte aphyrique qui les traversent car ces dernières sont peu ou pas hydrothermalisées, par suite du colmatage, de la compaction, et donc de l'imperméabilisation des océanites.

Ce dernier point, ainsi que la mise en place, postérieurement, des puissantes séries basaltiques et différenciées, jusqu'à une altitude importante (plus de 3 000 m), explique que le flux géothermique, probablement égal en intensité, n'ait pu affecter la partie supérieure du volcan, sinon dans quelques zones à perméabilité de fracture.

L'hydrothermalisation s'est manifestée par l'apparition de nombreux minéraux secondaires, parmi lesquels il faut citer des agrégats poly-cristallins (phyllo-silicates et hydroxydes), mais surtout des zéolites et des smectites. Développés au détriment du squelette originel des océanites et en colmatage de leurs discontinuités, ils ont entraîné une diminution des perméabilités, une chute des caractéristiques mécaniques du matériau initial et confèrent donc aux océanites des propriétés géologiques et géotechniques bien spécifiques, parmi lesquelles un certain degré d'évolutivité (expansion et contraction des smectites).

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

On ne pouvait pas expliquer les mécanismes de la formation des cirques et des mouvements de terrains actuels, sans faire une mise au point sur la géologie complexe du massif.

L'analyse de celle-ci a dégagé un certain nombre d'éléments importants, permettant l'approche des caractéristiques mécaniques et géométriques globales du cône volcanique.

■ PARAMETRES GEOMETRIQUES

- Stratification en aval-pendage radial, généralisé.

- Les discontinuités stratigraphiques (surfaces de coulées, limites de phase), lithologiques (contacts coulées-brèches), d'érosion (paléo-topographies) et surtout structurales (fractures obliques, radiales ou courbes, souvent injectées d'intrusions), ont individualisé des grandes unités géologiques, bien distinctes du fait de leur agencement (ex. : la phase III et les grandes planèzes externes; la phase IV et le remplissage des paléo-cirques), et surtout, ont compartimenté le cône en panneaux composites et discontinus.

Fréquemment disposées en aval - pendage dans les versants, et parfois soulignées par des niveaux d'émergence et des matériaux argilisés (contact océanites en place et faciés fragilisés), elles constituent des surfaces potentielles de rupture et de glissement (notamment pour les termes fragilisés des panneaux).

Les intrusions peuvent constituer des glissoires ou des barrages pour les eaux souterraines, ou bien jouer un rôle d'armature pour les terrains qui les contiennent.

La fracturation, importante dans la zone centrale (caldeiras), a eu de nombreux effets sur le massif :

- décalage ou basculement des terrains (Piton d'Enchain) ;
- facilité nouvelle offerte à l'injection d'intrusions;
- canalisation et augmentation du pouvoir érosif des cours d'eau (les effondrements de la partie centrale ont permis au réseau hydrographique, atteignant ce secteur déprimé, de bénéficier d'un bassin-versant plus étendu) ;
- amenuisement des qualités mécaniques (C et ϕ), par dislocation, la fissuration des terrains non altérés s'apparentant souvent à une pré-bréchification ;
- augmentation des perméabilités.

D'autre part, nous avons montré que certaines parois des cirques correspondaient bien à des surfaces de fracture majeure, exhumées par l'érosion et les mouvements gravitaires.

■ PARAMETRES MECANIKES (liés à la résistance au cisaillement que le sol oppose au glissement).

• Le colmatage, la compaction et l'imperméabilisation de la série d'océanites, du fait de son hydrothermalisation en masse (zéolites et phyllo-silicates, dominants) ont entraîné un amenuisement des qualités mécaniques des roches originelles et leur ont conféré un certain degré d'évolutivité (rôle important des smectites dans la progression de l'altération météorique).

• Panneaux composites au sein desquels s'individualisent des terrains fragilisés, peu perméables (océanites fissurées et argilisées, issues d'une "zone de météorisation") et évolutifs (présence de smectites), "coincés" entre un substratum rocheux hydrothermalisé, compact et imperméable (les océanites), et des formations non altérées, très discontinues (fissurées et fracturées), perméables en grand (basaltes et laves différenciées), ce qui engendre de nombreuses situations d'instabilité potentielle.

• Importance, en volume, des faciés bréchiques plus ou moins cohérents, en particulier dans le cirque de Salazie (brèches pyroclastiques de phase IV, plus ou moins cohérentes).

Un tel contexte lithologique, structural et topographique, implique des conditions aux limites défavorables et souligne l'importance du rôle des agents morphogénétiques (en particulier l'eau, mais aussi les séismes et l'action de l'homme) dans l'élaboration du relief.

TROISIEME PARTIE

L A F O R M A T I O N

D E S C I R Q U E S

* MORPHOGENESE DURANT
LES INTERPHASES DE
CALME ERUPTIF

* MECANISME DU
DEVELOPPEMENT
DES CIRQUES

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

Ayant présenté le cadre géologique, nous allons maintenant analyser le rôle des processus morphogénétiques (érosion, altération, mouvements gravitaires) lors des périodes de démantèlement des structures.

Nous avons déjà mentionné l'existence de formations dégradées qui témoignent de l'importance de ces processus lors des interphases de calme éruptif (cf. II.2.1.B.b). Il nous faut donc à présent décrire les mécanismes fondamentaux d'attaque du relief (développement des cirques), afin de mieux comprendre ceux de l'évolution actuelle des versants.

Les cirques du massif du Piton des Neiges constituent une morphologie tout à fait originale de démantèlement d'un cône volcanique, ceci d'autant plus qu'ils se sont développés en moins de 30 000 ans.

L'origine de ces profondes dépressions est généralement mise sur le compte de l'érosion, mais l'analyse géologique précédente et des observations effectuées sur l'ensemble de l'île nous amènent à nuancer une telle opinion et à faire ressortir l'importance relative des différents facteurs qui ont contribué, à des époques et à des degrés divers, au démantèlement de ce volcan...

Nous verrons en effet qu'il est possible de suivre les différents stades de maturation d'un cirque sur les flancs du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise, et que chacun de ces stades correspond à une dynamique des versants spécifique, fonction d'un contexte géologique précis.

Ceci nous permet de proposer un modèle d'évolution, aboutissant à l'entité morphologique originale que constitue "le cirque".

CHAPITRE III.1

MORPHOGENESE DURANT LES
INTERPHASES DE CALME ERUPTIFINTRODUCTION

Pendant ces longues périodes, l'érosion entaille profondément les terrains, ce qui, par appel au vide, entraîne la décompression des matériaux mis à découvert, l'affouillement des pieds de versant et, inévitablement, étant donné la faible cohésion de certaines formations, le déclenchement de mouvements gravitaires.

D'autre part, s'il est évident que l'altération météorique a fortement contribué au colmatage des discontinuités des matériaux remaniés, nous analyserons aussi dans quelle mesure elle a pu faire subir une "préparation" au terrain originel (au même titre que la fracturation et l'hydrothermalisme) avant que celui-ci ne se mette en mouvement, ici ou là.

Ces périodes se traduisent donc par l'individualisation d'une tranche de terrain d'épaisseur irrégulière, décomprimée, altérée, remaniée et érodée ("Weathering Zone"), mais dont, en dépit de l'érosion ultérieure, il doit encore rester des traces aujourd'hui.

Notons enfin que la dégradation se développera moins au toit des séries "fraîches" de basaltes et laves différenciées qu'à celui des océanites, déjà fortement altérées par l'hydrothermalisme.

III.1.1 - L'INTERPHASE I-II

Nous avons vu (cf. II.2.1.A) que dans les versants de la riv. Fleurs Jaunes le contact océanites - basaltes aphyriques correspondait à une discontinuité chronologique durable.

Etant donné que l'on n'observe plus de front(s) de disparition progressive des minéralisations hydrothermales au sein des océanites, on en déduit que ce (ou ces) front(s) a(ont) été franchi(s) par l'érosion, qui donc a du agir pendant un long laps de temps, ou être très active (fig. 12).

Nous n'avons pas trouvé de formations détritiques qui témoigneraient, sans conteste, de cette période, sinon peut-être à Pente Carozin (fig. 33 et 34), où il n'est pas exclu que l'essentiel des faciés fragilisés, observés au toit du substratum d'océanites, puissent reposer sous les brèches de basalte aphyrique qui forment le versant Est dominant.

L'absence de ces produits dans les versants voisins de la riv. Fleurs Jaunes (fig. 46) s'expliquerait alors par l'épaisseur irrégulière de la tranche de terrain dégradée (elle peut être nulle en certains endroits), ou/et par son déblaiement plus ou moins avancé, lors de l'érosion ultérieure.

Quant aux niveaux argileux, plus minces, au sein desquels se devinent des surfaces de mise en place, en accordance avec celles du substratum d'océanites sous-jacent (affleurement n° 3 et cf. IV.1.3.B.a), s'ils peuvent être rapportés à cette période, il est possible également qu'ils se soient développés tout au long de l'histoire du volcan, du fait des circulations d'eaux souterraines à travers les zones fissurées (éventuel lessivage), puis le long de la discontinuité basale.

Il est difficile d'envisager, pendant cette période, la fragilisation, par cisaillement, de la partie sommitale des océanites (par endroit), puisque la surcharge nécessaire, induite par les séries supérieures, n'existait pas encore. Par contre, nous verrons que cette hypothèse est plausible lors des interphases ultérieures.

III.1.2 - L'INTERPHASE II-III

Les datations s'accordent pour distinguer une période de calme éruptif entre 430 000 et 350 000 ans BP environ (MAC DOUGALL, 1971). Pendant ces quelques 80 000 ans, le bouclier basaltique a été plus ou moins profondément érodé (fig. 27), comme en témoignent, à l'Est, les échancrures ménagées dans la caldeira I (emplacement actuel des riv. des Marsouins et des Roches) et par lesquelles se sont déversées des coulées différenciées de phase III (fig. 17).

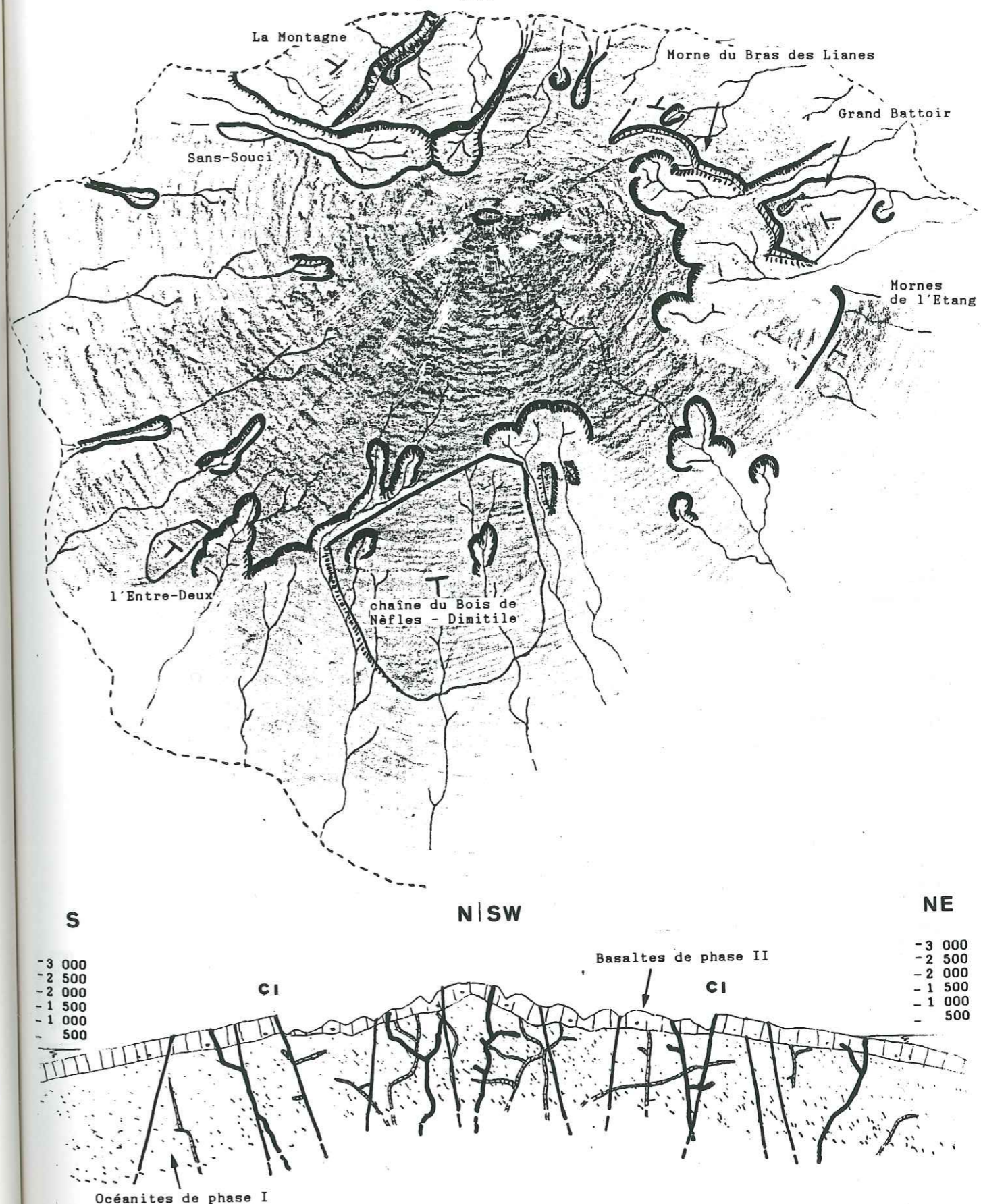


FIG. 27 : SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET COUPE PALEO-GEOLOGIQUE SIMPLIFIES DU BOUCLIER BASALTIQUE, A L'INTERPHASE II-III

Entre ces exutoires subsisteront des portions hautes de planèzes, non envoyées par les coulées ultérieures, et qui subiront donc les effets cumulés des périodes successives d'altération et d'érosion. C'est pourquoi les "môles" du Morne du Bras des Lianes et de la chaîne du Bois de Nèfles - Entre Deux - Dimitile, apparaissent ainsi lacérés en "barrancos" très évolués, aux interfluves étroits et subparallèles (photo 1).

Il est plus difficile d'apprécier l'ampleur du creusement à l'intérieur de la caldeira I et dans les secteurs qui étaient ouverts sur la mer, étant donné leur puissant recouvrement par les laves de phase III.

Dans le Nord du cirque de Mafate, une restitution topographique sommaire du toit des basaltes de phase II, montre l'existence d'un "paléo-cirque" naissant. Sa profondeur, estimée à 500 mètres vers l'extrémité Nord des crêtes de la Marianne et d'Aurère, serait d'environ 300 mètres vers le centre de la crête de la Marianne, puis passerait à 200 mètres à l'amont du Bras de Ste-Suzanne et à 100 mètres à l'aplomb de la Roche Ecrite. L'exutoire de ce paléo-cirque aurait été situé vers l'emplacement de l'actuelle riv. des Galets.

III.1.3 - L'INTERPHASE III-IV

Au cours de cette période, dont nous estimons la durée de 30 000 ans (entre 220 000 et 188 000 ans BP) à 70 000 ans (entre 220 000 et 150 000 ans BP), l'érosion, très active, creuse deux principaux cirques, coalescents, dans les flancs Est du volcan (fig. 28), tandis que s'individualisent les principaux axes de drainage actuels.

■ Le paléo-cirque de la plaine des Marsouins, est encadré par les remparts du Mazerin (500 m) et du Coteau Maigre (200 m). La paléo-pente que l'on devine sous le recouvrement de laves récentes (phase IV) de la plaine des Marsouins, entre Piton Bébou et Coteau Mazerin (linéament morphologique Nord-Sud apparaissant sur la carte topographique au 1/25 000), marquerait la limite amont de creusement du paléo-cirque (analogie avec les pentes actuelles des plateaux de Marla, du Grand Matarum et du Grand Plateau).

■ Le paléo-cirque de Salazie-Bélouve, est situé aux emplacements actuels du plateau de Bélouve et d'une grande partie du cirque de Salazie. Il est limité à l'Est par le rempart du Mazerin; à l'Ouest, nous situons approximativement sa limite au niveau du rempart Nord actuel du cirque, dans l'alignement Mare à Vieille Place - Le Butor.

Nos levés cartographiques dans la partie centrale du cirque de Salazie nous permettent de déduire une paléotopographie plus profonde à l'aplomb du secteur Salazie - Mare à Citrons - Mare à Poules d'Eau - Artimidor (puissantes formations différenciées reposant en discordance sur le substratum d'océanites, à l'altitude moyenne de 750 m). Celle-ci remonte ensuite progressivement, en direction du Nord, d'abord dans le

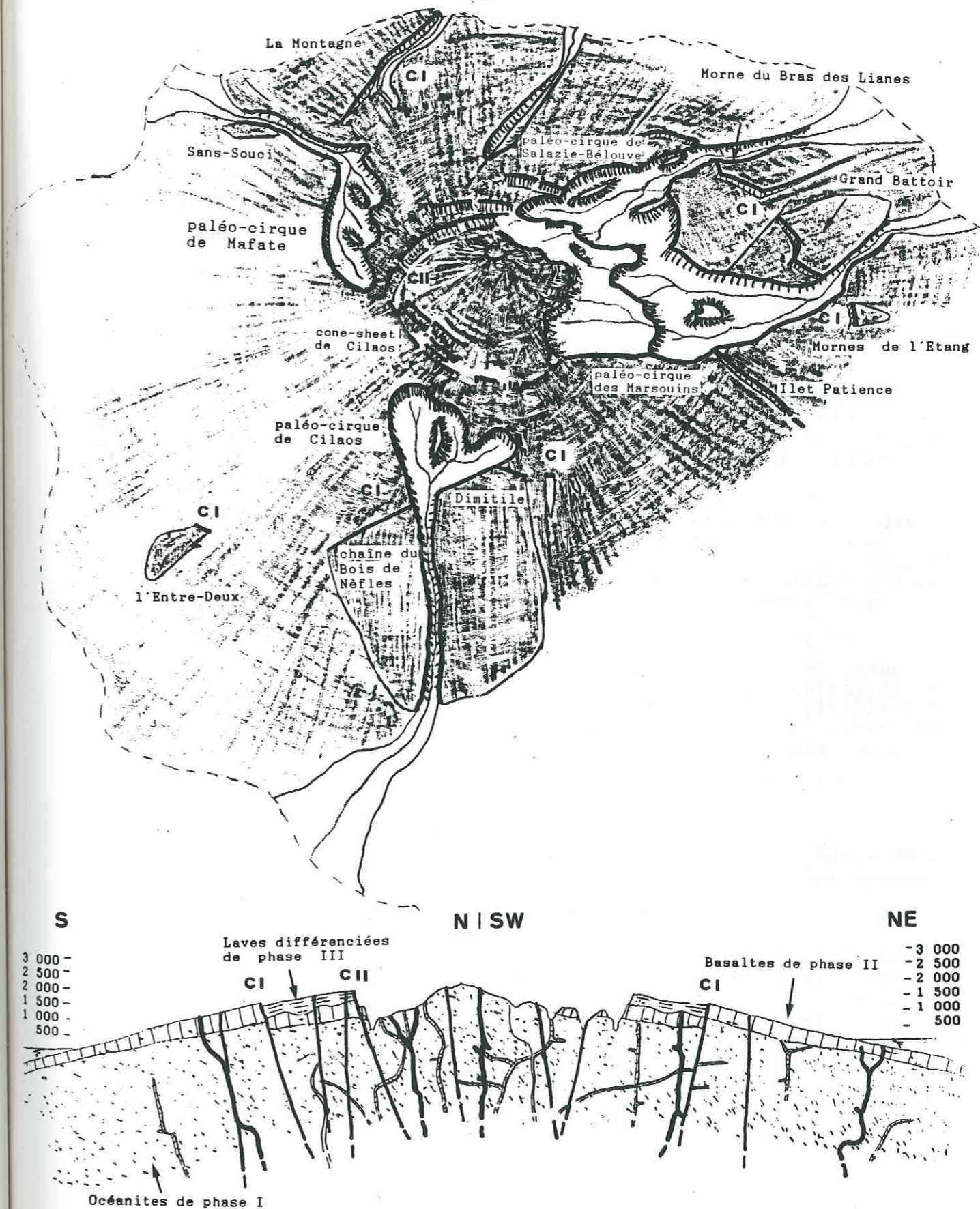


FIG. 28 : SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET COUPE PALEO-GEOLOGIQUE INTERPRETATIFS DU PITON DES NEIGES, A L'INTERPHASE III-IV

secteur ravine Grosse Roche, puis au niveau de l'alignement Mare à Vieille Place - Le Butor.

Les niveaux argileux à blocs, d'épaisseur métrique, que nous avons mis en évidence, par exemple dans la ravine Grosse Roche ou au Petit Sable, sont autant d'indices de la réalité d'une période d'intense érosion et d'altération précédant l'épanchement des coulées de phase IV.

Dans les versants de la riv. Fleurs Jaunes, les puissantes accumulations de brèches d'écroulement, correspondant au démantèlement de la série des basaltes aphyriques (cf. II.2.1.C), pourraient aussi s'être mises en place lors de cet interphase.

A l'Ouest du volcan, les cirques de Mafate et Cilaos, qui commençaient à se former, n'étaient pas suffisamment développés pour atteindre et démanteler les escarpements occidentaux de la caldeira II, contre lesquels viendront ensuite buter les coulées de phase IV (fig. 18).

D'autre part, nous pensons que la grande fracture courbe de Mafate a permis à l'érosion de progresser, "en longueur", plus rapidement dans ce cirque que dans celui de Cilaos. C'est la raison pour laquelle le cours de la riv. des galets, dans Mafate, est si profondément installé par rapport au fond des cirques actuels de Cilaos et Salazie.

A ce stade donc, l'érosion, peu développée pour les cirques de Mafate et Cilaos, prenait une avance considérable à l'Est (paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve). Cette dissymétrie s'explique si l'on prend en compte l'exposition favorable "au vent", les escarpements de la caldeira II pouvant, de plus, renforcer l'effet de barrière à l'alizé).

CONCLUSION

Pendant les interphases de calme éruptif, l'érosion entaille profondément le massif, ce qui entraîne la décompression des matériaux, l'affouillement des pieds de versant et le déclenchement de mouvements gravitaires. L'altération, quant à elle, prépare les terrains originels et contribue fortement au colmatage des discontinuités des matériaux remaniés.

La dégradation plus ou moins complète des terrains, est fonction, d'une part du niveau de profondeur, donc de la nature des formations atteintes par l'érosion, et d'autre part de la durée de la période en question.

Ainsi, les importants niveaux altérés et (ou) remaniés, dont nous avons parlé jusqu'à présent (cf. II.2.1.B.b et IV.1.3.B), s'observent systématiquement au dessus des océanites en place (ou à proximité immédiate, en cas de remaniement), tandis que nous n'en avons pas trouvé d'équivalent au dessus des basaltes de phase II.

En effet, les océanites, mises à découvert et érodées, offraient une emprise bien plus grande à l'altération météorique (foisonnement de la roche du fait du gonflement des smectites et saturation de la tranche décomprimée ou/et remaniée) que les formations fracturées sus-jacentes (lenteur de la progression de l'altération météorique à partir d'un matériau non préparé par l'hydrothermalisme).

Chacune de ces longues périodes se traduit donc par l'individualisation d'une tranche de terrain d'épaisseur irrégulière, décomprimée, altérée, remaniée et érodée ("Weathering Zone") qui témoigne de l'importance des processus morphogénétiques.

■ Nous avons montré que l'interphase I-II correspondait à une période d'érosion longue ou/et intense; mais les produits détritiques correspondants ont été, en grande partie, déblayés.

■ A la fin de l'interphase II - III (durée d'environ 80 000 ans), quelques grands exutoires étaient aménagés dans la caldeira (I) du bouclier basaltique, très érodée (un petit cirque naissait probablement dans le Nord du cirque de Mafate).

■ Au cours de l'interphase III-IV, dont nous estimons la durée de 30 000 ans à 70 000 ans, l'érosion, très active, creusait deux principaux cirques: le paléo-cirque des Marsouins et le paléo-cirque de Salazie-Bélouve; tandis que les cirques de Mafate et de Cilaos étaient seulement au début de leur formation.

Les terrains fragilisés que nous avons découvert dans Salazie, et qui sont recouverts par des formations différenciées de phase IV, constituent les témoins du démantèlement des structures, lors de cette interphase.

Les principaux axes de drainage actuels commencent à s'individualiser.

Des cirques se sont donc formés à chacune des interphases majeures de calme éruptif, constituant ainsi l'aboutissement normal de chaque stade de croissance du volcan.

L'ampleur des creusements semble bien fonction de la durée des interphases et dénoterait une certaine constante des conditions géologiques (cf. deuxième partie).

Sur le plan géotechnique, la présence d'une "weathering zone", développée au toit des océanites, essentiellement durant l'interphase III-IV, présente un intérêt tout particulier. C'est là que se situe l'une des causes profondes des instabilités rencontrées dans les cirques.

Nous allons à présent dégager les processus fondamentaux qui régissent l'évolution de cette morphologie, en nous référant à divers cas de figure observables dans les cirques actuels.

CHAPITRE III.2

MECANISMES DU DEVELOPPEMENT
DES CIRQUESINTRODUCTION

Divers cas de figure, observables dans les cirques actuels et sur l'ensemble de l'île, nous permettent, commodément, de retracer les grandes étapes de leur évolution et, à la lumière de ce que nous savons de l'existence et de la formation des paléo-cirques, de dégager les processus fondamentaux qui régissent la croissance de ce type de morphologie, en prenant en compte leurs éléments constitutifs : remparts, îlets et ravines.

Dans ce qui suit, nous nous référerons souvent au développement des cirques actuels, par commodité ; mais il est entendu que ce schéma d'évolution est transposable aux paléo-cirques.

III.2.1 - CONTEXTE ORIGINEL

La période récente commence vers 25 000 ans BP, âge des dernières manifestations volcaniques du massif (coulées sommitales du plateau de Bélouve).

Par rapport à l'interphase III-IV (cf. p.118 et fig.28), les conditions topographiques initiales montrent une disposition inverse, puisque les paléo-cirques des Marsouins et de Salazie-Bélouve sont comblés par de puissantes coulées, tandis qu'à l'Ouest les cicatrices d'érosion des paléo-cirques de Mafate et Cilaos ne sont pas oblitérées (fig. 18).

A partir de ce stade donc, c'est à l'Ouest que l'érosion pouvait prendre de l'avance, puisqu'à l'Est, aussi considérable qu'elle soit (exposition "au vent"), elle ne pouvait venir rapidement à bout de la puissante série de phase IV. Pour s'en convaincre, il suffit de voir son état d'avancement, à l'heure actuelle, au Bras de Caverne ou dans la plaine des Marsouins (fig. 3 et photo 10) !

C'est pourquoi nous pensons que le creusement du cirque de Salazie n'a pu débuter et s'accélérer sans l'aide d'un "catalyseur".

Ce rôle aurait été joué par une réactivation de la fracturation (rejeu de la caldeira II surtout, vers 70 000 ans BP, mais aussi de structures antérieures, N 65 p.e.), qui aurait permis à l'érosion de s'établir dès avant 25 000 ans BP, et de se développer ensuite, alors qu'ailleurs, dans des secteurs peu fracturés, son travail restait fastidieux (Bras de Caverne et plaine des Marsouins, p.e.).

L'abondance des faciés bréchiques de phase IV, dans ce cirque, a pu également contribuer à faciliter son creusement.

Après avoir progressé préférentiellement selon trois radiales au volcan, depuis la fin de la phase III (il y a 220 000 ans environ), alors que dans le même temps elle ne faisait que griffer le reste des planètes externes (fig. 28), l'érosion, depuis seulement moins de 30 000 ans, s'est formidablement exprimée dans la partie centrale du volcan.

Le caractère très variable de son intensité, illustré par ces trois cas, montre bien que les facteurs temps et précipitations (toutes exceptionnelles que ces dernières puissent être) n'ont pas été seuls en cause, dans le déclenchement et l'efficacité du processus d'érosion, mais qu'un contexte géologique plus ou moins favorable y a tenu une place prépondérante.

Il reste entendu, qu'en chaque secteur, une fois le phénomène enclenché, et si les conditions géologiques restent constantes, l'amplitude de l'érosion progressera linéairement en fonction du temps et de la puissance des agents morphogénétiques.

Nous partirons du principe que le massif est un cône, forcément imparfait (anisotrope et hétérogène), et que tout linéament oblique par rapport à ce cône est suspecté d'avoir une origine structurale.

Un empilement colossal de laves, de scories et de brèches, interstratifiées, très fracturées et non hydrothermalisées, repose sur une série intensément altérée, imperméable, au sein de laquelle existent de nombreuses surfaces majeures de discontinuité (strates, limites coulées - brèches, fractures, paléo-topographies) qui sont fréquemment soulignées par des intrusions et constituent des surfaces de décollement potentiel.

D'autre part, nous avons vu que le toit de cette série inférieure correspondait à une paléo-topographie modelée au cours d'une interphase de calme éruptif, et qu'il pouvait être "enduit", par endroits, de niveaux argileux d'altération in situ (météorisation ou circulations souterraines - cf. II.2.1.B.b).

Le tout est disposé radialement, en aval-pendage généralisé (10° en moyenne), et découpé par la fracturation en panneaux composites, discontinus.

Un tel contexte est éminemment favorable au déclenchement de mouvements de terrain en masse, d'autant plus qu'on ne peut négliger le changement rapide des conditions aux limites, en particulier le rôle des séismes et celui de la pression interstitielle (cette dernière s'exerce au contact des lames d'eau emmagasinées soit dans les fractures, soit au contact des océanites hydrothermalisées, où elle développe vers le haut une poussée qui allège d'autant la charge sus-jacente).

III.2.2 - STADE 1, TYPE VALLEE DE LA RIVIERE SAINT-DENIS:

EROSION LINEAIRE REGRESSIVE

■ Si les ravines, remontant les lignes de plus forte pente (radialement donc), ne rencontrent que des fractures mineures ou isolées, le mécanisme de l'érosion linéaire régressive est très lent (d'autant plus que l'encaissant est très perméable) et n'aboutit pas à des formes évoluées de démantèlement.

Il existe ainsi sur les flancs des deux massifs, une multitude de ravines radiales (photo 1), peu profondément installées, et de nombreuses ravines qui présentent une morphologie en "bouts du monde", comme les reculées de la Grande Ravine, de la ravine du Chaudron et de la riv. des Marsouins (fig. 3 et 29).

■ L'exploitation de fractures majeures, radiales, obliques (ex. : Bras de Cilaos - fig. 19) ou courbes (ex. : riv. St-Denis - fig. 29 ; riv. des Remparts - fig. 31), ou d'un contact majeur entre deux séries différentes (ex. : riv. des Galets ; Bras de la Plaine - fig. 8 et 30), constitue un premier catalyseur pour l'érosion, qui affouille plus rapidement la planète.

De profonds "cañons" (plusieurs centaines de mètres), aux parois subverticales (65 à 70°), commencent alors à s'individualiser, qui donneront les exutoires des futurs cirques.

L'érosion atteint alors le toit des océanites hydrothermalisées, qui représentent pour elle, un deuxième catalyseur.



FIG. 29 : CONTROLE INITIAL DE L'EROSION REGRESSIVE, PAR LA FRACTURATION, SUR LE FLANC NORD DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

En effet, la mise à découvert de ce bouclier ancien imperméable (niveau de base hydrogéologique) implique un changement radical dans les processus de démantèlement du relief, puisque sont mis à nu des terrains évolutifs (présence de smectites); mais surtout, cela assure un écoulement pérenne aux premières grandes ravines, multipliant ainsi leur pouvoir érosif (GOGUEL, 1983), et leur permettant également d'atteindre plus facilement la zone centrale du volcan, très fracturée.

Il est d'ailleurs remarquable de constater que l'élargissement des gorges des grandes rivières (ex. : riv. des Pluies) et le développement des cirques, se font justement à partir de l'endroit où commencent à affleurer les océanites (fig. 26).

Si à l'Ouest de Mafate, la riv. des Galets est si profondément installée par rapport aux autres cours d'eau des cirques, c'est qu'elle a pu travailler rapidement, à la faveur d'une grande fracture, et en installant son lit dans les océanites.



FIG. 30 : EXPLOITATION INITIALE, PAR L'EROSION REGRESSIVE, DU CONTACT ENTRE LES DEUX MASSIFS

III.2.3 - STADE 2, TYPE VALLEE DE LA RIVIERE DES REMPARTS:

ECROULEMENTS ROCHEUX EN MASSE

L'exploitation d'une grande fracture oblique ou courbe, quelquefois au départ du littoral, développe l'emprise de l'érosion tout au long de l'accident et sur les versants dont la structure est disposée en aval-pendage; surtout si le tracé est à peu près perpendiculaire au pendage des couches.

La rivière, affouillant les butées de pied, entraîne alors la déstabilisation régressive généralisée de ces versants qui s'écroulent ou se tassent en masse.

L'écroulement rocheux de Mahavel (environ 50 millions de m³), en mai 1965, dans la riv. des Remparts (fig. 31), est un exemple actuel de ces mouvements gravitaires de première génération qui affectent les "roches" des remparts, créant donc les premières accumulations de matériaux désorganisés et de "sols".

Les versants opposés évoluent peu, étant presque "bloqués" à l'échelle de la vallée, du fait de leur structure en amont-pendage.

La vallée des Remparts, exemple typique d'une dissymétrie entre paroi de fracture, structurée en amont pendage, et versant d'érosion, structuré en aval-pendage, représente bien cette étape de développement d'un cirque.

Dans les cirques du Piton des Neiges, c'est à ce stade que l'érosion linéaire régressive, guidée préférentiellement par les failles majeures du Sud-Ouest de Mafate (fig. 28 et photo 22) et du Sud de Cilaos (fig. 28 et photo 23), localisées immédiatement après les gorges principales, a commencé à individualiser les remparts correspondant.

On sait donc que ces deux remparts, à paroi d'origine structurale, placés obliquement par rapport à la ligne de plus forte pente, situés à l'aval des cirques correspondants, structurés en amont-pendage, et dont le tracé est net (courbe au SW de Mafate et rectiligne au Sud de Cilaos), n'ont jamais reculé dans leur ensemble.

III.2.4 - STADE 3, TYPE CIRQUE DE MAFATE:

GLISSEMENTS ET TASSEMENTS EN MASSE

Il arrive un moment où l'érosion a dépassé le toit des océanites hydrothermalisées, alors que le recul accentué des escarpements amont a entraîné un déséquilibre mécanique et une désolidarisation de panneaux entiers (perte de cohésion).



FIG. 31 : CONTROLE INITIAL DE L'EROSION REGRESSIVE, PAR LA FRACTURATION, SUR LE FLANC OUEST DU MASSIF DE LA FOURNAISE

Ces derniers, sous l'effet de leur poids, de l'appel au vide, et de la présence, ici ou là, de niveaux fragilisés au sommet des océanites (cf. II.2.1.B.b), se tassent alors, ou glissent, en exploitant aussi les nombreuses discontinuités des océanites ou en cisillant ces roches, au sommet de la série.

Les formations basaltiques et différenciées sus-jacentes, généralement plus compétentes (dans la masse), mais fracturées, suivent le mouvement en se fissurant et en se décompressant, cette désorganisation facilitant leur déblaiement ultérieur.

Ces grands mouvements de fond peuvent ainsi individualiser une "Unité Intermédiaire", hétéroclite sur le plan lithostratigraphique, mais dont le comportement géotechnique est relativement homogène (cf. IV.1.3.C et D).

La dégradation des reliefs structurés en aval-pendage se poursuivant toujours vers l'amont, par le jeu combiné de l'érosion régressive, des écroulements rocheux et des glissements en masse, on aboutit alors à une topographie plus évoluée.

Les "terrains intermédiaires", mis à l'air libre, et continuant à se dégrader (ex. : Mare à Poules d'Eau), du fait, notamment, de la présence de terrains évolutifs à leur base (océanites, contenant des smectites), en influant, de manière chronique, sur la stabilité des versants, on aboutit alors à une vidange rapide des cirques.

Cette étape se retrouve dans Mafate, dont les versants Est, structurés en aval-pendage, ont reculé au cours du temps (érosion et mouvements gravitaires), tandis que le rempart Ouest, à paroi d'origine structurale, agencé en amont-pendage, est resté quasiment bloqué dans son ensemble depuis l'enfoncement de la riv. des Galets (fig.19).

Au cours de ce stade, s'individualisent les unités morphologiques caractéristiques d'un cirque actuel, à savoir : les ravines, les filets et les remparts.

III.2.5 - LA FORMATION DES REMPARTS ET DES ILETS

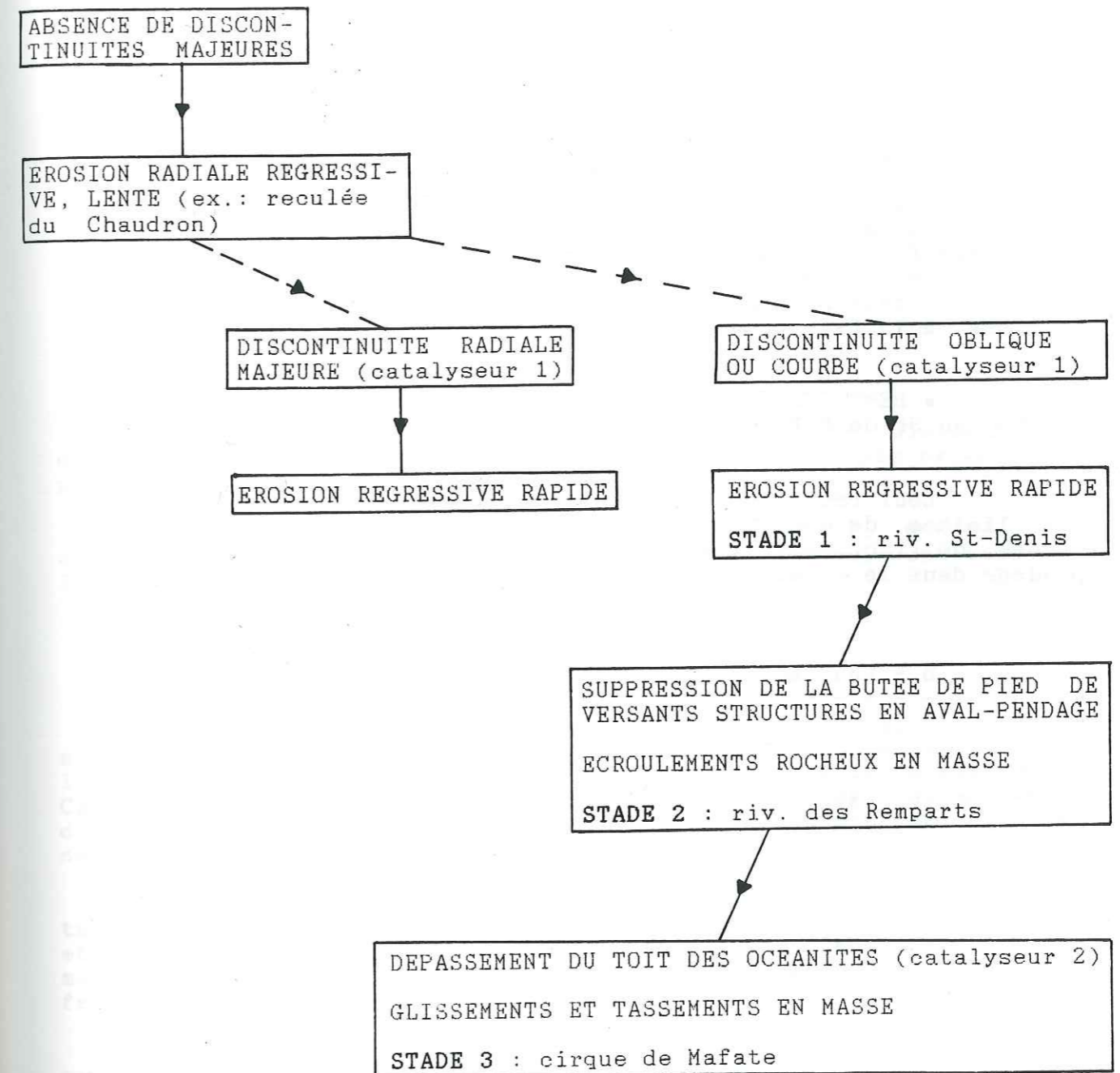
A - LES REMPARTS

Les éléments précédents amènent à distinguer deux grands types de remparts.

a - LES REMPARTS A PAROI D'ORIGINE STRUCTURALE

Ils correspondent à des surfaces de fracture majeure, mises à nu au cours de l'enfoncement progressif d'une rivière ou à la suite de glissements-tassements et d'écroulements en masse de panneaux (mouvements de deuxième génération), au dessus du substratum rocheux d'océanites. Dans ce cas, les formations supé-

TABLEAU 2 : MECANISMES GEOLOGIQUES FONDAMENTAUX DU DEMANTELEMENT DES VOLCANS DE LA REUNION



rieures, non hydrothermalisées, fracturées, peu cohérentes, ont été plus ou moins rapidement déblayées.

■ REMPARTS RECTILIGNES :

- exhumation de la faille de la riv. des Pluies et de la fracture de la Plaine des Fougères, respectivement à l'Ouest et au NW de Salazie (fig. 19), à la suite de mouvements en masse de panneaux, aux emplacements actuels de Grand-Ilet et Mare à Martin ;

- exhumation d'un tronçon de la caldeira I, au Sud du cirque de Cilaos (photo 23 et fig. 19), du fait de l'enfoncement d'un cours d'eau, au voisinage de l'accident.

A l'Est des cirques de Salazie (photo 10 et 12) et de Cilaos, les remparts, relativement rectilignes dans l'ensemble, mais assez festonnés dans le détail, ont probablement été formés à la suite de mouvements en masse de panneaux, à partir d'accidents majeurs; puis retouchés par des écroulements rocheux en masse, à la faveur de fractures secondaires.

■ REMPARTS COURBES : exhumation d'une grande faille courbe, au SW de Mafate (fig. 19).

Leur recul est à présent bloqué dans leur ensemble, car les limites de ces fractures sont nettes (il ne s'agit pas de "zones" de fractures) et la stratification est disposée en amont-pendage dans le versant.

b - LES REMPARTS FACONNES PAR DES ECROULEMENTS EN MASSE

- Les parois des remparts à l'Ouest de Cilaos, au Nord de Mafate et au NE de Salazie, plus franchement festonnées, ne correspondent pas (à l'échelle de l'ensemble de l'escarpement) à des plans majeurs de fracture.

Ces versants ont reculé par écroulements-glislements en masse successifs (paquets ou écailles) :

- du fait de conditions de pendage localement favorables : l'aval-pendage dans le versant, du soubassement rocheux de la forêt du Tapcal (fig. 19 et photo 14), à l'Ouest de Cilaos, a pu, localement, faciliter le développement latéral du cirque ;

- ou par perte de butée de pied et à la faveur d'un plan de fracture localisé (NE de Salazie : photo 24).

Dans leur position actuelle, ils sont bloqués dans leur ensemble, du fait de leur structure en amont-pendage ou/et l'absence d'autres fractures.

- Les remparts du massif des Salazes, franchement festonnés (photo 14), ont reculé rapidement au cours du temps, par glissements-écroulements en masse successifs de panneaux, sur les discontinuités stratigraphiques et structurales, jusqu'à leur position actuelle, où ils continuent à être rongés par l'érosion régressive, qui comporte en fait une composante gravitaire dominante (fréquents écroulements de masses rocheuses).

La déstabilisation régressive est accentuée, du fait de leur structure en aval-pendage, de la plus grande densité de fractures (désolidarisation des paquets par la fracturation) et de l'altitude des reliefs dans ce secteur.

Nous pensons que, dans la forme actuelle des cirques, et par rapport à l'agencement radial, en aval-pendage, des couches du cône, le tracé des remparts, hormis ceux du massif des Salazes, correspond à une ligne d'équilibre, à partir de laquelle la structure des escarpements, disposée en amont-pendage, ne permet plus un recul d'ensemble, en tout cas aussi rapide que lors de la formation des cirques (moins de 30 000 ans).

B - LES ILETS

Ils forment un réseau étagé de replats et de plateaux, d'inclinaison variable, dont nous distinguons trois types principaux, entre lesquels existent tout les intermédiaires.

EMARQUE : les trois dénominations suivantes, que nous empruntons à DEFOS DU RAU (1959), ne correspondent pas, dans tout les cas, aux morphologies définies par cet auteur.

a - ILETS-REPLATS

Ils sont découpés dans les remparts, (ex. : Ilet Nourry, au Nord de Mafate ; forêt du Tapcal - photo 14), et en particulier dans les flancs du massif des Salazes (ex. : Petit Matarum, Cap Bouteille - photo 14), où ils donnent des ruptures de pente, d'inclinaison variable, mais généralement assez forte (à cause, notamment, du tapis d'éboulis qui les recouvre).

Ces replats correspondent à des formations plus résistantes, que l'érosion a mis à nu, au cours de son enfoncement, et/ou sur le toit desquelles ont glissé ou se sont écroulé en masse, des paquets et des méga-blocs, désolidarisés par la fracturation.

Situés plus haut, ils ont subi une érosion plus poussée, ce qui explique leur faible extension.

L'îlet des Salazes et le Grand Matarum (photo 14) ; la Plaine des Merles, le Grand Plateau et Terre Plate (Sud de Salazie - photo 10) ; Kelval (photo 22) et la Plaine des Tamarins (Sud de Mafate) ont la même origine, mais constituent des formes de transition avec le type suivant.

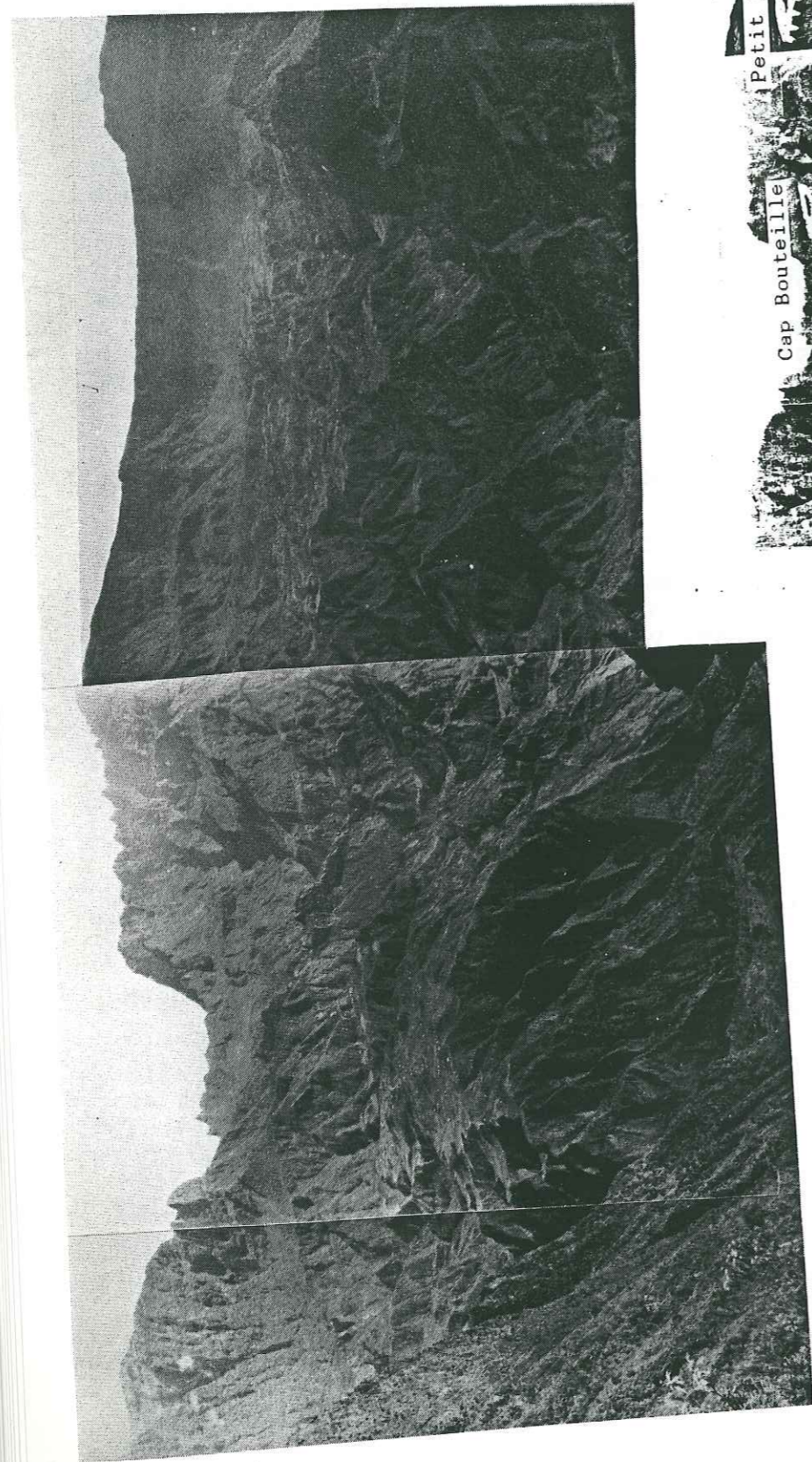


PHOTO 14 : PANORAMA DE LA PARTIE AMONT DU CIRQUE DE CILAO

b - ILETS-PLATEAUX

Dans l'ensemble, plus vastes et plus plats (légèrement vallonnés, dans le détail), ce sont des plateformes faiblement inclinées, séparées par les encaissements des ravines, et dont l'altitude est décroissante, du pied du massif des Salazes vers le goulet de sortie.

On passe ainsi de 1200 m au plateau des Etangs, à 600 m à l'Ilet Haut (Cilaos - photo 14) ; de 1500 m à Marla (photo 22), à 600 m à l'Ilet à Déjeuner (Mafate) ; de 1 100 m à Grand-Ilet, à 650 m à la Mare à Poules d'Eau (photo 10).

On y inclue les sites suivants: Ilet à Cordes, Bras-sec (Cilaos - photo 14) ; Hell-Bourg (photo 10), Mare à Vieille Place (photo 11 et 12), Ilet à Vidot (Salazie) ; Aurère, Ilet à Bourse, Roche Plate, La Nouvelle (Mafate).

Ce sont les terroirs sur lesquels s'est regroupée la population des cirques.

L'apparente continuité de certaines de ces surfaces (photo 11, 12 et 14) amène à en expliquer l'origine.

■ Nous ne retenons pas l'hypothèse selon laquelle toutes ces surfaces correspondraient à des remblaiements, occasionnés par l'obstruction du chenal d'écoulement, à l'aval, pour les raisons suivantes :

- dans cette hypothèse, elles seraient sub-horizontales et non pas inclinées, et les matériaux de dépôt se biseauteraient vers l'amont ;

- globalement, les caractères des formations détritiques recouvrant les îlets ne sont pas ceux de matériaux mis en place à la suite de remblaiements alluviaux (matériaux sablo-limoneux) ; en effet, dans bien des cas, il s'agit de matériaux indifférenciés (cf. IV.1.5.C et tableau 7), mélanges épanchés gravitaires, coulées boueuses, éboulis, colluvions, alluvions ou sols de démantèlement sur place des formations sous-jacentes ;

- enfin, dans cette hypothèse, si l'on tient compte de la continuité apparente des lambeaux de plateformes qui caractérisent le cirque de Cilaos, il faudrait envisager qu'à une certaine époque, un lac ait envahi celui-ci !

■ D'autre part, tous les matériaux constituant la partie supérieure des îlets ont été jusqu'alors assimilés à de puissantes formations détritiques. Nous avons déjà montré (cf. IV.2.2.B.c) que celles-ci n'affleuraient pas toujours sur d'aussi grandes épaisseurs (ex. : Mare à Citrons), et qu'il s'agissait souvent de terrains superficiels, issus de la dislocation des formations volcaniques sous-jacentes.

■ Nos observations nous amènent ainsi à penser que, dans de nombreux cas, l'étagement et la pente de ces surfaces

sont d'abord commandés, respectivement, par la stratification et le pendage des couches sous-jacentes (origine des sommets plats du Piton d'Enchain - photo 12 - et du Bronchard - Mafate), démantelées superficiellement; les produits issus de ce démantèlement, et aussi de mouvements en masse divers (au dessus du substratum), étant retouchés et aplanis par le ruissellement en nappe, et des épandages divers.

■ Quant à la continuité apparente de certaines de ces surfaces (photo 14), elle peut se comprendre si l'on tient compte de deux remarques.

• Au sein de terrains stratifiés, où alternent une multitude de couches (d'extension et d'épaisseur certes variables), il est difficile de distinguer, de part et d'autre d'une ravine, les dénivellations correspondant au passage de surfaces de stratification différentes.

• Là où les plateaux semblent le plus nettement se correspondre, leur surface peut dériver d'une limite lithostratigraphique majeure, par exemple de la discontinuité régionale océanites hydrothermalisées - formations non altérées.

L'atteinte du substratum imperméable implique, en effet, un changement dans les modes d'action de l'érosion, dont l'emprise latérale augmente (affouillement de la base des versants ou suppression de la butée de pied de panneaux découpés par la fracturation.), ce qui peut expliquer l'extension de certains replats-plateaux (ex. : Ilet à Bourse).

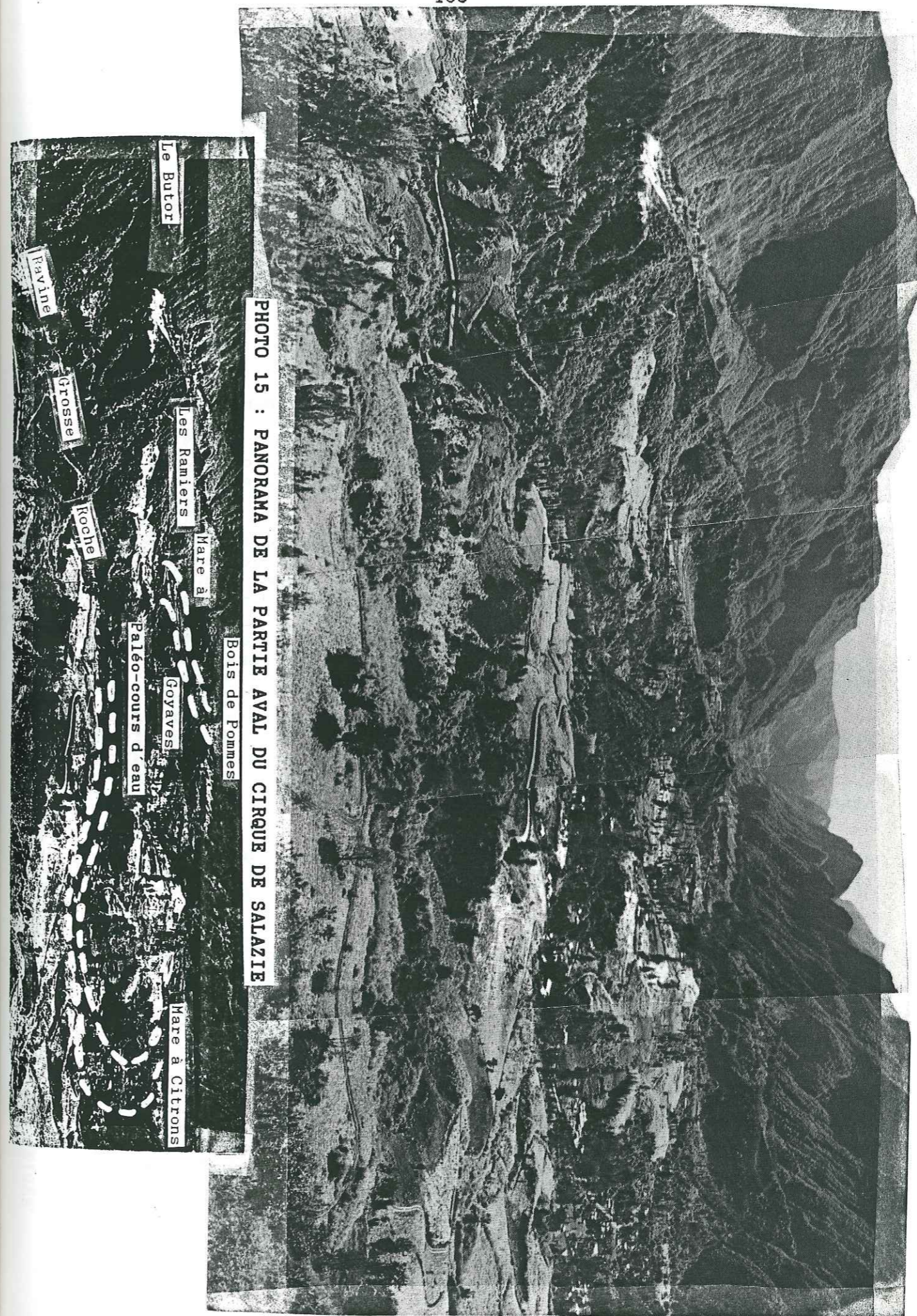
■ L'effet constant de la stratification, en aval-pendage radial, généralisé, doit être souligné (fig. 32), car il se retrouve :

- dans la morphologie des planèzes ;
- dans le profil en long des cours d'eau qui érodent ces planèzes (seuils de cascades exprimant les contrastes de résistance des strates) ;
- dans la morphologie des cirques (cf. précédemment).

■ On peut cependant admettre que, par endroits, les formations superficielles dérivant des terrains précédents, aient été, de plus, retouchées par le ruissellement en nappe, ce qui peut alors donner à certaines surfaces une apparence de "glacis".

c - ILETS-BANQUETTES

Ces replats plus ou moins étendus, suspendus et étagés un peu partout le long des flancs des rivières (ex. : Grand-Place, dans le cirque de Mafate ; Mare à Goyaves - Bois de Pomme, Salazie, Bras Sec, dans le cirque de Salazie), sont généralement recouverts d'alluvions anciennes (perchées à différentes altitudes dans les cirques, et jusque vers 900 m).



Ils témoignent bien de l'enfoncement saccadé du lit des torrents durant ces derniers 30 000 ans (alternance d'épisodes de remblaiement et de creusement), l'érosion régressive étant en quête perpétuelle d'un profil d'équilibre des cours d'eau.

Les discontinuités majeures ont été fréquemment exploitées; en particulier l'atteinte du substratum imperméable s'est traduit par l'élargissement du lit de ces cours d'eau et donc une déstabilisation accrue des formations sus-jacentes (ex.: limites entre les océanites et les formations de phase IV, à Salazie, Mare à Goyaves et Bois de Pommes - photo 15).

Mais, d'une manière générale, si, au fond des cirques, les replats-banquettes sont étroits, c'est parce que l'érosion entaillait difficilement les océanites imperméables et relativement cohérentes.

Les remblaiements se sont opérés, comme on peut l'observer actuellement, à l'amont :

- de seuils rocheux (ex. actuels : cascade de la ravine Blanche, à Grand-Ilet; riv. des Galets, à l'amont de Trois Roches) ;

- d'un chenal étroit, ne permettant pas d'assurer l'écoulement d'un cours d'eau, à débit et à charge solide constantes (ex. actuels : confluence des ravines Fleurs Jaunes et Roche à Jacquot; riv. du Mât entre Piton d'Enchain et La Savanne) ;

- de secteurs obstrués d'un exutoire de cirque ou, plus fréquemment, d'une ravine quelconque (ex. : plaine des Sables, à Mafate), à la suite, par exemple, d'un écroulement de rempart.

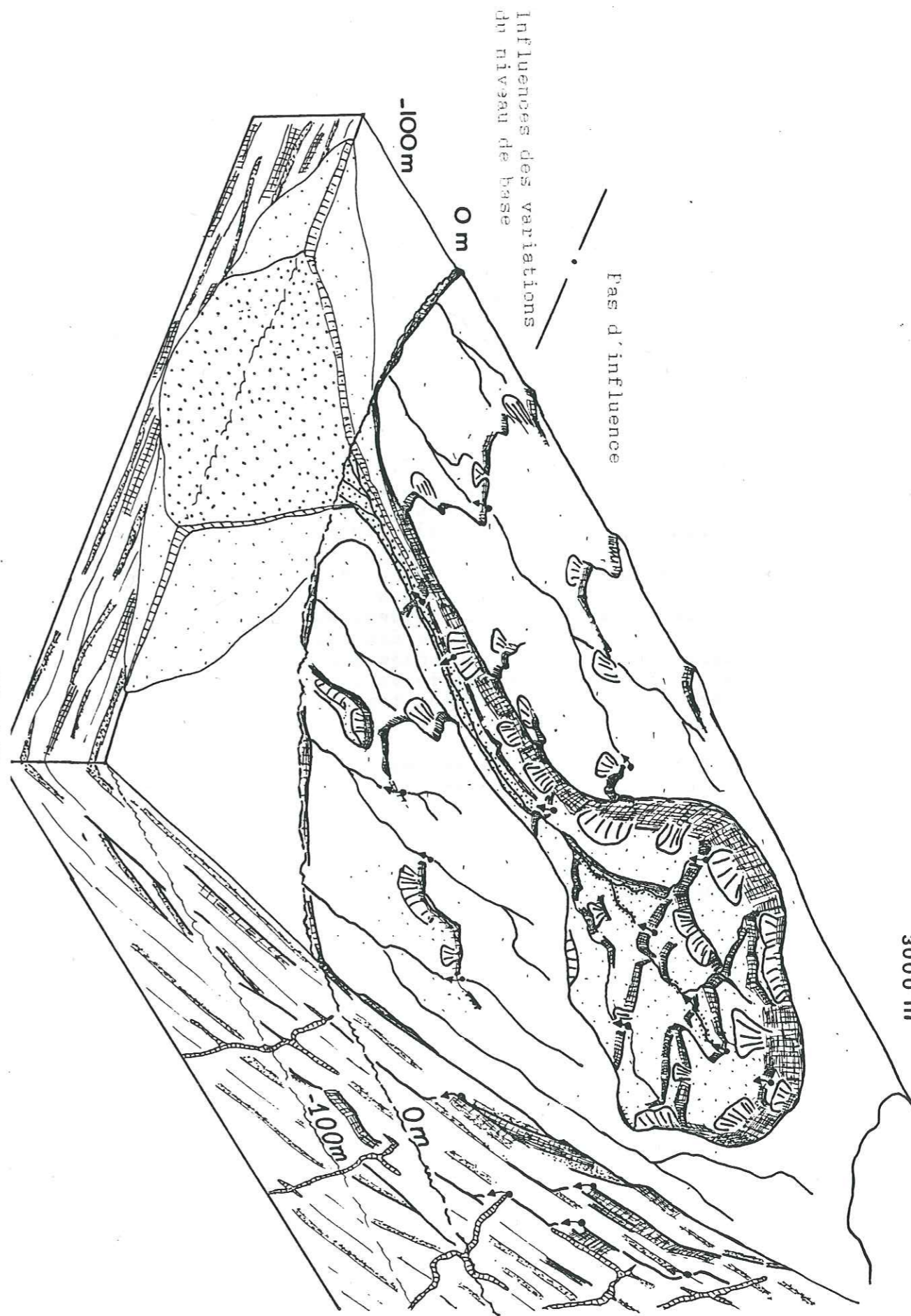
Il est certain que, tout au long de la formation des cirques, le réseau hydrographique ait pu être obstrué maintes fois, en différents endroits, notamment dans le chenal d'écoulement principal; et ce pendant des jours, des mois, voire des années !

Une telle obturation a eu lieu en Juillet 1958, dans la gorge de Mafate, un écroulement ayant provoqué la formation d'un lac de 150 m sur 45 m, qui se vida ensuite.

REMARQUE : on peut se demander dans quelle mesure l'érosion a pu être influencée par les fluctuations du niveau de base de l'océan mondial, nombreuses et importantes durant le Quaternaire, du fait du transfert de volumes énormes d'eau entre les océans, les régions circum-polaires et les chaînes alpines, lors des périodes de refroidissement (glaciation) ou de réchauffement (déglaçiation).

Ainsi lors de la deuxième grande glaciation alpine, celle du Riss (entre 0,39 Ma et 0,125 Ma BP), trois maximums glaciaires se sont individualisés, notamment entre 0,39 Ma et 0,35 Ma BP (deuxième moitié de l'interphase II-III) et entre 0,2 Ma et 0,17 Ma BP (deuxième moitié de l'interphase III-IV).

FIG. 32 : EFFETS DE L'ENFONCEMENT DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DANS LE STRATO-VOLCAN DU PITON DES NEIGES



Des cirques commençaient donc déjà à se former alors que le niveau de la mer n'était pas particulièrement bas. Au maximum du froid, le niveau marin devait se situer aux environs de - 100 m par rapport à sa position actuelle (fig. 32), tandis que vers 125 000 ans BP il est estimé à 5 ou 6 m plus haut qu'aujourd'hui.

Le début du creusement des cirques, vers 25 000 ans BP, se situe vers la fin de la dernière glaciation alpine, celle du Würm (entre 75 000 et 10 000 ans BP). Le niveau de la mer devait alors être à environ - 30 m, et au maximum du froid, vers 18 000 ans BP (chronologie alpine) ou 21 000 ans BP (chronologie nord-américaine), il devait se situer entre - 80 et - 120 m.

Mais de telles baisses du niveau de base, si elles augmentaient considérablement la puissance de l'érosion dans la bande côtière, ne pouvaient influencer au niveau des cirques naissants, vu leur altitude (les terrasses haut perchées dans les cirques ne peuvent ainsi être mise en rapport avec une baisse du niveau marin, mais au simple enfoncement du réseau hydrographique, au cours du temps).

A partir de 15 000 ans BP (fin du dernier stade glaciaire alpin), ou 8 000 ans BP pour l'Océan Indien (MONTAGGIONI, communication orale), on assiste à une remontée du niveau marin (transgression flandrienne du littoral atlantique français).

Cette transgression s'est faite rapidement de 10 000 à 7 000 ans BP (5 500 ans BP dans la région). Le niveau de la mer s'est élevé d'une cinquantaine de mètres en moins de 3 000 ans (ou 4 500 ans). Puis, à partir de 7 000 (ou 5 500) ans BP, la tendance transgressive se poursuit, mais plus lentement, et elle apparaît comme la résultante de multiples fluctuations (remontées parfois interrompues par des baisses temporaires, dues à des récurrences du froid).

A La Réunion, les falaises mortes de la plaine de St-Paul peuvent être considérées comme des témoins de cette transgression, ainsi, peut-être que les foraminifères, signalés entre 8 et 30 m, à St-Gilles (RIVALS, 1950).

Le niveau marin actuel fut atteint, à peu de choses près, vers 6 000 ans BP (5 000, dans la région) ou 5 000 ans BP (4 500 ans, dans la région).

CONCLUSION

Vers la fin de l'activité volcanique du Piton des Neiges, vers 25 000 ans BP, les cirques de Mafate et de Cilaos existaient à l'état embryonnaire, alors que Salazie n'était pas encore né.

L'exposition de ce secteur à l'alizé ne pouvait suffire à expliquer un creusement ultérieur aussi rapide; aussi pensons nous que l'érosion a pu s'y développer dès avant la fin de l'ac-

tivité volcanique, à la faveur d'une réactivation de la fracturation (déjà, vers 70 000 ans BP, le rejeu de la caldeira II).

Un contexte géologique plus ou moins favorable, où se conjuguent les effets de la fracturation (oblique, radiale ou courbe, par rapport au cône), de la stratification en aval-pendage généralisé (discontinuités souvent injectées d'intrusions et constituant des surfaces de décollement potentiel) et de la présence d'un substratum imperméable (dont la partie supérieure est par endroit fragilisée), a tenu une place prépondérante dans le déclenchement et l'efficacité du processus d'érosion.

L'enchaînement de trois stades d'évolution, correspondant chacun à un contexte géologique précis se révélait particulièrement pédagogique pour expliquer l'origine du développement dissymétrique du cirque de Mafate et, plus généralement, de la formation des cirques de La Réunion.

■ Dans un premier stade (type riv. St-Denis), l'exploitation d'une discontinuité majeure (1° catalyseur), puis l'atteinte du toit imperméable des océanites (2° catalyseur), multiplient le pouvoir de l'érosion linéaire régressive, qui pourra atteindre d'autant plus rapidement la zone centrale, plus fracturée.

■ Dans un deuxième stade (type riv. des Remparts), l'exploitation d'une discontinuité oblique ou courbe développe l'emprise de l'érosion tout au long de l'accident, mais surtout, celle-ci se développe de manière dissymétrique: elle prend une composante gravitaire importante (écroulements rocheux en masse) sur les versants dont la structure est disposée en aval-pendage (perte de la butée de pied), alors que son action est très réduite sur les versants opposés, structurés en amont-pendage, et dont la paroi est d'origine structurale.

Ces mouvements de première génération créent les premières accumulations de "sols".

■ Dans un troisième stade (type cirque de Mafate), le dépassement du toit des océanites, par l'érosion, accroît le déséquilibre mécanique et la désolidarisation des panneaux composites sus-jacents. Ceux-ci, sous l'effet de leur poids et de la présence, ici ou là, à leur base, de niveaux fragilisés (plus ou moins saturés), peuvent se tasser et glisser en masse, en exploitant, à leur tour, les nombreuses discontinuités des océanites et en cisillant ces roches, dans leur partie supérieure.

Ces mouvements de fond (de deuxième génération) participent donc à la création de terrains fragilisés, hétéroclites sur le plan lithostratigraphique, mais dont le comportement géotechnique, est relativement homogène.

La mise à l'air libre de ces terrains, influe, de manière chronique, sur la stabilité des versants et donc sur la vidange rapide des cirques, tout spécialement à cause des caractères évolutifs des océanites (smectites).

L'aboutissement de ces mouvements confère au cirque une morphologie évoluée, dont les principales composantes sont les remparts et les filets.

En fonction des conditions évoquées ci-dessus, nous avons retenu l'existence de deux grands types de remparts.

■ Les remparts à paroi d'origine structurale correspondent à des fractures majeures, rectilignes ou courbes, mises à nu au cours de l'enfoncement progressif d'une rivière, ou à la suite de glissements-tassements et d'écroulements en masse de panneaux, (au dessus du substratum rocheux d'océanites). Ils n'ont jamais reculé dans leur ensemble.

■ Parmi les remparts façonnés par des écroulements en masse et qui ont évolué par destabilisation régressive généralisée jusqu'à leur position actuelle, on distingue :

- ceux qui sont bloqués dans leur ensemble, du fait de leur structure en amont-pendage ou/et l'absence d'autres fractures ;

- ceux qui continuent à être rongés par l'érosion régressive et par de fréquents écroulements de masses rocheuses (massif festonné des Salazes), du fait de leur structure en aval-pendage, de la plus grande densité de fractures et de l'altitude des reliefs dans ce secteur.

Nous en déduisons que, dans l'état actuel des cirques, le tracé des remparts, hormis ceux du massif des Salazes, correspond à une ligne d'équilibre, à partir de laquelle la structure des escarpements, disposée en amont-pendage, ne permet plus un recul d'ensemble, en tout cas aussi rapide que lors de la formation des cirques (moins de 30 000 ans).

Les filets, formant un réseau étagé de replats, de plateaux ou de banquettes, d'inclinaison variable (généralement faible), souvent recouverts d'alluvions anciennes, soulignent, dans de nombreux cas, l'effet constant de la stratification, en faible aval-pendage dans les versants.

Sur le terrain, on voit nettement que l'érosion s'est enfoncée de manière saccadée, en exploitant, ici ou là, les contrastes de dureté entre les couches.

De très nombreux seuils résistants redressent ainsi le profil en long des cours d'eau et donnent de multiples ruptures de pente dans les remparts, surtout dans le massif des Salazes (filets-replats).

La surface de certains filets peut également dériver d'une limite lithostratigraphique majeure. Ainsi, l'atteinte de la discontinuité océanites hydrothermalisées - formations non altérées, implique un changement dans les modes d'action de l'érosion, dont l'emprise latérale sur les versants, augmente.

C'est souvent au toit de ces niveaux préférentiels, plus ou moins démantelés en surface, qu'ont pu se déclencher des mouvements en masse de versant, à la faveur de pendages favorables.

Si cet aspect reste fondamental pour expliquer la localisation préférentielle, l'étagement, la planité et la pente, généralement douce, de nombreux filets, il n'en reste pas moins vrai, qu'en de multiples endroits, ce sont opérés des remblaiements alluviaux, à l'amont de secteurs obstrués (origine de nombreux filets-banquettes, à sommet plat).

D'autre part, la planité, la pente faible et la correspondance existant entre certains filets (d'étendue moyenne), s'explique souvent par le fait qu'ils correspondent à des paléo-lits de rivière (la méandrisation ayant permis un élargissement plus ou moins important de ces lits).

Enfin, il reste à signaler le rôle important du ruissellement en nappe et des épandages divers dans l'élaboration de certaines surfaces planes (retouche des matériaux superficiels), dont la forme évoque des glacis.

Il existe cependant une certaine ambiguïté quant à l'origine exacte de quelques filets-plateaux.

L'enfoncement saccadé du lit des torrents témoigne d'une alternance d'épisodes de creusement et de remblaiement. Il ne peut être mis en rapport avec les fortes variations du niveau de l'océan mondial (d'origine glacio-eustatiques) enregistrées depuis la fin du Würm, celles-ci ne pouvant influencer que dans la bande côtière de l'île.

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE

Des cirques se sont donc formés à chacune des interphases majeures de calme éruptif, constituant ainsi l'aboutissement normal de chaque stade de croissance du volcan.

Nous avons dégagé l'importance de l'interphase III-IV (durée estimée de 30 000 ans à 70 000 ans), particulièrement bien marquée sur le terrain par deux importantes paléo-morphologies, témoins d'une érosion très active : le paléo-cirque des Marsouins et le paléo-cirque de Salazie-Bélouve.

A la fin de l'activité volcanique du Piton des Neiges, vers 25 000 ans BP, les principaux axes de drainage actuels étaient amorcés, les cirques de Mafate et de Cilaos existaient à l'état embryonnaire, tandis que l'érosion commençait seulement à éroder Salazie.

Nous avons montré que le démantèlement de l'édifice volcanique par l'érosion et les mouvements gravitaires ne s'est pas effectué de manière aléatoire, mais que les processus ayant conduit à la formation des cirques, et qui continuent à influencer (dans une moindre mesure) sur l'évolution actuelle des versants, obéissent à un schéma dont les grandes lignes sont données par les spécificités lithostratigraphiques et structurales du cône volcanique.

Deux approches différentes nous ont permis de dégager les clefs des mécanismes fondamentaux du développement des cirques, et de systématiser leur évolution.

■ L'étude morphologique comparative des différents types de remparts de l'île souligne le rôle fondamental des structures en aval-pendage radial généralisé (spécifique d'un strato-volcan) et de la fracturation oblique ou courbe (premier catalyseur), pour le démarrage significatif du processus d'érosion.

■ L'étude géologique détaillée des formations des fonds de cirques confirme les observations précédentes et fait ressortir l'existence d'un deuxième catalyseur, permettant l'accélération du processus de démantèlement : l'atteinte par l'érosion de l'imperméable régional des océanites et la présence au toit de celui-ci de niveaux fragilisés déstabilisateurs.

En effet, la mise en évidence d'une tranche de terrain d'épaisseur irrégulière (elle n'a pas subsisté systématiquement, du fait de l'érosion ultérieure), décomprimée, altérée, plus ou moins remaniée, que nous interprétons comme une "Weathering Zone", développée essentiellement durant l'interphase III-IV, présente un intérêt tout particulier sur le plan géotechnique.

C'est là que se situe l'une des causes profondes des instabilités rencontrées dans les cirques.

Trois stades d'évolution, correspondant chacun à un contexte géologique précis schématisent le développement des cirques de La Réunion.

■ Le stade "riv. St-Denis" ne peut être atteint sans l'exploitation d'une discontinuité majeure (1° catalyseur), l'atteinte du toit imperméable des océanites (2° catalyseur), multipliant ensuite, le pouvoir de l'érosion linéaire régressive.

■ Le stade "riv. des Remparts" correspond à l'exploitation dissymétrique d'une discontinuité oblique ou courbe, au cours de l'enfoncement progressif d'une rivière, ou à la suite de mouvements en masse de panneaux :

- les versants structurés en aval-pendage s'écroulent en masse (mouvements de première génération), par destabilisation régressive généralisée (perte de leur butée de pied) ;

- les versants opposés, structurés en amont-pendage, et dont la paroi est d'origine structurale, restent stables, dans leur ensemble.

■ Au stade "cirque de Mafate", le dépassement du toit des océanites permet le déclenchement de glissements en masse (deuxième génération) qui contribuent donc à la fragilisation des terrains.

La mise à l'air libre de ces derniers, dont certains sont évolutifs (smectites des océanites), accélère la vidange des cirques (et continue, de manière chronique, à influencer sur la stabilité des versants).

Au stade actuel, parmi les remparts ayant reculé par des mouvements en masse successifs, nous distinguons :

- ceux qui sont bloqués dans leur ensemble, du fait de leur structure en amont-pendage ou/et l'absence de fractures ;

- ceux du massif des Salazes, qui continuent à reculer, du fait de leur structure en aval-pendage, de leur plus grande densité de fractures et de leur altitude.

Les filets, formant un réseau étagé de replats, de plateaux ou de banquettes, en général faiblement inclinés vers l'aval, souvent recouverts d'alluvions anciennes, soulignent, selon nous, les différentes actions liées, plus ou moins directement, au travail de l'érosion régressive et à la méandrisation, dans un milieu où les conditions géologiques et topographiques imposent deux contraintes principales.

• La rencontre de couches dures ou /et imperméables (ex. : discontinuité océanites hydrothermalisées - formations non altérées) contrarie le creusement, mais favorise l'affouillement des berges (méandrisation), ce qui destabilise les versants et, en définitive, aboutit à un **élargissement et à un remblaiement des lits**.

Ceci souligne l'effet constant de la stratification, qui donne au profil en long des cours d'eau une allure en "marches d'escalier" (nombreux seuils rocheux, résistants), irrégulières et faiblement pentées, et qui explique les multiples ruptures de pente dans les remparts (îlets-replats).

C'est souvent au toit de ces niveaux résistants, et à la faveur de pentages favorables, qu'ont pu se déclencher des mouvements en masse de versant.

• L'obstruction épisodique des chenaux d'écoulement implique des remblaiements alluviaux plus ou moins importants, à l'amont. Ils sont suivis, après le dégagement de ces chenaux, par une **reprise du creusement** (épigénie par surimposition, à l'origine de nombreux îlets-banquettes).

L'enfoncement du lit des cours d'eau, apparemment saccadé, est donc fonction, en fait, principalement, de la mise à découvert de couches résistantes, de pentage et d'extension variable, ainsi que de l'obturation périodique des cours d'eau. Il permet de mieux comprendre l'origine de la morphologie des îlets.

Par ailleurs, le ruissellement en nappe et le recouvrement par des **épanchages** ont pu aussi contribuer, par endroit, à l'aplanissement des formations superficielles des îlets.

C'est l'action combinée de tout ces facteurs (surtout les aval-pentes, la fracturation oblique ou courbe, le substratum imperméable et ses niveaux fragilisés) qui ont permis à l'érosion, et surtout aux mouvements gravitaires, d'aboutir rapidement (moins de 30 000 ans pour les cirques actuels) à la morphologie évoluée que constitue le cirque, celui-ci n'ayant donc pas une origine strictement érosive.

Les cirques du massif du Piton des Neiges constituent une unité morphologique bien particulière, arrivée à un degré d'évolution tel que l'on peut considérer que l'ensemble de leurs remparts, hormis ceux du massif des Salazes, occupent actuellement une position limite au delà de laquelle un recul généralisé rapide n'est plus possible (la structure des escarpements est disposée en amont-pente). Mais nous verrons (cf. IV.2.1) que les écroulements en masse localisés ayant, dans le passé, festonné ces remparts, en constituent bien la dynamique actuelle.

QUATRIEME PARTIE

I M P L I C A T I O N S

G E O T E C H N I Q U E S

* LES GRANDES UNITES GEOTECHNIQUES

* DYNAMIQUE DES VERSANTS ET EROSION

* METHODOLOGIE DE ZONAGE DU RISQUE ET PROBLEMES D'AMENAGEMENT

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

Face à des problèmes d'instabilité de talus ou de versant naturel, l'idéal est de pouvoir calculer le coefficient de sécurité F de la masse instable (calcul à la rupture), en fonction des caractéristiques géotechniques, c et ϕ , des matériaux constitutifs (mesurées ponctuellement, in situ ou en laboratoire).

Or, il faut bien admettre qu'on ne sait pas encore vraiment mesurer d'une manière satisfaisante (en tout cas avec une marge d'erreur acceptable), les propriétés mécaniques c et ϕ de sols déjà relativement homogènes (l'analyse rétrograde, qui permet de remonter à une fourchette de valeurs pour c et ϕ , à partir de l'état d'équilibre limite $F = 1$, est cependant un moyen intéressant de confirmer les mesures en question).

A plus forte raison, la recherche de ces caractéristiques géotechniques, pour des unités hétérogènes, paraît illusoire. Et encore faut-il savoir, au préalable, où et quoi prélever, dans le "fatras, à priori informe" qui constitue bon nombre de talus et de versants, afin d'en tirer les caractéristiques réellement significatives d'un type de terrain, ou d'une situation donnée.

De surcroît, dans le secteur des cirques, que l'on se situe à l'échelle "du gravier", du talus routier, ou du versant naturel, l'hétérogénéité de nature et de comportement des différentes formations géologiques, par ailleurs très spécifiques à La Réunion, se double d'une géométrie très irrégulière des contacts.

C'est pourquoi une approche directement géotechnique, plus quantitative, paraissait, d'emblée, inadaptée, avant que ne soient posées les bases géologiques indispensables.

Dans ce qui précède, nous avons mis en place le canevas géologique, en dégagant les caractéristiques géotechniques globales du massif et en expliquant les mécanismes du développement des cirques. Ces données nous permettent à présent de définir et de caractériser des "unités géotechniques", d'analyser la dynamique et l'érosion actuelles des versants, pour proposer un modèle géotechnique, d'approche naturaliste, de l'édifice volcanique au niveau des cirques, puis, finalement, de présenter une méthodologie de zonage du risque adaptée au cas de La Réunion.

CHAPITRE IV.1**LES GRANDES UNITES GEOTECHNIQUES****INTRODUCTION**

Nous avons cherché à établir une classification rationnelle des terrains, qui puisse combiner leurs principaux caractères géologiques et géotechniques, tout en restant souple et pratique (l'utilisation raisonnée de cette classification nécessite cependant une certaine connaissance du contexte géologique).

Dans ce qui suit, nous allons mettre en place les grandes unités géotechniques, en définissant leurs matériaux constitutifs (regroupement à partir des paramètres lithologie, fracturation, altération, hydrogéologie), la géométrie globale de leurs limites (agencement structural et fracturation), les conditions (hydrauliques en particulier) prévalant généralement à ces limites, et leur comportement mécanique in situ.

IV.I.I - BASES DE LA CLASSIFICATION

La première chose qui désoriente lorsque l'on fait des relevés cartographiques détaillés dans les cirques, c'est la difficulté par endroit de distinguer les formations volcaniques en place et les formations détritiques. En effet, il existe bien entre ces deux types de formations un ensemble de terrains d'origine volcanique, mais qui s'en distingue par une fissuration, une altération et, assez fréquemment, par des déplacements en masse ou des remaniements divers, plus ou moins accentués.

Il convient ensuite de souligner l'anisotropie, la discontinuité, et surtout l'hétérogénéité de ces terrains, à toute échelle.

C'est pourquoi la classification tient compte, avant toute chose, de deux types de caractères.

A - DEGRE D'AUTOCHTONIE OU DE REMANIEMENT

On distingue les trois types de terrains suivants.

■ **TERRAINS VOLCANIQUES EN PLACE**, n'ayant pas subi de mouvements gravitaires d'ensemble, postérieurement à leur mise en place et à l'arrêt de l'activité volcano-tectonique du massif. Il s'agit du substratum d'océanites et de la plupart des formations basaltiques et différenciées sus-jacentes (y compris le panneau basculé du Piton d'Enchain). Ces dernières constituent les remparts ou peuvent reposer, dans les cirques, sur des océanites fragilisées qui, ne leur garantissant pas une assise stable, sont susceptibles, un jour, de les faire se déplacer en masse.

■ **TERRAINS VOLCANIQUES FRAGILISES**, issus de la météorisation, de la fracturation, du déplacement en masse (attestés par la présence de panneaux basculés et d'intrusions décalées, comme à Grand-Ilet) ou/et du remaniement (mouvements gravitaires divers) des formations précédentes, et dont les caractères sont "intermédiaires" entre les terrains volcaniques et détritiques.

■ **TERRAINS DETRITIQUES DE COUVERTURE**, à remaniement interne total.

Mais ce critère, à lui seul, ne constitue qu'un simple constat de l'existence de phénomènes anciens, qui ne peut suffire à préjuger de la stabilité future des terrains déjà affectés, mais aussi des formations restées jusqu'alors stables. En effet, il doit être conjugué avec le suivant.

B - HETEROGENEITE ET AUTRES CARACTERISTIQUES DES TERRAINS

Des caractéristiques géotechniques globales peuvent être dégagées, qui ont, dans le passé, conditionné l'individualisation des formations volcaniques en place, fragilisées ou détritiques, et qui continueront à influencer sur leur stabilité à venir.

Mais dans les mouvements qui affectent les ensembles plus ou moins complexes de terrains des cirques, c'est toujours un certain type de formation qui, à l'origine du mouvement, entraîne dans celui-ci les terrains volcaniques sus-jacents, dont le comportement différentiel exprime bien l'hétérogénéité de la masse affectée.

Après le phénomène, chacune des formations peut évoluer individuellement, en fonction de ses caractéristiques physiques, mécaniques et hydrauliques propres.

Le déplacement en masse de certaines formations différenciées, du fait de la présence d'océanites fragilisées et argilisées, à leur base (ex. : Mare à Poules d'Eau), et d'une discontinuité majeure quelconque, disposée en aval-pendage (ex. : Grand-Ilet), a impliqué une décohesion plus ou moins grande de la masse mobilisée.

Le degré de déstructuration de celle-ci est très différent suivant la compétence des divers matériaux constitutifs. Ainsi, des coulées différenciées tassées en masse sur les océanites fragilisées et argilisées, acquièrent un comportement de massif rocheux très fracturé et très perméable, tandis que des alternances scories-coulées différenciées (ex. : Mare à Poules d'Eau ; Roche à Jacquot), tassées sur les mêmes océanites, se comporteront à la manière de sols.

La lithologie, la pétrofabrication ou la texture, et en particulier l'état d'altération et de continuité de ces matériaux, qui influent sur leur degré de dureté mais aussi de cohérence et de compacité, enfin leur comportement hydraulique et mécanique observé in situ, nous conduisent à faire des subdivisions entre :

- **TERRAINS VOLCANIQUES, DETRITIQUES et "INTERMEDIAIRES"**;
- **TERRAINS HYDROTHERMALISES** (couleur sombre : forte teneur en phyllosilicates) et **TERRAINS "FRAIS"** (plus clairs) ;
- **TERRAINS NON HYDROTHERMALISES, DES REMPARTS et TERRAINS NON HYDROTHERMALISES, REMPLISSANT LES PALEO-CIRQUES** ;
- **COULEES DE LAVES et BRECHES**, et au sein des brèches elles mêmes ;
- **ROCHES** (terrains "durs", cohérents ou non), **SOLS** (terrains "mous"; soit argileux, cohérents et compacts; soit pulvérulents, plus ou moins compacts) et **TERRAINS ROCHEUX ALTERES, intermédiaires**.

Nous avons ainsi défini quatre principales unités, qui présentent des caractéristiques géotechniques d'ensemble assez homogènes, mais au sein desquelles des nuances importantes apparaissent. Le schéma synthétique de la fig. 54 montre les différents cas d'agencement de ces unités (structures de bicouche, de tricouche ou de quadricouche).

REMARQUE : nous avons testé sur des sols caractéristiques quelques méthodes classiques de sédimentologie, employées par TRICART et CAILLEUX (1963), et dont nous présentons les principes en annexe 13.

C - LEGENDE DES CARTES ET COUPES GEOTECHNIQUES

Le fond géotechnique que nous préconisons pour la cartographie de zonage du risque à La Réunion (cf. IV.III.1) permet, à partir d'un choix de trames et de figurés, symbolisant les caractéristiques géotechniques des terrains, une lecture modulable, en fonction du degré de précision de l'information recherchée.

a - MORPHODYNAMIQUE

Au premier coup d'oeil, apparaissent les caractéristiques morphologiques et dynamiques (anciennes et récentes) des terrains, car elles permettent déjà de donner une première appréciation du risque.



REBORD d'escarpement, de versant, de talus ; RUPTURE DE PENTE ; LIGNE DE CRETE ; NICHE : engendrés par l'érosion ou divers mouvements de terrain, à la faveur parfois de fractures

MOUVEMENTS LOCALISES :



Zone de chute de pierres et de blocs ; gros bloc éboulé ; gros bloc instable



Mouvement en masse, ancien, récent ou prévisible : écoulement rocheux ; éboulement de sol



Glissement - écoulement rocheux
Glissement - tassement de sol



Entonnoir de suffosion (effondrement), ancien ou récent

MOUVEMENTS DE VERSANT :



Écoulements et glissements rocheux, anciens ou récents



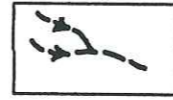
Tassement - glissement de sol, ancien ou récent



Glissement épidermique ("pelade")



FISSURES, plus ou moins ouvertes et colmatées, avec ou sans rejet



RAVINEMENT CONCENTRE, temporaire



COULEES BOEUSES et EPANDAGES DIVERS

b - HYDROGRAPHIE

La distribution et l'action de l'eau (dépressions innondables, émergences, écoulement superficiel et souterrain), dans ou sur les terrains, conditionne, la plupart du temps, le déclenchement des mouvements et pose, généralement, les principaux problèmes de confortement.

EMERGENCES :



Suintements (généralement temporaires)



Source intermittente (ou permanente ?)



Source permanente



Emplacement d'une ancienne source permanente



Source permanente, exploitée



Source thermale

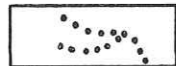
ÉCOULEMENT :



Permanent



Intermittent

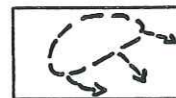


Souterrain, intermittent

MARES et ZONES INNONDABLES :



Mares ; dépressions inondables; zones d'hydromorphie temporaire (nappe temporaire sub-affleurante)



Débordement et vidange d'une ancienne mare

c - MATERIAUX

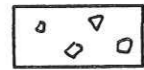
La représentation de la nature des matériaux permet l'appréciation de la stabilité future des terrains, entre des zones d'instabilité déclarée.

Les figurés et les trames différencient, en première lecture :

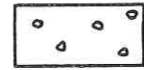
LES SOLS : figurés symbolisant la taille et l'angularité des éléments constitutifs :



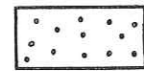
Gros blocs



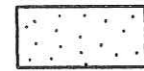
Blocs



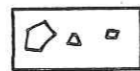
Cailloux, graviers (pierres)



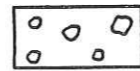
Sables



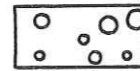
Limons et argiles



Anguleux



Subanguleux à subarrondis



Arrondis

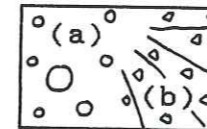
LES ROCHES : combinaison de trames horizontales (symbolisant la stratification) et de trames verticales (symbolisant la prismation... ou la cohérence, dans le cas de brèches non prismées), à laquelle on peut superposer la représentation des éléments d'une brèche, et même ceux des formations superficielles

peu épaisses (sans que la lisibilité du document soit affectée) ;

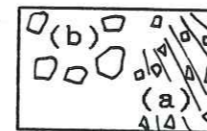
LES TERRAINS FRAGILISES : symbolique intermédiaire.

En deuxième lecture, apparaissent les faciés suivants :

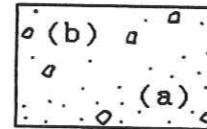
TERRAINS DE COUVERTURE (cf. tableau 7)



Alluvions torrentielles (a) et épandages (b)

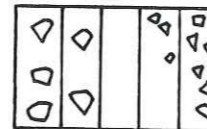


Eboulis (a) et chaos de blocs (b)

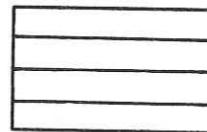


Coulées boueuses et détritiques indifférenciées : argileuses (a) ou peu argileuses (b)

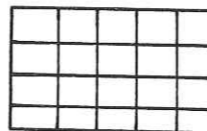
TERRAINS ROCHEUX SUPERIEURS (cf. tableau 5)



Brèches cohérentes à soudées

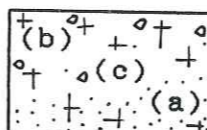


Terrains stratifiés, cohérents

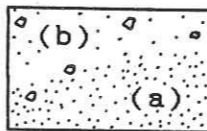


Coulées de lave et brèches, très discontinues

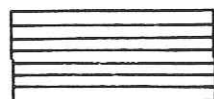
TERRAINS INTERMEDIAIRES (cf. tableau 4)



Terrains fragilisés à désorganisés : océanites (a); alternances scories-coulées (b); terrains intermédiaires (c)

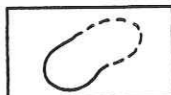


Terrains argileux à blocs : océanites argilisées (a); sols argileux grossiers (b)



SUBSTRATUM

d - STRUCTURES



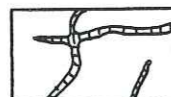
Contact observé ou supposé



Fracture, faille, observée ou supposée



Zone de fractures



Intrusions

Pendage et direction (par rapport au Nord Géographique)



de surface de mise en place des terrains volcaniques ou détritiques



de fracture (y compris des fractures de refroidissement) et d'intrusion

IV.1.2 - LE SUBSTRATUM

Il correspond aux **océanites hydrothermalisées**, en place, qui apparaissent dans les gorges du fond des cirques (profil en U caractéristique - photo 2) ou à la base des remparts. Leurs parois, subverticales, sombres, sont affectées par des écroulements localisés (à la faveur de discontinuités), assez mineurs (photo 2).

L'accent doit être mis sur l'étroitesse de ces chenaux d'écoulement qui peuvent être aisément obstrués en cas d'écroulement important (photo 3), ce qui entraînerait alors la création d'une retenue, un tarissement du torrent, et une vidange dont les effets pourraient être catastrophiques à l'aval.

Ces matériaux rocheux, très discontinus et hétérogènes (coulées de lave à texture pahoehoe - photo 3 - et brèches - photo 4 - hydrothermalisées, dominantes ; et quelques scories peu altérées, au sommet de la série - cf. II.2.1.B.a), se singularisent par leur intense altération (couleur vert sombre), d'origine hydrothermale (cf. II.4.1.A). Cette profonde transformation minéralogique (néoformation de zéolites, smectites, chlorites,

serpentes,...) a fait chuter la résistance au cisaillement du matériau originel, mais d'un autre côté, l'auto-colmatage qui en a résulté, a augmenté compacité et cohésion, ce qui donne en définitive une certaine homogénéité à cette unité.

Ces terrains sont découpés par de nombreuses fractures (fermées) et des intrusions (fig. 16 et photo 6) qui, selon leur agencement, font office d'armature ou de glissoire. Elles peuvent aussi drainer, ou se comporter comme des barrières pour les eaux souterraines, engendrant alors des phénomènes de pression interstitielle. Ces intrusions soulignent fréquemment le contact avec l'unité sus-jacente (photo 16).

L'ensemble, moyennement rigide (empreinte au choc du marteau), constitue un substratum rocheux altéré, compact, cohérent, imperméable, stable (quelques écroulements localisés), disposé radialement en aval-pendage généralisé, et à partir duquel s'organisent donc les aquifères côtiers: d'ampleur régionale, il constitue le niveau de base hydrogéologique du massif.

L'imperméabilité du substratum, dont la frange supérieure se sature peu à peu, favorise la fragilisation des roches, par gonflement des smectites.

Le toit de ces terrains, niveau d'émergences souvent argilisé (photo 16), de topographie irrégulière (fig. 15, 34 et 46), fait office de surface potentielle de décollement pour les formations sus-jacentes.

IV.1.3 - LES TERRAINS INTERMÉDIAIRES

Le terme d'Unité Intermédiaire a été proposé dans le secteur de Grand-Ilet par PINCHINOT (1984), pour désigner tous les terrains dont les caractéristiques mécaniques médiocres, "intermédiaires" entre celles des formations volcaniques en place et des formations détritiques, sont héritées des déplacements en masse qu'ils ont subis ; ceux-ci ayant eu lieu postérieurement à l'arrêt de l'activité volcanique du massif.

Nos observations confirment l'existence de cette unité dans le reste du cirque de Salazie, et aussi à Mafate et à Cilaos; mais les remarques suivantes nous amènent à en reprendre la définition pour mieux la préciser.

A - HÉTÉROGÉNÉITÉ STRATIGRAPHIQUE

En ce qui concerne la composition lithostratigraphique globale de ces formations volcaniques dégradées, trois situations peuvent fréquemment être distinguées sur le terrain :

- on a affaire aux faciés fragilisés d'une série volcanique et dans ce cas nous ne connaissons pas d'exemples où il ne s'agisse des océanites (ex. : Grand-Ilet) ;

- on a affaire aux faciés fragilisés de deux séries volcaniques et dans ce cas il s'agit d'océanites (épaisseur

décamétrique à l'Est de Grand-Ilet, à ... décimétrique au Pont de La Savanne), surmontées par des **formations différenciées de phase IV** (ex. : Mare Virapa ; Mare à Poules d'Eau ; Ilet à Vidot ; Roche à Jacquot) - photo 16 ;

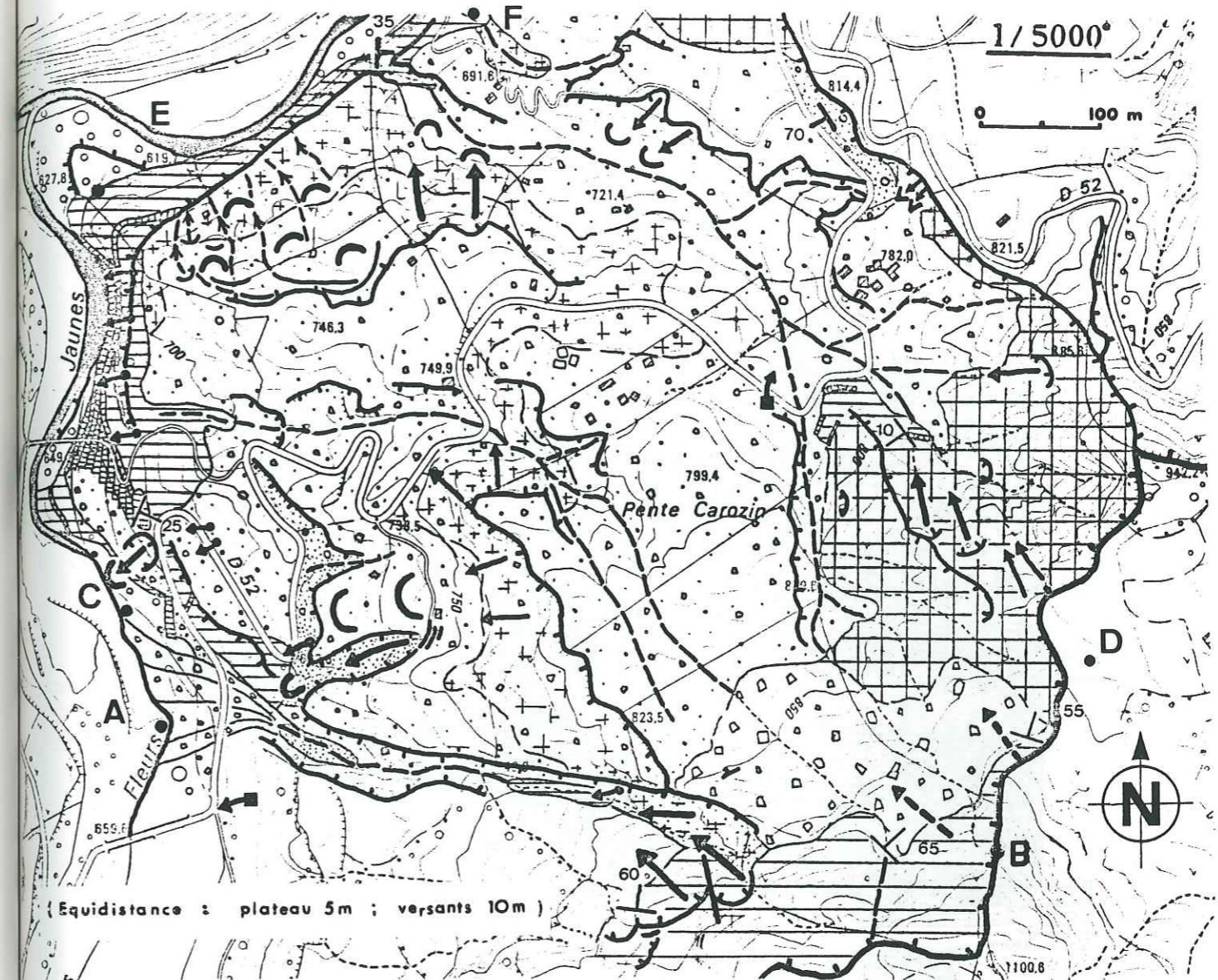


PHOTO 16 : TERRAINS ARGILEUX A BLOCS ET ALTERNANCE SCORIES - COULEES DESORGANISEES, APPARTENANT A L'UNITE INTERMEDIAIRE (affleurement n° 40)

■ on a affaire à des faciés fragilisés, d'origine "ambiguë", au sein desquels il est difficile de faire la part des océanites, des basaltes et des produits différenciés (ex. : Pente Carozin - fig. 33 et 34).

B - CARACTERISTIQUES SPECIFIQUES

Malgré l'hétérogénéité de ces terrains, nous avons retenu l'existence des faciés suivants (tableau 4).

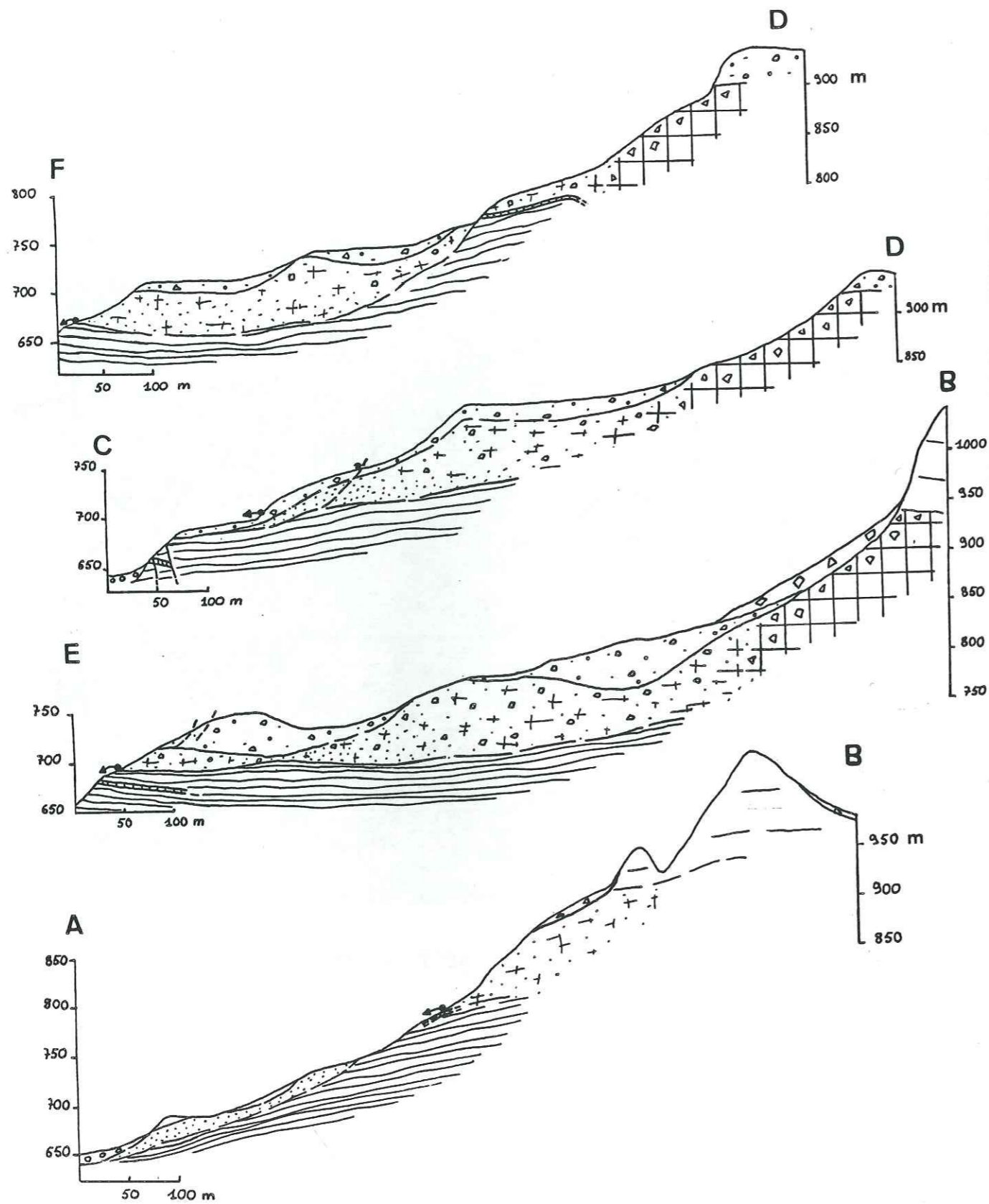


(cf. fig. 34 et légende p.152)

FIG. 33 : CARTE GEOTECHNIQUE DU SECTEUR PENTE CAROZIN (levés de 1985)

a - TERRAINS FRAGILISES A DESORGANISES

Ces matériaux, hétérogènes, fracturés, qui ont été météorisés, déplacés en masse ou remaniés, sont fissurés et altérés, assez désorganisés, plus ou moins compacts et cohérents, poreux et à perméabilité de fissures, sensibles à la pression interstitielle.



(cf. fig. 33 et légende p. 162)

FIG. 34 : COUPES GEOTECHNIQUES DU SECTEUR PENTE CAROZIN

• OCEANITES FRAGILISEES

Il s'agit essentiellement de coulées de lave et de brèches d'océanites hydrothermalisées, fracturées et lardées d'intrusion, auto-colmatées (zéolites et phyllosilicates), dont la teinte, plus claire que celle du substratum, varie du gris sombre au beige, avec souvent des nuances rouilles dues à l'hydroxydation (propagation à partir des fissures).



PHOTO 17 ET 18 : FACIES D'OCEANITES FRAGILISEES

Elles se distinguent également du substratum par l'aspect ruiniforme des affleurements, qui exprime bien la fissuration, l'argilisation, et surtout la friabilité du matériau dont les minéraux constitutifs, tels les olivines, pyroxènes et zéolites, se déchaussent (photo 17 et 18) en donnant une arène sableuse (décohésion granulaire). Les smectites, disséminées en abondance dans la pâte de la roche, jouent un rôle dans la progression de l'altération, leur gonflement en présence d'eau pouvant expliquer en partie la micro-fissuration des terrains, leur décompression et la désagrégation granulaire. Elles remplissent également les discontinuités.

L'eau s'infiltré assez rapidement dans ces terrains qui se saturent ensuite très vite. Soumis à de fortes pressions interstitielles, leur squelette se désagrège aisément, en donnant des épandages ou des coulées sablo-graveleuses lavées (fig. 61).

On a donc affaire à un matériau assez tendre, assez compact mais peu cohérent, évolutif après découverte (smectites), à faible perméabilité de fissures et micro-fissures, sur lequel ont pu se déplacer en masse une partie des formations sus-jacentes.

A titre de comparaison, ce faciès rappelle celui des "Terres-Noires", dans les Alpes du Sud.

■ TERRAINS "INTERMEDIAIRES", DESORGANISES

Il s'agit de matériaux à caractères mixtes, situés entre des sols bréchiques et des roches fissurées et altérées (ex. : Pente Carozin - fig. 33 et 34), ou dont l'appartenance aux séries basaltiques ou différenciées est ambiguë (dans le cas de remaniement: polygénisme ?), ou bien encore de zones supposées de fractures, broyées et/ou argilisées (ex. : ravine Grosse Roche).

■ ALTERNANCES SCORIES-COULEES, DESORGANISEES

Ces produits différenciés hétérogènes de phase IV (cf. II.2.2.B.b), reposant sur le substratum ou les océanites fragilisées (sur lesquelles, par endroit, ils se sont déplacés en masse), se présentent comme des "millefeuilles" plus ou moins désorganisés, fracturés, poreux et perméables (photo 16 et 13), où alternent scories fines, rousses, plus ou moins altérées, et coulées de lave grise, très fissurées, peu cohérentes (ex. entre Bras Sec et Artimidor).

Il est souvent difficile de les dissocier de brèches pyroclastiques (à éléments centimétriques à millimétriques et à matrice cendro-scoriacée) ou épicyclastiques (lahars : peu indurés, à éléments subanguleux, centimétriques à millimétriques, à matrice cendro-terreuse, souvent scoriacée) et de matériaux bréchiques de désorganisation (ex. : Artimidor). Ces derniers, très peu cohérents, assez grossiers, à éléments subanguleux et matrice cendro-terreuse (gris jaunâtre), perméables, peuvent

passer insensiblement aux terrains détritiques de couverture (ex. : Mare à Poules d'Eau ; Mare Virapa; Ilet à Vidot).

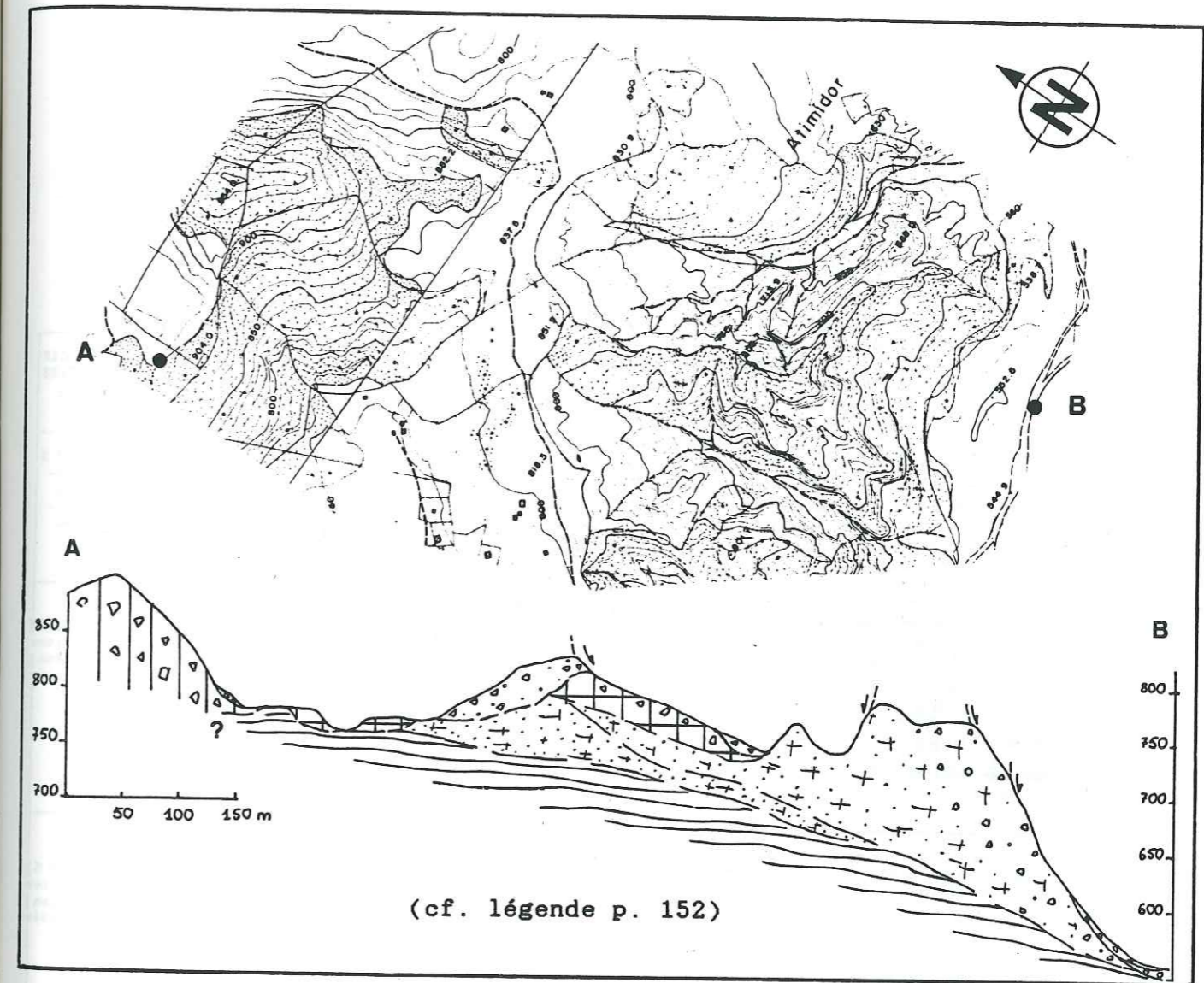


FIG. 35 : COUPE GEOTECHNIQUE DU SECTEUR D'ARTIMIDOR

b - TERRAINS ARGILEUX A BLOCS

Ce sont des matériaux argileux (ou limono-argileux), de couleur sombre ou bariolée, généralement compacts et cohérents, poreux mais imperméables, qui peuvent contenir de nombreux blocs (subanguleux à subarondis, de taille décimétrique), et dont les smectites constituent entre 80 et 100 % de la fraction inférieure à 2 μ .

D'épaisseur métrique à décamétrique et d'extension discontinue, ils renseignent souvent sur la proximité du substratum, dont ils dérivent plus ou moins directement.

Ces niveaux, plus ou moins plastiques, peuvent être compressibles et sont très sensibles aux glissements. Une fois

saturés, ils se liquéfient en donnant des coulées boueuses dont les dépôts aval apparaissent souvent lavés, du fait de l'entraînement des fines par l'eau, dès la mise en place.

En fonction de leur degré d'argilisation, de grossièreté, de remaniement, de compacité et de cohérence, ils peuvent être subdivisés en deux sous-groupes (tableau 3 et annexe 13).

TABLEAU 3 : CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DE TERRAINS ARGILEUX A BLOCS, APPARTENANT A L'UNITE INTERMEDIAIRE

FACIES ET N° D'AFFLEUREMENT	GRANULOMETRIE	POROSITE EFFECTIVE (ne) ET PERMEABILITE (k) POTENTIELLES	MORPHOMETRIE DES GALETS	COMPETENCE DE L'AGENT DE TRANSPORT	MORPHOSCOPIE DES SABLES (0,125 - 0,05 mm)	COMPTAGE PETROGRAPHIQUE	MINERALOGIE DES ARGILES (< 2 µ)	
Océanites Argilisees 3	- médiane = 0,24 mm ; fines = 38 % - Hé = 2,3 ; Qd Ψ = 2,65 ; SO = 6,3 ; faible triage des sables grossiers	- ne faible - K = 1.10 ⁻⁴ cm/s			- nombreux ferro-magnésiens mais peu de feldspaths, non usés - nombreuses iddingsites et chlorites; et zéolites; émoussées		80 à 100 % de smectites très bien cristallisées	
Sols Argileux Grossiers	30	- ne moyenne - K = 1,66.10 ⁻² cm/s	-émoussé = 154 (éléments subanguleux) -aplatissement = 155 - dissymétrie = 640	5,3 tonnes	- olivines et quelques feldspaths, non usés - beaucoup d'iddingsites - rares zéolites - magnétite	- océanites, basaltes : 82 % - laves différenciées : 18 %	80 à 100 % de smectites assez-bien cristallisées	
	44	- médiane = 0,93 mm ; fines = 31 % - discontinuité granulaire entre 10 et 20 mm - Hé = 3,86 ; Qd Ψ = 4,73 ; SO = 26,5.	- ne faible - K = 1,2.10 ⁻³ cm/s	-émoussé = 158 (éléments subanguleux) -aplatissement = 157 - dissymétrie = 612	450 KG	0,25 - 0,16 mm : - feldspaths et olivines, non usés - magnétites et quelques iddingsites	- océanites et basaltes : 55 % - laves différenciées : 45 %	80 à 100 % de smectites assez-bien cristallisées
	45	- éléments millimétriques à centimétriques, arrondis et "luisants" ; médiane = 0,28 mm ; fines = 34 % - Hé = 2,9 ; Qd Ψ = 3,37 ; SO = 10,4	- ne faible - k = 6,10 ⁻⁴ cm/s			- nombreux ferro-magnésiens et rares chlorites, non usés - quelques iddingsites, émoussées		80 à 100 % de smectites assez-bien cristallisées
	46	- médiane = 2,9 mm ; fines = 10 % - Hé = 1,27 ; Qd Ψ = 2,16 ; SO = 4,45 ; Cu = 62,5 ; Cc = 1,4 faible triage des graviers	- ne faible - K = 7,2.10 ⁻³ cm/s			- quelques feldspaths, iddingsites et rares chlorites, non usés - quelques olivines (parfois iddingsitisées) et feldspaths altérés, émoussés		
Sols ArgiloCraieux Grossiers	47	- éléments centimétriques subanguleux médiane = 1,9 mm ; fines = 18 % - Hé = 2 ; Qd Ψ = 2,5 ; SO = 5,65 faible triage des graviers et cailloux	- ne faible - K = 7.10 ⁻⁴ cm/s			- basaltés et océanites - laves et scories différenciées	80 à 100 % de smectites mal cristallisées et interstratifiés irréguliers (7K-15S ?)	

■ OCEANITES ARGILISEES

Ce sont des sols très argileux, de couleur bariolée (sombre, gris-vert, rouge), monogéniques, à blocs basaltiques, de taille centimétrique à décimétrique. Ils sont compacts et cohérents (généralement surconsolidés, sous l'effet du poids des formations volcaniques sus-jacentes), poreux mais imperméables, plastiques, compressibles, évolutifs (smectites), très sensibles aux glissements (ex. : ravine Grosse Roche).

Deux situations ont été observées sur le terrain.

• Elles reposent au toit du substratum rocheux d'océanites (ex. : La Savanne - photo 16 ; Petit Sable) et l'argilisation est telle qu'il n'est possible de reconnaître que quelques fantômes de zéolites.

L'affleurement n° 3 montre un niveau argileux de ce type, dont les caractéristiques sont les suivantes (tableau 3).

- EPAISSEUR : niveau d'environ 1 m, raviné par la formation sus-jacente.

- TEXTURE : on discerne des surfaces d'écoulement dont les directions et les pendages (vers le NNE) sont compatibles avec ceux des coulées pahoehoe sous-jacentes. Ces surfaces pourraient donc correspondre à des fantômes de texture volcanique. Mais il peut s'agir également des surfaces de mise en place d'un matériau détritique.

- ETAT : matériau de couleur sombre ou rougeâtre, compact, cohérent, plastique.

- GRANULOMETRIE (fig. 37) : c'est une formation à forte proportion de fines (< 0,074 mm), argilo-limoneuse, à granularité continue, hétérométrique dans l'ensemble.

- POROSITE EFFECTIVE ET PERMEABILITE POTENTIELLES : la forte proportion de fines et la compacité du matériau laisse prévoir un faible volume de vides, donc une porosité effective et une perméabilité potentielles, faibles.

- MORPHOSCOPIE DES SABLES : les grains de sable fin (fraction 0,125 - 0,05 mm) sont pratiquement tous non usés et les feldspaths, très peu nombreux, semblent bien avoir été complètement argilisés, ce qui indique la prédominance de l'altération chimique.

- MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE (< 2 µ) : 80 à 100 % de smectites bien cristallisées (fig. 36).

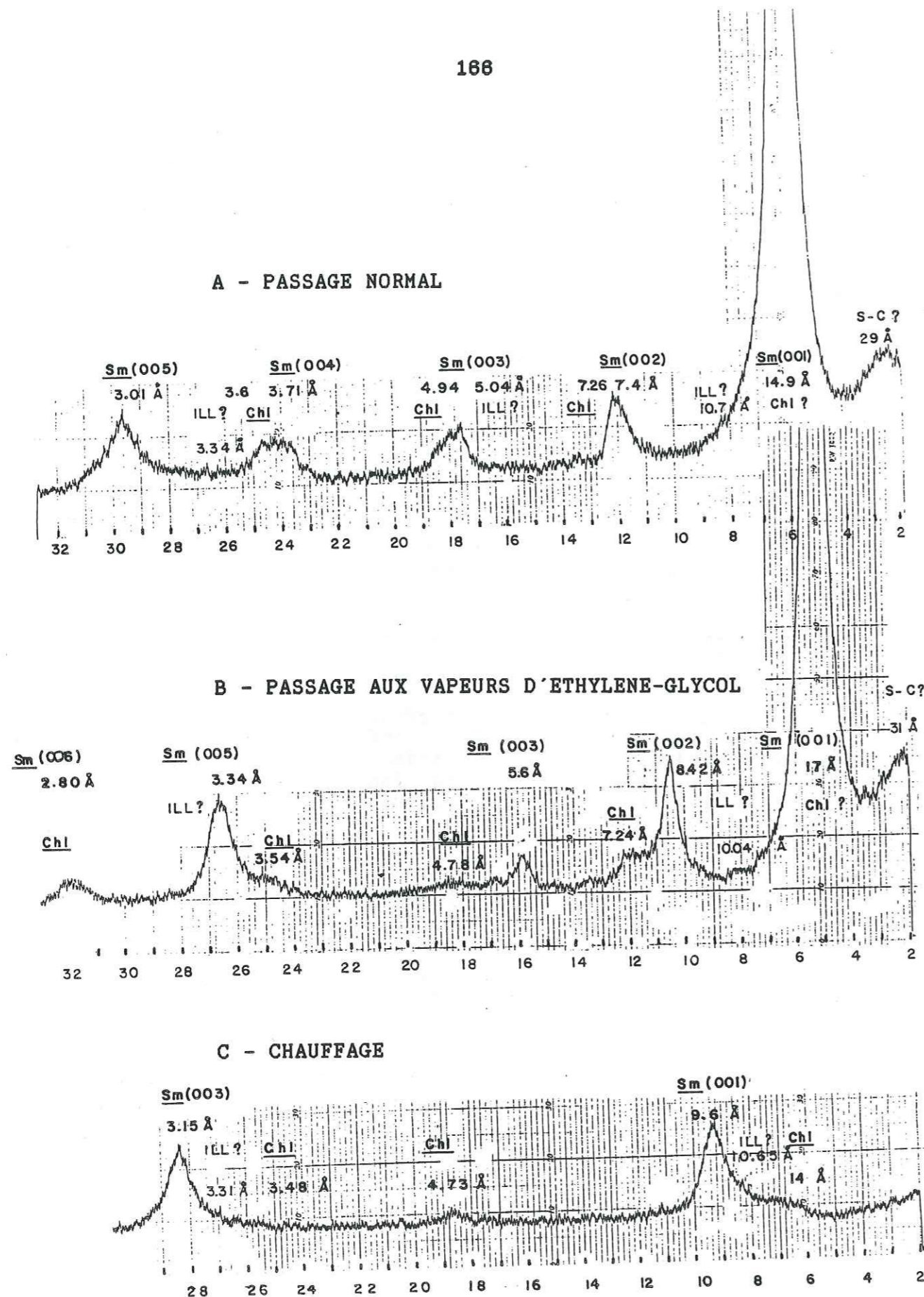


FIG. 36 : DIFFRACTOGRAMMES DE RX CARACTERISTIQUES DE LA FRACTION INFÉRIEURE A 2 μ DES OcéANITES ARGILISÉES - (affleurement n° 3)

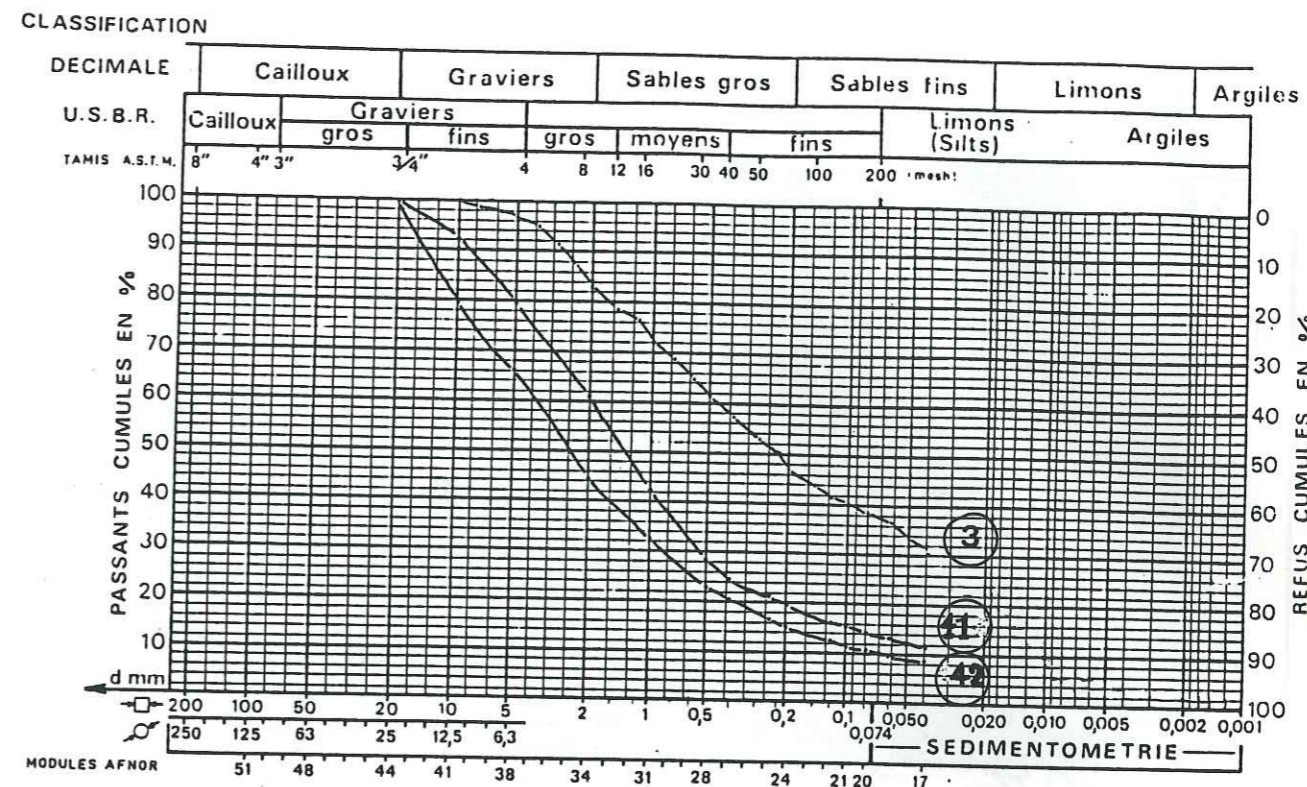


FIG. 37 : COURBES GRANULOMETRIQUES D'OcéANITES ARGILISÉES

• Elles se développent au sein des océanites rocheuses fragilisées (ex. : Grand-Ilet; Mare Virapa; Petit Sable); on peut généralement y observer encore des zéolites.

La granulométrie des océanites argilisées prélevées en talus aux affleurements n° 41 et 42 (fig. 37 et 61) montre un certain triage de la fraction sablo-graveleuse et un degré d'argilisation moindre (12 % de fines), par rapport à l'affleurement n° 3.

Ceci peut traduire en partie une altération moins avancée ; mais les conditions d'affleurement amènent également à considérer une exportation des fines, par remaniement. Ce "lessivage" s'exprime bien entre l'échantillon n° 41 (14 % de fines), prélevé dans un versant anciennement déplacé en masse ou remanié, l'échantillon n° 42 (10 % de fines), prélevé dans une portion récemment glissée de ce versant (en 1980), et l'échantillon n° 43 (graveleux, lavé), prélevé dans les matériaux d'épandage de la coulée associée à ce dernier glissement (fig.).

■ SOLS ARGILEUX GROSSIERS

Ce sont des matériaux franchement détritiques, polygè- niques (éléments basaltiques et différenciés), hétérométriques, dont la matrice, généralement abondante, compacte (parfois sur- consolidée) et peu perméable, peut être argileuse ou cendro- argileuse (tableau 3 et annexe 13).

Certains affleurements montrent clairement le recouvrement de ces terrains par des formations différenciées de phase IV (fig. 38 et 45).

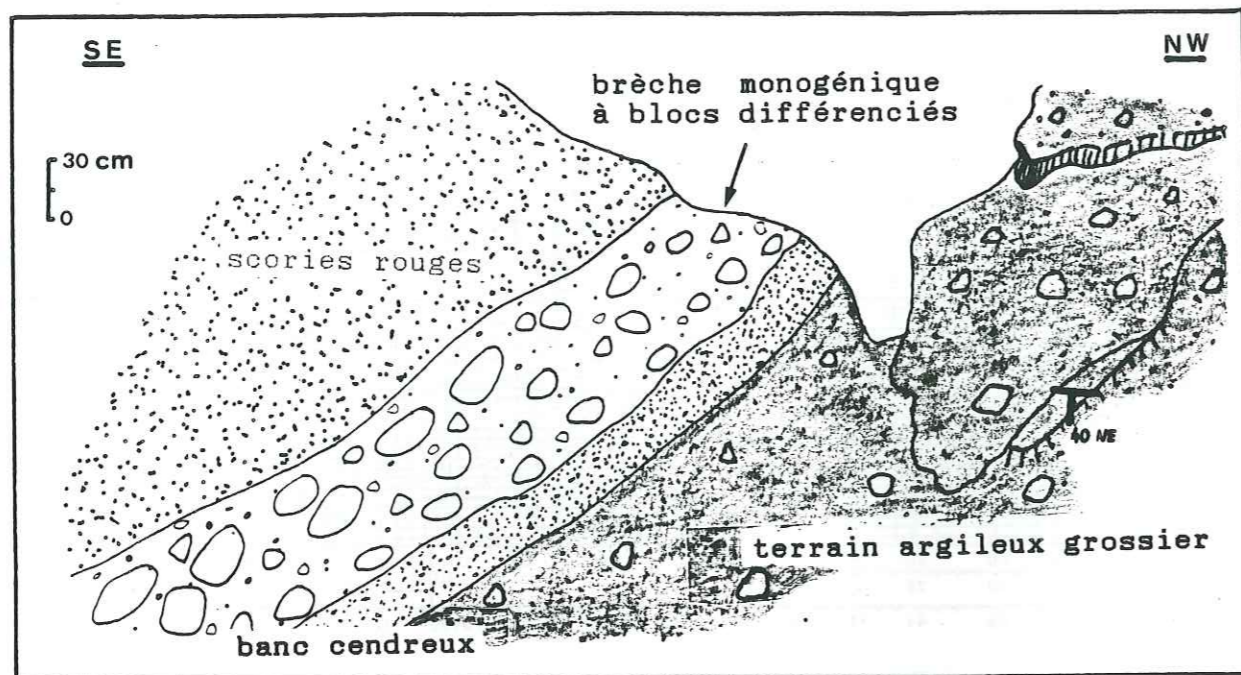


FIG. 38 : CONTACT SOL ARGILEUX GROSSIER - PRODUITS DIFFERENCIÉS DE PHASE IV - (affleurement n° 30)

• De nature argileuse (dans la plupart des cas), la matrice provient du remaniement (coulées boueuses) des faciés fragilisés et argilisés des océanites.

Les caractéristiques de ces sols argileux, moins marquées que celles des océanites argilisées, sont généralement les suivantes (tableau 3).

- MORPHOLOGIE : talus ébouleux d'une dizaine de mètres d'épaisseur (photo 19), où l'on distingue les surfaces de mise en place successives des matériaux (fig. 38 et 39).

- COULEUR : brune à jaunâtre, d'aspect "luisant", (rougeâtre ou violacée, par endroit).

- ETAT: compact (fig. 39), plus ou moins cohérent.

- GRANULOMETRIE (fig. 40) : généralement, ce sont des formations assez grossières (médianes situées vers les sables grossiers), hétérométriques (mais triage des sables grossiers, pour le n° 30, ou des graviers, pour le n° 46), à granularité continue, à nombreux éléments centimétriques (graviers, cailloux), à fraction fine (< 0,074 mm) plutôt abondante (entre 8 et 34 %).

- POROSITE EFFECTIVE ET PERMEABILITE POTENTIELLES : faibles. Les perméabilités, estimées par le calibre de Hazen, sont faibles ou moyennes (facteur de l'ordre de 1.10^{-3} cm/s ou $1,66.10^{-2}$ cm/s).

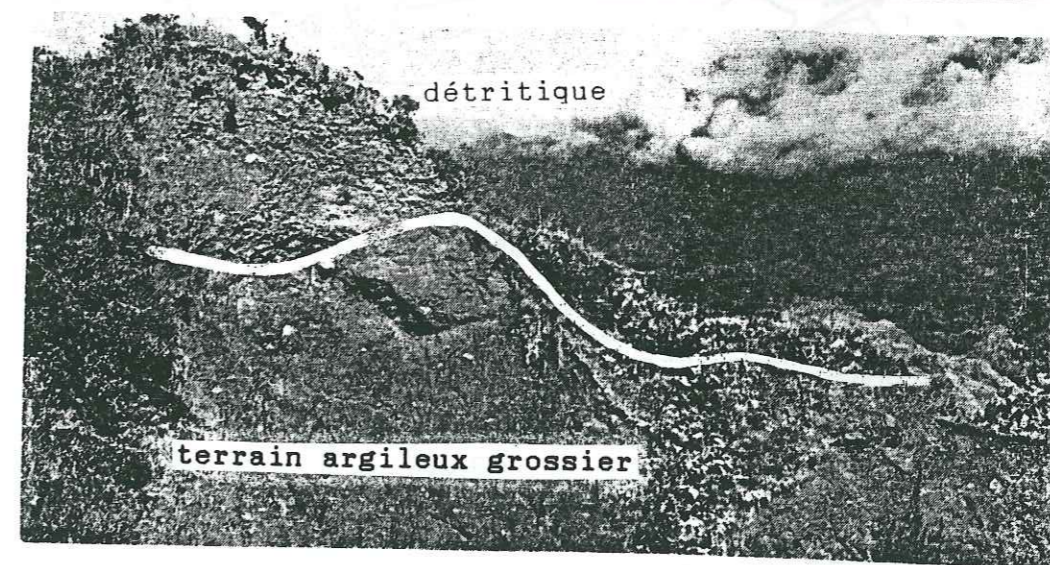


PHOTO 19 : FACIES DE SOL ARGILEUX GROSSIER - (affleurement n° 30)

- MORPHOSCOPIE DES SABLES : l'abondance de grains d'olivine, clino-pyroxène, feldspath, et quelques chlorites (fraction 0,25 - 0,05 mm), limpides et non usés (quelques olivines iddingsitisées, émoussées; magnétites et rares zéolites), impliquent ni brassage prolongé dans l'eau, ni altération chimique importante, à un moment quelconque de l'histoire du matériau.

- COMPETENCE DE L'AGENT DE TRANSPORT : 450 kg (n° 44) et 5,3 t (n° 30).

- MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE (< 2 μ) : 80 à 100 % de smectites assez bien cristallisées (fig. 41).



(Noter les surfaces de mise en place et les éléments millimétriques à centimétriques, subarrondis)

FIG. 39 : TEXTURE DE SOL ARGILEUX GROSSIER - (affleurement n° 45)

CLASSIFICATION

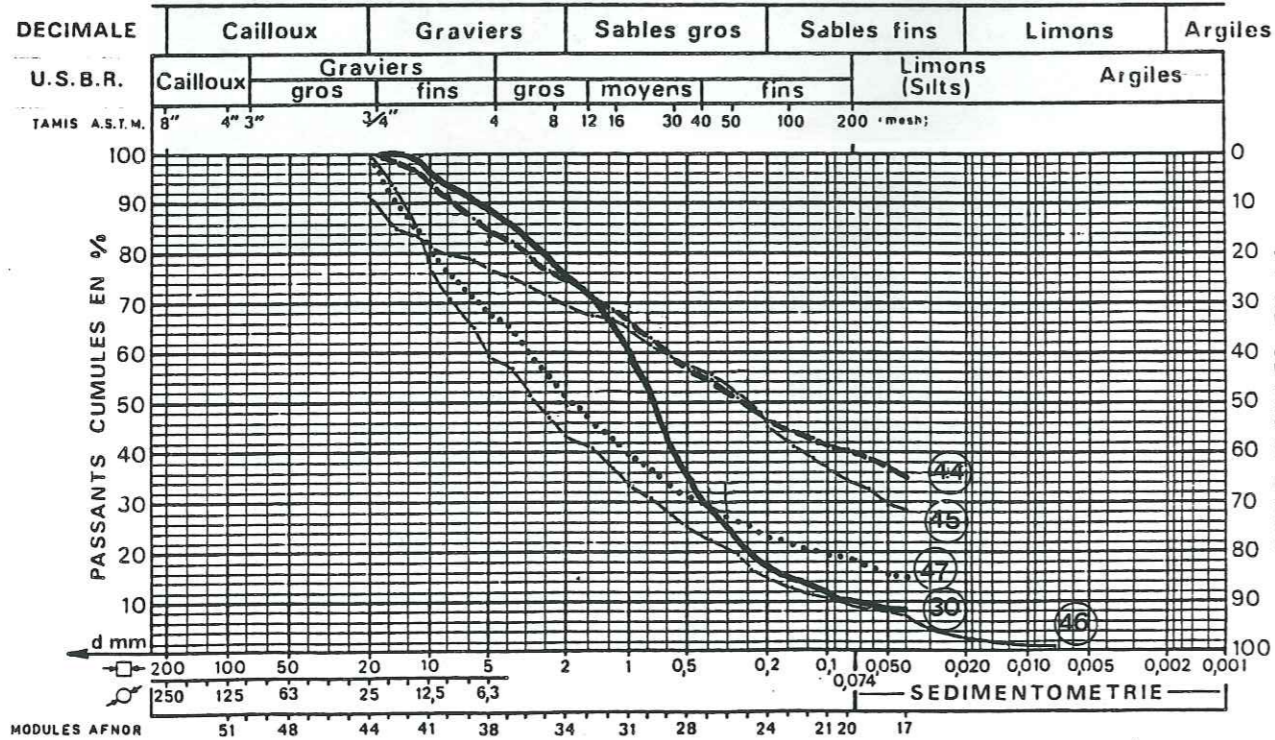


FIG. 40 : COURBES GRANULOMETRIQUES DE SOLS ARGILEUX GROSSIERS

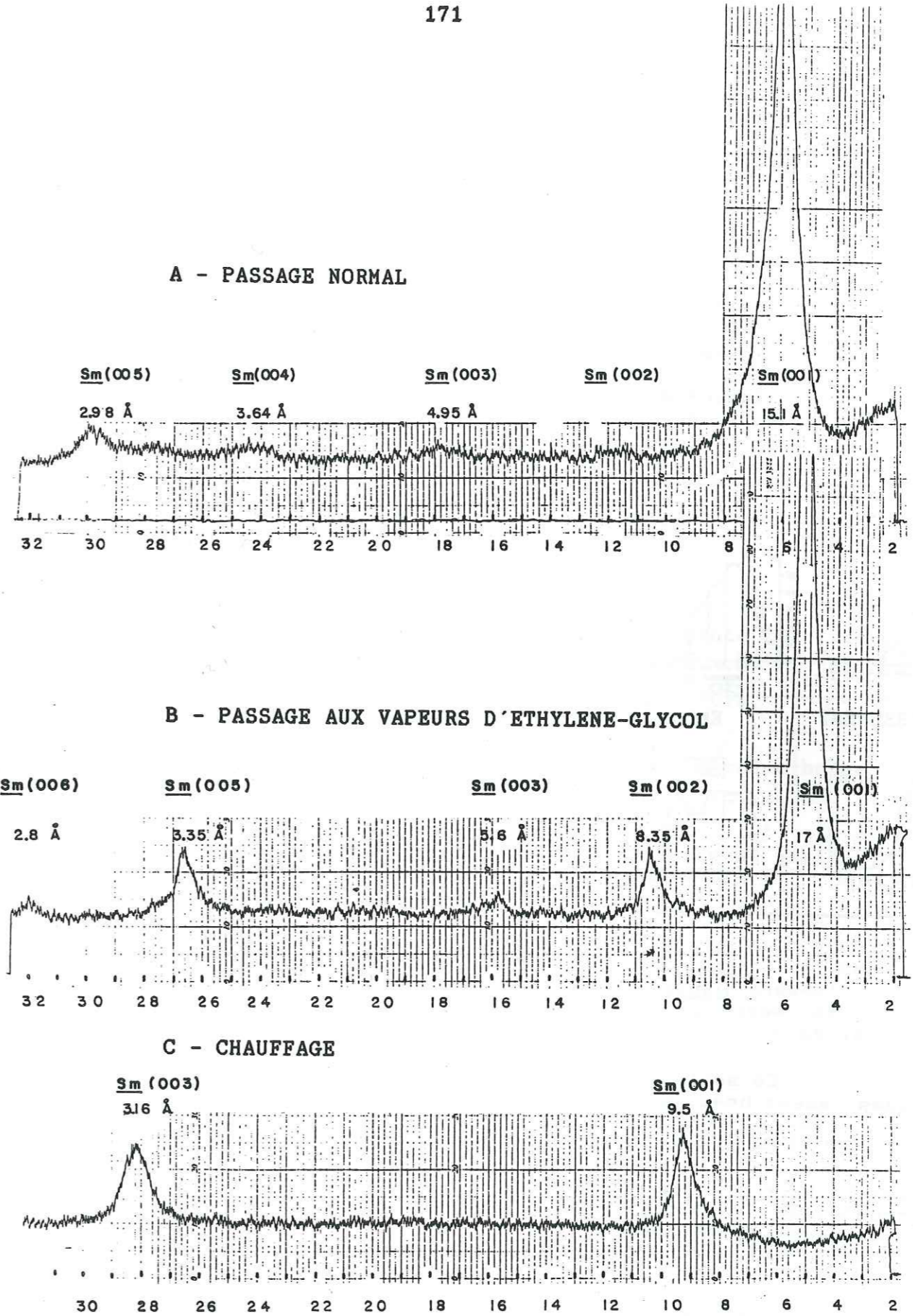


FIG. 41 : DIFFRACTOGRAMMES DE RX CARACTERISTIQUES DE LA FRACTION INFÉRIEURE A 2μ DES SOLS ARGILEUX GROSSIERS - (affleurement n° 30)

- MORPHOMETRIE DES GALETS (fig. 42)

. Indice d'émoussé assez fort (158 et 154) pour des galets de ce type. En effet, selon CAILLEUX (1963), des galets de roche compacte, contenus dans des coulées boueuses, ont tendance à prendre un émoussé à peine plus fort qu'à l'origine (l'auteur donne, pour ces galets, une médiane de 65).

. Indice d'aplatissement faible (157 et 155) car les galets échantillonnés sont peu fissiles et plutôt isodiamétriques (CAILLEUX donne un indice de 170 pour des galets de ce type, contenus dans des coulées boueuses).

. Indice de dissymétrie assez faible (612 et 640) exprimant l'usure des galets.

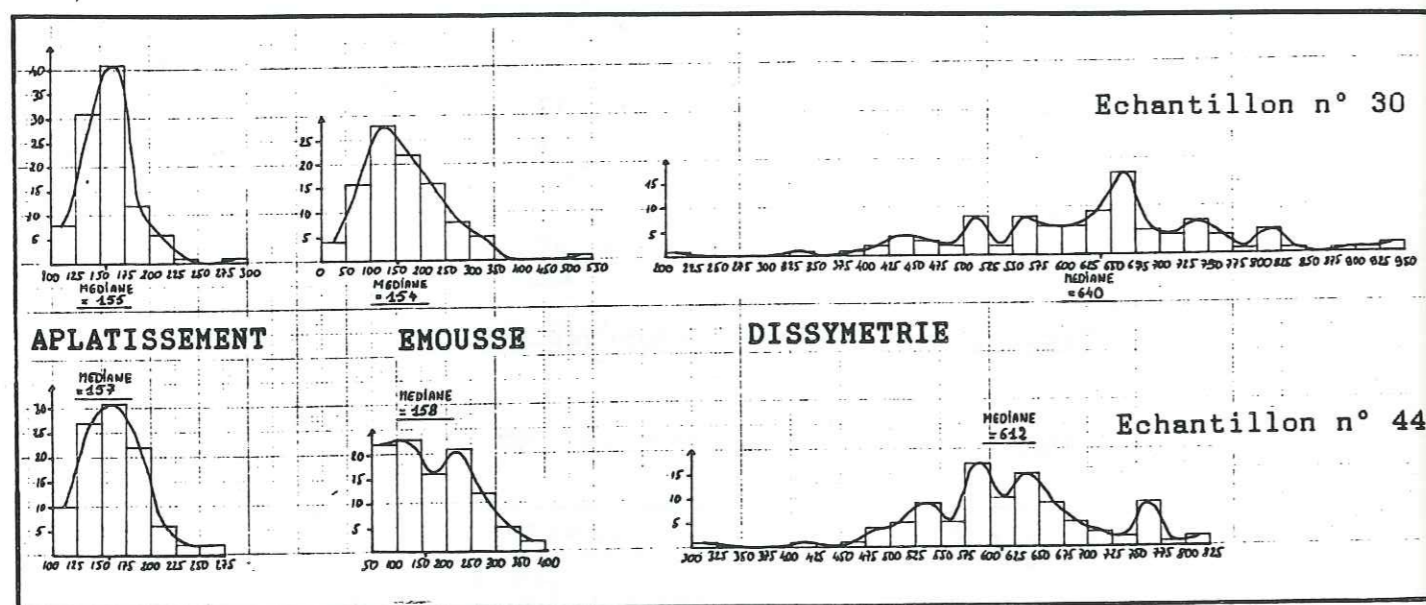


FIG. 42 : COURBES MORPHOMETRIQUES DES GALETS DE SOLS ARGILEUX GROSSIERS

Ce sont donc des galets plutôt compacts, isodiamétriques, assez usés, subanguleux à subarrondis.

Le report de l'indice d'émoussé et d'aplatissement des échantillons n° 30 et 44 (annexe 13 B et fig. 71) donne deux points hors des domaines de la solifluxion (du fait d'un émoussé trop élevé), du torrentiel et du fluviatile (du fait d'un aplatissement insuffisant).

- COMPTAGE PETROGRAPHIQUE (fig. 43) : dominance d'éléments d'océanite et de basalte (au fur et à mesure du déblaiement du paléo-cirque, les matériaux détritiques s'alimentent de plus en plus dans les terrains basaltiques, proches).

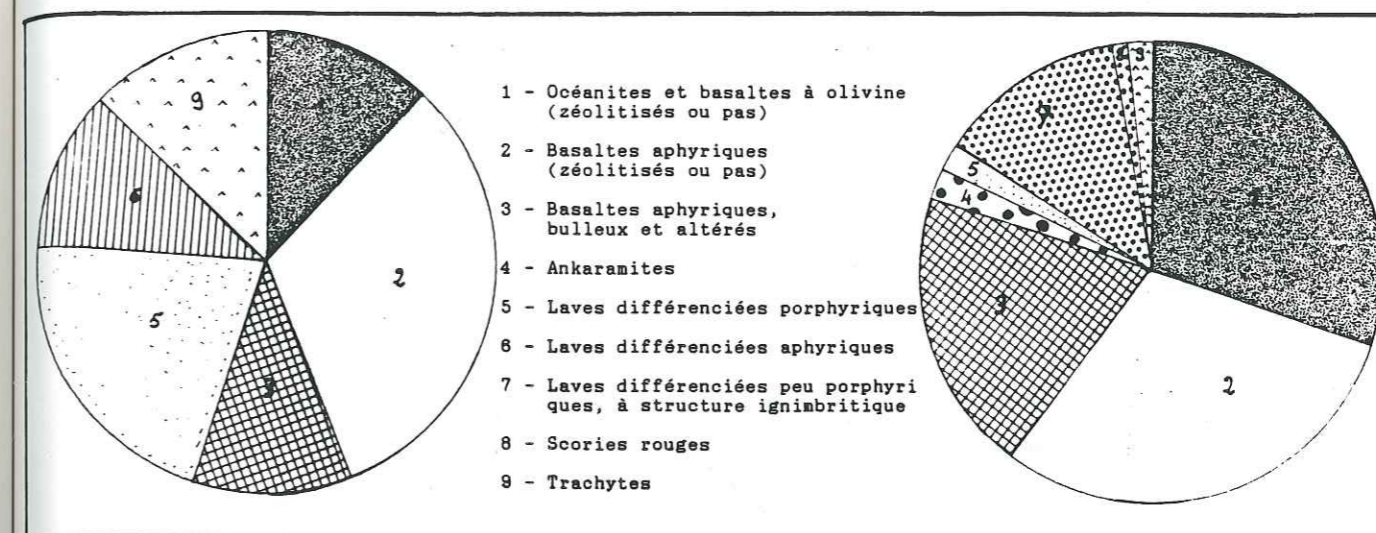


FIG. 43 : COMPTAGE PETROGRAPHIQUE DES GALETS DE SOLS ARGILEUX GROSSIERS

• De nature cendro-argileuse (fig. 45 et photo 20), la matrice individualise un deuxième type de matériau, moins fréquent, qui rappelle celui de la coulée boueuse de la case Nourry (lors du cyclone Hyacinthe, à Grand-Ilet), à mi-parcours.

- COULEUR : patine gris beige à sombre; matrice beige jaunâtre.

- ETAT (photo 20) : matrice compacte à finement vésiculaire, peu cohérente.

- GRANULOMETRIE (fig. 40) : c'est une formation moyennement grossière (médiane dans les sables grossiers; 18 % de fines), à granularité continue, hétérométrique dans l'ensemble. Les indices Cu et Cc sont ceux d'une courbe bien graduée, mais Hé, Qd ϕ et SO, expriment un certain triage des graviers ou de la fraction gravelo-caillouteuse (éléments subanguleux).

- POROSITE EFFECTIVE ET PERMEABILITE POTENTIELLE : faibles du fait d'un triage insuffisant des fractions grossières.

- MORPHOSCOPIE DES SABLES : la majorité de la fraction 0,125-0,05 mm est constituée de grains de feldspath et d'olivine, non usés, limpides, et de quelques olivines altérées et émoussées.

- MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE (< 2 μ) : 80 à 100 % de smectites, mal cristallisées (déshydratation partielle ?) et des interstratifiés irréguliers, probablement de type kaolinite-smectite (type 7 K - 15 S ? avec proportion variable de

composants kaolinite et smectite) - (fig. 44).

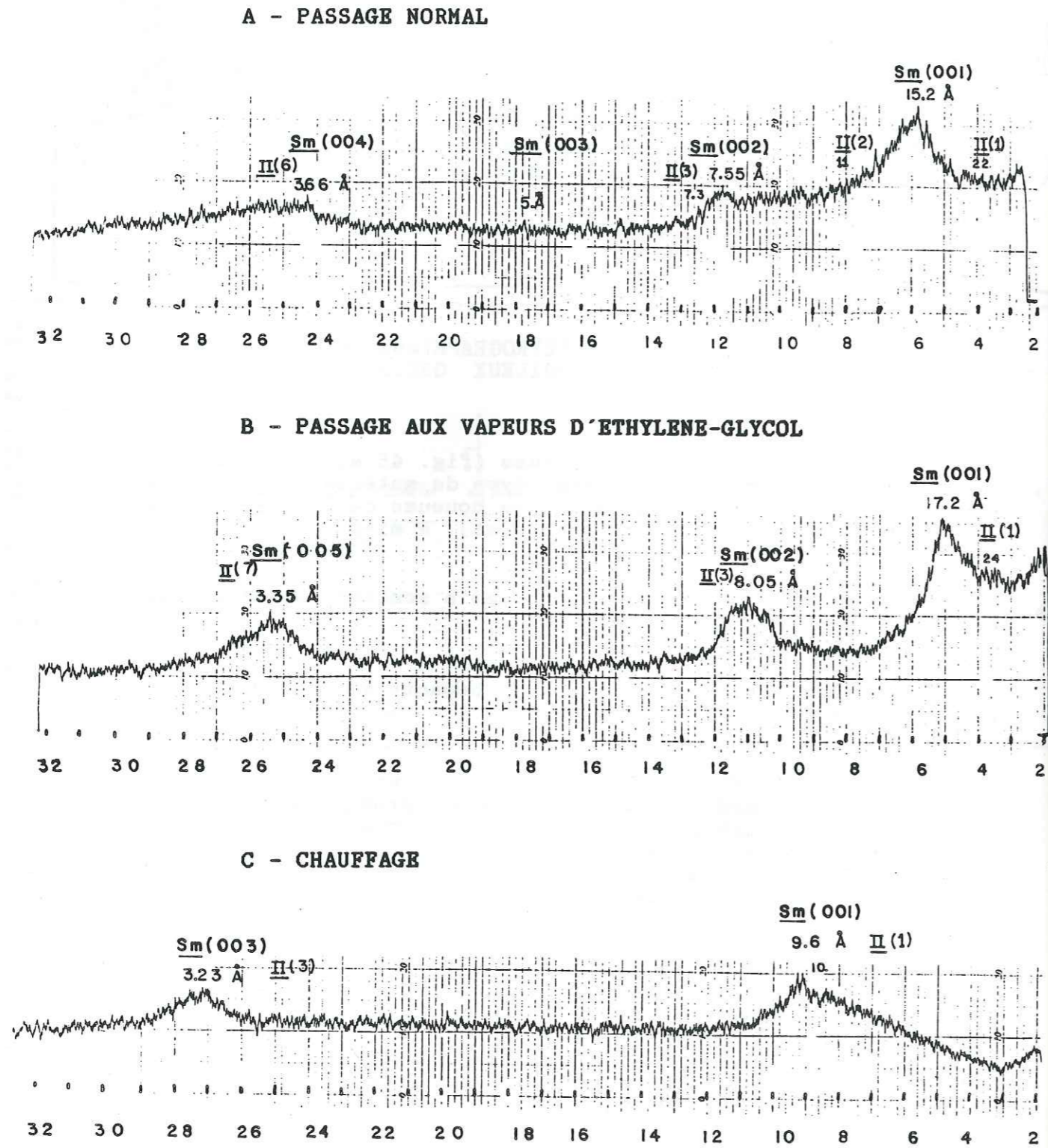
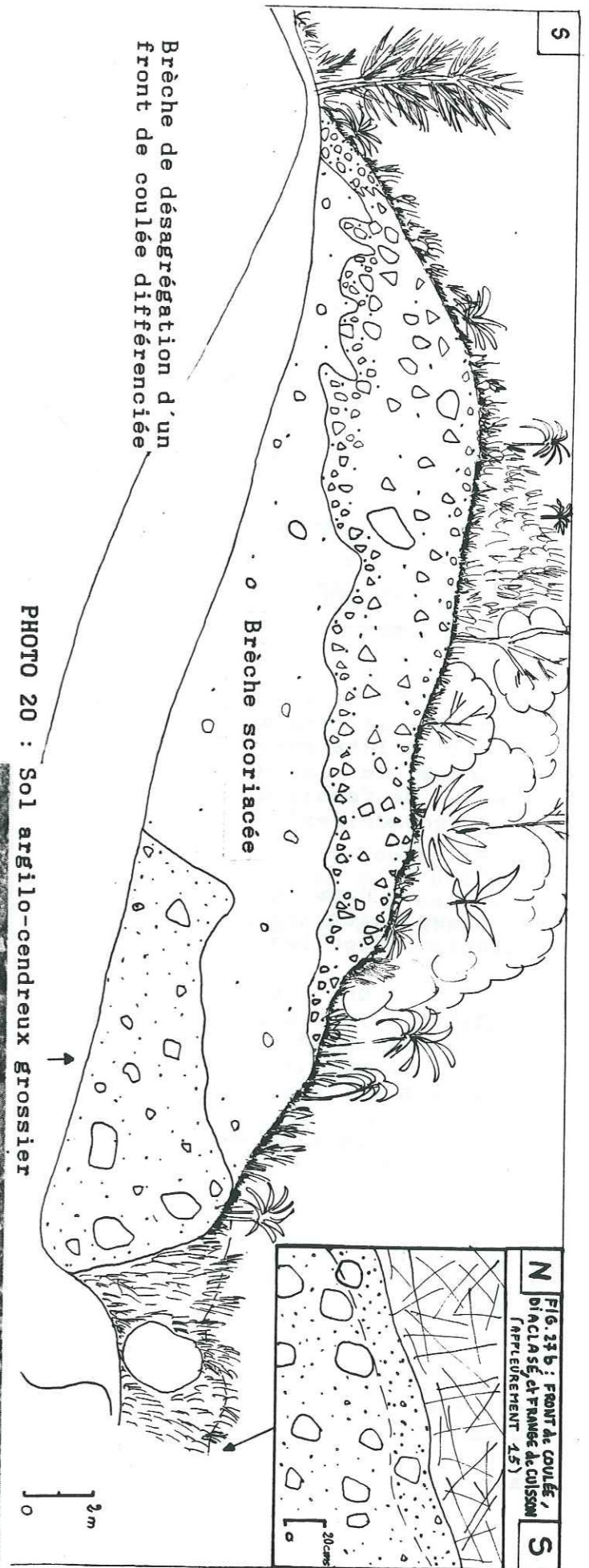
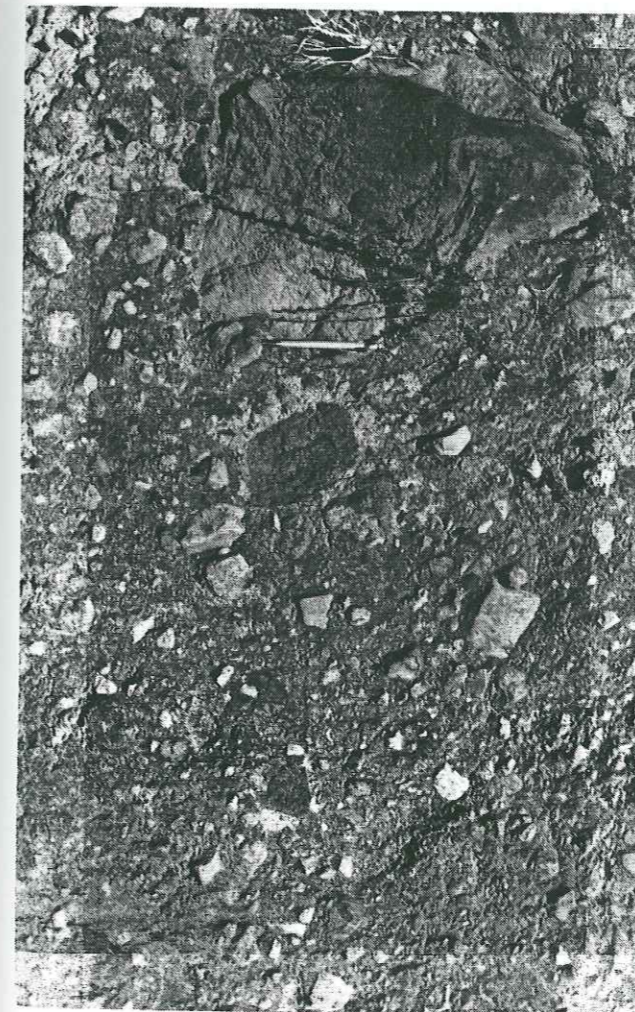


FIG. 44 : DIFFRACTOGRAMMES DE RX DE SOL ARGILO-CENDREUX GROSSIER (affleurement n° 47)

FIG. 45 : SOL ARGILO-CENDREUX GROSSIER, RECOUVERT PAR DES PRODUITS DIFFERENCIES (affleurement n° 47)



Les terrains intermédiaires ont souvent constitué une assise de médiocre qualité mécanique pour les formations de phase IV, sous lesquelles ils sont, par endroit, confinés.

Sous l'effet de telles charges, les faciés argileux, en particulier, ont toutes les chances d'avoir subi des tassements (différentiels, du fait de l'hétérogénéité des deux types de terrain) et probablement une surconsolidation (déformation plastique irréversible).

La baisse de porosité consécutive (diminution de l'indice des vides) n'empêche toutefois pas la frange supérieure de ces terrains, lorsqu'elle est mise à découvert (décompression), de se saturer et de foisonner (gonflement des smectites), ce qui entraîne, après le départ de l'eau (notamment pendant les longues périodes de sécheresse), une décohésion et une désagrégation du matériau. Cette décohésion peut, à son tour, faciliter un auto-colmatage.

Le phénomène de dégradation initial se perpétue donc.

C - ORIGINE

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. II.2.1.B.b et III.1.3), la dégradation des terrains s'est produite d'abord pendant l'interphase III-IV (océanites fragilisées), mais aussi au cours de la période de formation des cirques actuels (les niveaux de faible étendue qui jalonnent le contact I-II, étant assez secondaires).

■ Dans le cas où les terrains ont subi des déplacements en masse (attestés par l'observation de pendages anormaux et d'intrusions décalées, notamment), trois situations sont possibles:

- une rupture intervient dans la tranche supérieure des océanites, par glissement sur l'une des nombreuses surfaces de discontinuité qui existent au sein de la série (ex. : versant Est de Grand-Ilet), ou par cisaillement dans la masse (les terrains sont très altérés) ;

- un glissement se produit au contact océanites hydrothermalisées - formations basaltiques ou différenciées, non altérées ;

- un glissement intervient au sein des océanites fragilisées, la médiocre qualité mécanique de celles-ci entraînant le déplacement en masse des terrains sus-jacents (ex. : Mare à Poules d'Eau).

■ Mais nous avons vu, notamment en ce qui concerne les océanites fragilisées et argilisées (cf. II.2.1.B.b et III.1.3), que l'état des matériaux n'était pas toujours dû à un déplacement en masse (comme c'est le cas pour le versant Est de Grand-Ilet), mais pouvait également résulter de la météorisation, de l'altéra-

tion, de la fracturation (zone de fracture), du remaniement et de l'érosion, principalement lors de l'interphase III-IV.

Lorsque des formations non hydrothermalisées, mais fracturées, reposent sur de tels terrains (ex. : coulées différenciées de phase IV, dans le cours aval de la ravine Grosse Roche), elles sont appelées à se dégrader assez rapidement, tel le "millefeuilles" de scories et coulées différenciées qui apparaît entre Bras Sec et Artimidor (fig. 35).

En ce qui concerne les terrains argileux à blocs, on a affaire à des formations détritiques, au sein desquelles la présence ou non d'éléments différenciés, ainsi que le degré de conservation des zéolites, renseignent respectivement sur le stade de remaniement et de dégradation du matériau originel.

En effet, ils dérivent souvent des océanites hydrothermalisées, directement (monogéniques, à blocs basaltiques et à zéolites), ou indirectement (polygéniques), par altération météorique sur place (altérites) des zones plus fissurées ou plus bréchiques, ou par remaniements successifs (déplacements en masse, coulées boueuses, reprise d'alluvions anciennes, etc.), ou encore du fait des circulations hydrauliques souterraines privilégiées au toit des mêmes océanites, ces trois phénomènes interférant généralement.

D - SYNTHÈSE

Un premier point fondamental apparaît : les océanites fragilisées et argilisées sont étroitement associées à l'Unité Intermédiaire dont elles constituent la principale ou l'unique composante et, très souvent, le moteur des phénomènes d'instabilité.

Un deuxième point : nous conservons le terme d'Unité Intermédiaire, non pour désigner exclusivement des terrains déplacés en masse (PINCHINOT, 1984), mais, plus généralement, pour traduire l'existence de terrains dont le comportement mécanique global, "intermédiaire" entre celui de roches fragilisées et celui de sols argileux, est hérité des périodes où le matériau originel a été dégradé (interphase III-IV, essentiellement, mais aussi période actuelle).

En effet, cet état ne préjuge en rien de l'existence systématique de mouvements en masse. De plus, au sein des panneaux composites glissés, on ne peut toujours assimiler les océanites fragilisées et argilisées, et les formations basaltiques ou différenciées (cf. IV.1.4) qui ont suivi passivement le mouvement.

L'Unité Intermédiaire désigne donc un ensemble de terrains plus ou moins remaniés, aux caractères transitoires entre ceux :

- de formations volcaniques et détritiques ;
- de sols ("mous") et de roches fissurées ("tendres").

Elle se rencontre (fig.) :

- entre le substratum et les terrains de couverture ;
- entre des matériaux relativement plus durs : substratum et terrains supérieurs ;
- dans des zones de fractures (plus rarement).

Lithostratigraphiquement, ces terrains sont très hétérogènes, et leur individualisation peut s'être faite pendant des périodes distinctes de calme éruptif (III-IV, essentiellement ; mais aussi depuis la formation des cirques actuels).

Leurs caractères communs sont les suivants.

- Matériaux hétérogènes, souvent bréchiques, qui ont été météorisés, fracturés, déplacés en masse ou remaniés.

Ils sont peu résistants, évolutifs en ce qui concerne les océanites, et leur comportement mécanique est intermédiaire entre celui :

- de roches fragilisées (fissurées et altérées, friables, tendres) ou de terrains désorganisés (parfois broyés et/ou argilisés) ;

- et de sols argileux à blocs, hétérométriques, plus ou moins plastiques et compressibles, mous.

- Comportement hydraulique de terrains poreux aquicludes, peu perméables, sensibles à la pression intersticielle (les fissures et la discontinuité basale ne permettant pas d'assurer un drainage suffisant), ou imperméables ; les mouvements actuels étant généralement déclenchés par la mise en charge de l'eau souterraine, aggravée souvent par le remplissage des dépressions fermées situées sur les plateaux.

- Escarpements à morphologie ruiniforme ou versants mous, ravinés en "bad-lands" et affectés de mouvements de terrain divers, localisés ou généralisés, anciens ou actuels, qui traduisent une grande sensibilité aux agents atmosphériques.

Ce sont "les terrains à problèmes" des cirques, caractérisés par une instabilité chronique de leurs versants.

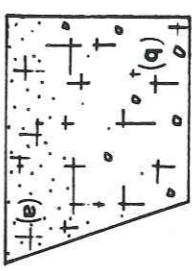
FACIES ET PROFIL DE RESISTANCE	TERRAINS FRAGILISES A DESORGANISES	TERRAINS ARGILEUX A BLOCS	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET GEOTECHNIQUES	DYNAMIQUE DES VERSANTS
	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées de lave et brèches d'océanites hydrothermalisées (a) ; basaltes ; alternance scories-coulées, pyroclastites et lahars, différenciés (b) ; fracturés à broyés, météorisés, déplacés en masse ou remaniés. - Matériaux hétérogènes, fissurés et altérés, peu compacts et peu cohérents, friables, évolutifs après découverte (smectites) pour les océanites, tendres. - Terrains poreux, à perméabilité d'interstices, sensibles à la pression intersticielle. 	<p>Versants très sensibles aux tassements et glissements en masse.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Sols à blocs issus de la dégradation sur place des océanites et des circlations hydrauliques souterraines (a) ou de remaniements divers (b). - Matériaux de couleur bariolée (riches en smectites et évolutifs), brune ou beige (plus remanié), compacts, plus ou moins compressibles. - Terrains poreux mais peu perméables ou imperméables. 	<p>Versants ruiniformes ou ravinés en "bad-lands", instables : chutes de pierres et de blocs, éboullements, foirages, glissements et tassements en masse.</p>

TABLEAU 4 : TYPOLOGIE GEOTECHNIQUE DES TERRAINS INTERMEDIAIRES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 F. 38041 B.P. 53
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003

IV.1.4 - LES TERRAINS ROCHEUX SUPERIEURS

Cette unité regroupe les coulées de lave, les brèches, les alternances coulées-scoïes, basaltiques ou différenciées, très fracturées, non hydrothermalisées, qui reposent sur le substratum en place, ou les océanites fragilisés, ce qui, dans le dernier cas, ne leur offre pas une assise stable.

Nous avons retenu l'existence de trois types de terrains.

A - COULEES DE LAVE ET BRECHES, TRES DISCONTINUES

• D'origine basaltique (pente Carozin et plus à l'aval, versants de la riv. Fleurs Jaunes - cf. II.2.1.C, fig. 46 et fig. 55), ce sont des formations de couleur rousse (hydroxydation des discontinuités), où l'on distingue :

• des coulées très fissurées, prenant parfois un aspect "pseudo-bréchique" (photo 7 et 8) ;

• des brèches d'écroulement en masse, assez indurées, à éléments centimétriques à millimétriques, anguleux à subanguleux, et à matrice peu abondante (10 % environ) micro-bréchique (photo 9), qui sont associées au faciès précédent ;

• des brèches de pente, dont les caractéristiques sont les suivantes :

- ETAT : c'est un matériau de couleur grise (patine) à beige jaunâtre (cassure), à matrice plus abondante, assez lâche et peu cohérent.

- GRANULOMETRIE : formation moyennement grossière, gravelo-sableuse (éléments centimétriques à millimétriques, anguleux à subanguleux; médiane à 1,9 mm), à proportion assez importante de fines (23 % < 0,074 mm), hétérométrique dans l'ensemble mais triée vers les graviers, continue (fig. 47).

- POROSITE EFFECTIVE ET PERMEABILITE POTENTIELLES : elles sont assez élevées ($k = 1,1 \cdot 10^{-3}$ cm/s).

- MORPHOSCOPIE DES SABLES : la fraction 0,125 - 0,05 mm montre de nombreux feldspaths et quelques olivines, non usés et généralement non altérés, ce qui exprime bien un faible remaniement.

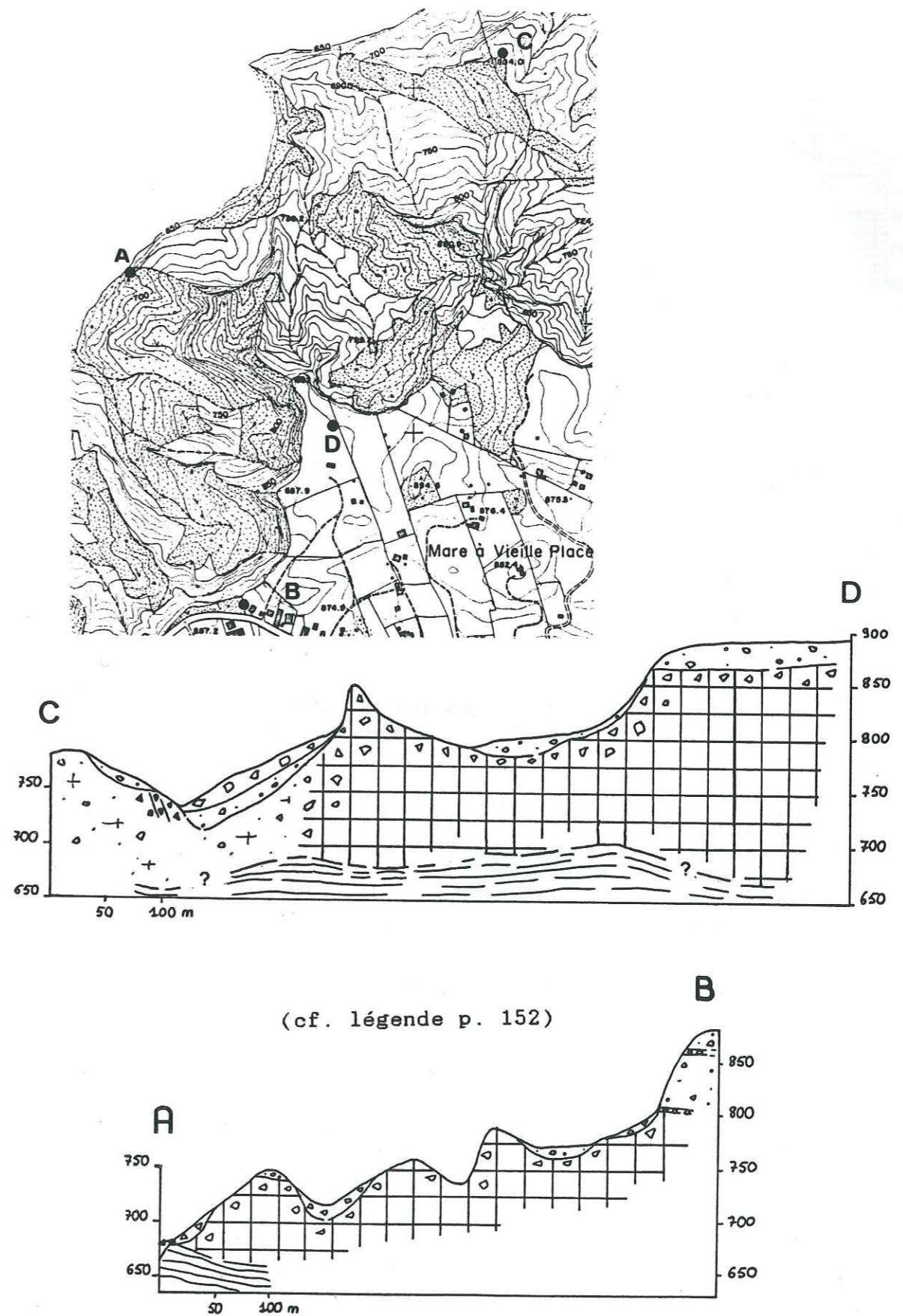


FIG. 46 : COUPES GEOTECHNIQUES DES VERSANTS DE LA RIVIERE FLEURS JAUNES, DANS LE SECTEUR DE MARE A VIEILLE PLACE

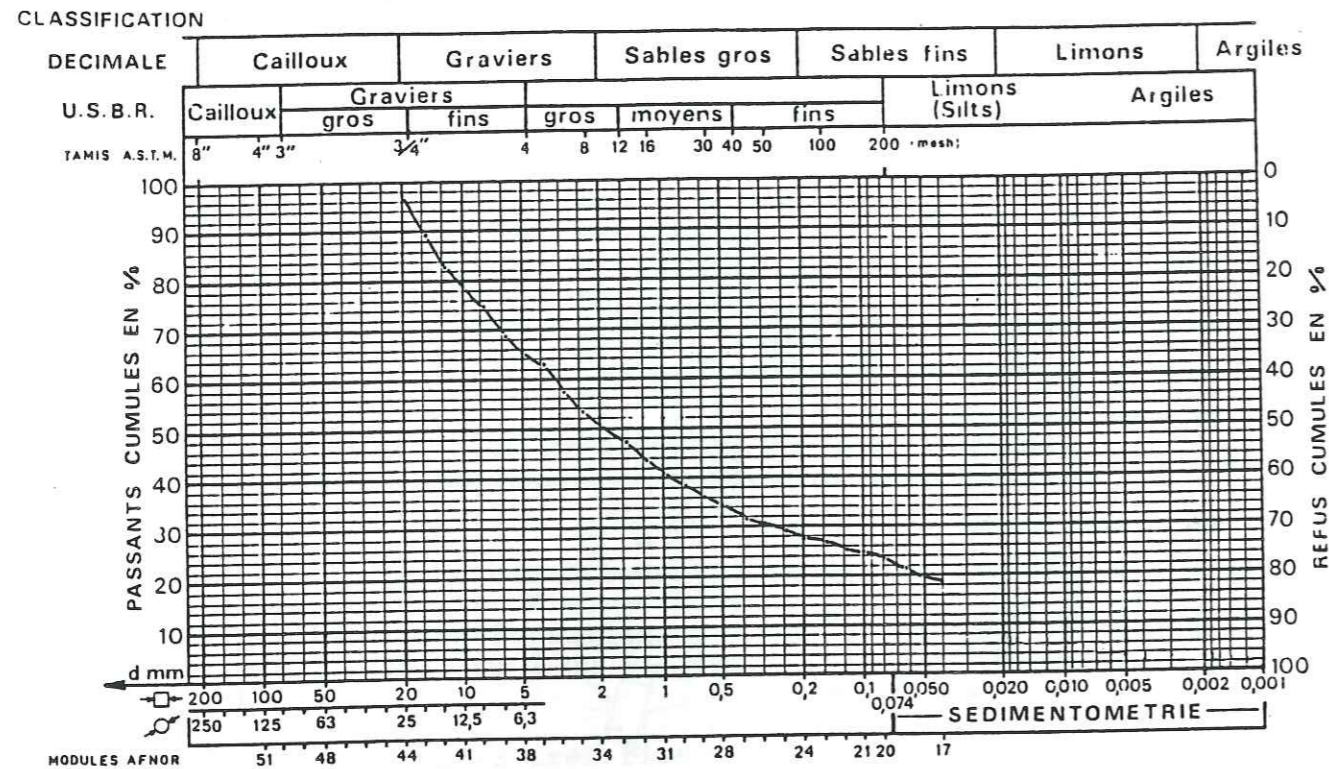


FIG. 47 : COURBE GRANULOMETRIQUE D'UNE BRECHE DE PENTE ASSOCIEE AUX TERRAINS SUPERIEURS - (affleurement n° 48)

■ D'origine différenciée (ravine Grosse Roche ; Mare à Goyaves ; Salazie - Petit Sable ; La Savanne ; Mare à Citrons ; Artimidor - Bras Sec ; Le Radier - Piton Gabou ; cf. II.2.2.B.c), ce sont des coulées et des brèches explosives imbriquées (passages fréquents dans la ravine Grosse Roche et dans le secteur Radier - Piton Gabou).

Elles sont plus massives, très fracturées (prismation généralement bien développée), et leur débit peut produire des blocs subanguleux, de taille décimétrique à ... cyclopéenne, comme ceux qui parsèment le plateau vallonné de Mare à Citrons (pré-débit par le réseau des discontinuités, puis démantèlement sur place).

Ces terrains sont perméables en grand.

Les versants rocheux correspondants des îlets, sont décomprimés et découpés en crêtes aiguës, séparées par des ravins à parois raides où se produisent de nombreux écoulements localisés. Ils montrent, le plus souvent, des passages flous entre coulées ou brèches volcaniques, brèches remaniées et terrains de couverture.

B - BRECHES COHERENTES A SOUDEES

Ce sont des brèches explosives différenciées (cf. II.2.2.B.a), compactes, cohérentes, à éléments centimétriques anguleux (Piton Maillot - fig. 61 - Mare à Citrons, Le Radier); ou soudées, dures (Bras Sec) ; grossièrement prismées parfois et à éléments subanguleux (Piton Gabou).

Elles apparaissent en relief sur le terrain, où elles peuvent donner des escarpements raides (Piton Maillot, Piton Gabou, Mare à Citrons : photo 27).

Elles ont une faible perméabilité de fractures ou sont imperméables.

C - TERRAINS STRATIFIES, COHERENTS

Nous individualisons ainsi les matériaux hétérogènes des remparts et des massifs résiduels des cirques (ex. : Piton d'Enchain - photo 11 et 21 ; crêtes d'Aurère, de la Marianne et des Calumets, dans Mafate ; Pitons de Gueulé Rouge, dans Cilaos), qu'ils soient de nature basaltique (ex.: rempart de l'Îlet Morin) ou différenciée (cf. II.2.2.B.c).



PHOTO 21 : LES TERRAINS STRATIFIES, COHERENTS, DU PITON D'ENCHAIN

Les versants font apparaître une stratification où alternent des bancs de lave durs (replats) à prismation plus ou moins grossière, compacts, assez cohérents, perméables en grand, et des niveaux scoriacés tendres, poreux, altérables, sensibles aux affouillements, le tout étant fracturé.

Malgré tout, l'ensemble reste globalement cohérent, car les phénomènes de démantèlement ont peu de prise sur des versants rocheux aussi raides, ceci d'autant moins que bon nombre d'entre eux sont structurés en amont-pendage (les remparts, exceptés ceux du massif des Salazes) ou en aval-pendage insignifiant (certaines crêtes résiduelles), ou/et sont boisés (photo 10 et 12).

La perméabilité en grand de l'ensemble (BARGEAS - 1984, estime la perméabilité des alternances récentes: coulées de lave-scories, supérieure ou égale à 1.10⁻³ m/s) peut être contrariée, localement, par l'argilisation du toit des coulées, des fractures et des niveaux scoriacés ou bréchiques (ex.: des émergences à mi-rempart de Bélouve).

D - SYNTHESE

Ces terrains se différencient donc des océanites hydrothermalisées par les caractères suivants :

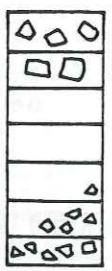
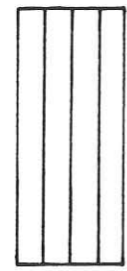
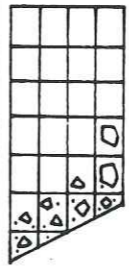
- fraicheur (relative) ;
- certaine rigidité et dureté (surtout à l'échelle de l'échantillon) ;
- forte discontinuité, du fait de la proportion importante de brèches et de la densité des textures d'écoulement, des fissures de retrait (prismation plus ou moins grossière des coulées et même de certaines brèches volcaniques), et de la fracturation (ouverte, découpant des blocs, méga-blocs, et des panneaux).

Ces caractères induisent une perméabilité en grand, une certaine compétence globale, une cohérence variable et une sensibilité aux écroulements.

La cohérence est moyenne lorsque le versant est structuré en amont-pendage, boisé ou/et n'est pas sous l'emprise directe de l'érosion, c'est à dire surtout en contexte de rempart (en amont-pendage) ou de massif résiduel des cirques ; elle est plus faible pour les versants des îlets et le massif des Salazes.

Sur carte, un tramé combinant des lignes verticales, horizontales et des tirets, ainsi que la surimposition de figurés symbolisant les faciès bréchiques rendra compte au mieux, selon nous, du degré de discontinuité et de cohésion de ces coulées et de ces brèches (p. 155 et tableau 5).

TABEAU 5 : TYPOLOGIE GEOTECHNIQUE DES TERRAINS ROCHEUX SUPERIEURS

FACIES ET PROFIL DE RESISTANCE	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET GEOTECHNIQUES	DYNAMIQUE DES VERSANTS
BRÈCHES COHÉRENTES A SOUDES 	<ul style="list-style-type: none"> - Brèches pyroclastiques différenciées. - Matériaux rocheux, compacts. - Terrains imperméables ou à faible perméabilité de fracture. 	Chutes de pierres et de blocs ; écroulements en masse.
TERRAINS STRATIFIÉS, COHÉRENTS 	<ul style="list-style-type: none"> - Alternance coulées - scories, basaltiques ou différenciées. - Matériaux hétérogènes, fracturés, où alternent bancs de lave durs (replats prismés, compacts et assez cohérents, et niveaux scoriacés tendres, altérables. - Coulées à perméabilité de fissures ; scories poreuses et plus ou moins perméables, selon leur argillisation ; ensemble perméable en grand. 	Chutes de pierres et de blocs ; écroulements en masse.
COULÉES DE LAVES ET BRÈCHES, TRÈS DISCONTINUES 	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées, brèches explosives, brèches d'écroulement en masse, brèches de pente, basaltiques ou différenciées. - Matériaux rocheux hétérogènes, prismés ou bréchiques, fracturés, hydroxydés, plus ou moins cohérents. - Terrains perméables en grand. 	Versants découpés en crêtes aiguës et ravins à parois raides où se produisent de nombreux écroulements, localisés, et des chutes de pierres et de blocs.

IV.1.5 - LES TERRAINS DE COUVERTURE

Il s'agit des terrains déposés depuis le début de la formation des cirques actuels.

A - ALLUVIONS TORRENTIELLES ET EPANDAGES

Transportés dans une eau plus ou moins chargée en fines, puis lavés lors de leur mise en place, ou postérieurement à celle-ci (lessivage), ils sont plutôt graveleux (peu de fines), meubles ou peu cohérents (faible cimentation, après essorage), généralement très perméables et aquifuges (capacité de rétention réduite), sauf en cas de colmatage argileux (surtout pour les alluvions anciennes).

a - ALLUVIONS TORRENTIELLES

Ce sont des matériaux transportés en suspension et en saltation (blocs, graviers, sables, limons), généralement très grossiers.

Postérieurement au dépôt, et avec le temps, la perméabilité peut croître, par lessivage superficiel et suffosion ou, au contraire, diminuer par colmatage argileux; ce dernier cas pouvant alors être à l'origine d'un remaniement du terrain (ex. : affleurement n° 52 et fig. 51). Ces trois phénomènes peuvent s'observer au sein d'une même formation.

L'entraînement des fines, du fait de la circulation rapide des eaux souterraines, peut provoquer l'apparition d'entonnoirs de suffosion (ex. : en janvier 1980, dans les champs à l'entrée du village de Mare à Citrons). Mais ce phénomène n'est pas généralisé.

■ ALLUVIONS ANCIENNES

A l'affleurement, trois situations nous sont apparues.

- Paléo-vallées, suspendues par rapport aux lits actuels des rivières : les villages de Salazie, Mare à Citrons, Mare à Goyaves (photo 15) et Mare à Vieille Place, sont, en grande partie, fondés sur des anciens lits de rivière (fig. 14). Ce sont des gîtes de sables que les habitants exploitent à l'occasion.

- Terrasses et banquettes, étagées le long des versants : à Bras Sec, on peut suivre nettement les enfoncements, au cours du temps, du lit de la riv. du Mât (fig. 56).

- Paléo-chenaux, fossilisés au sein des formations détritiques des îlets (fig. 48).

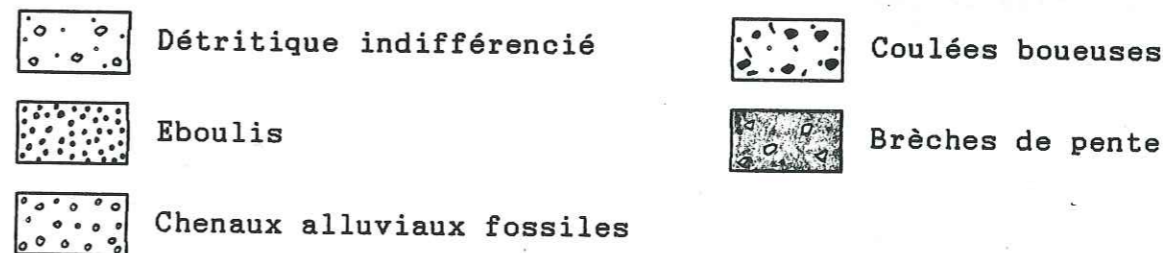
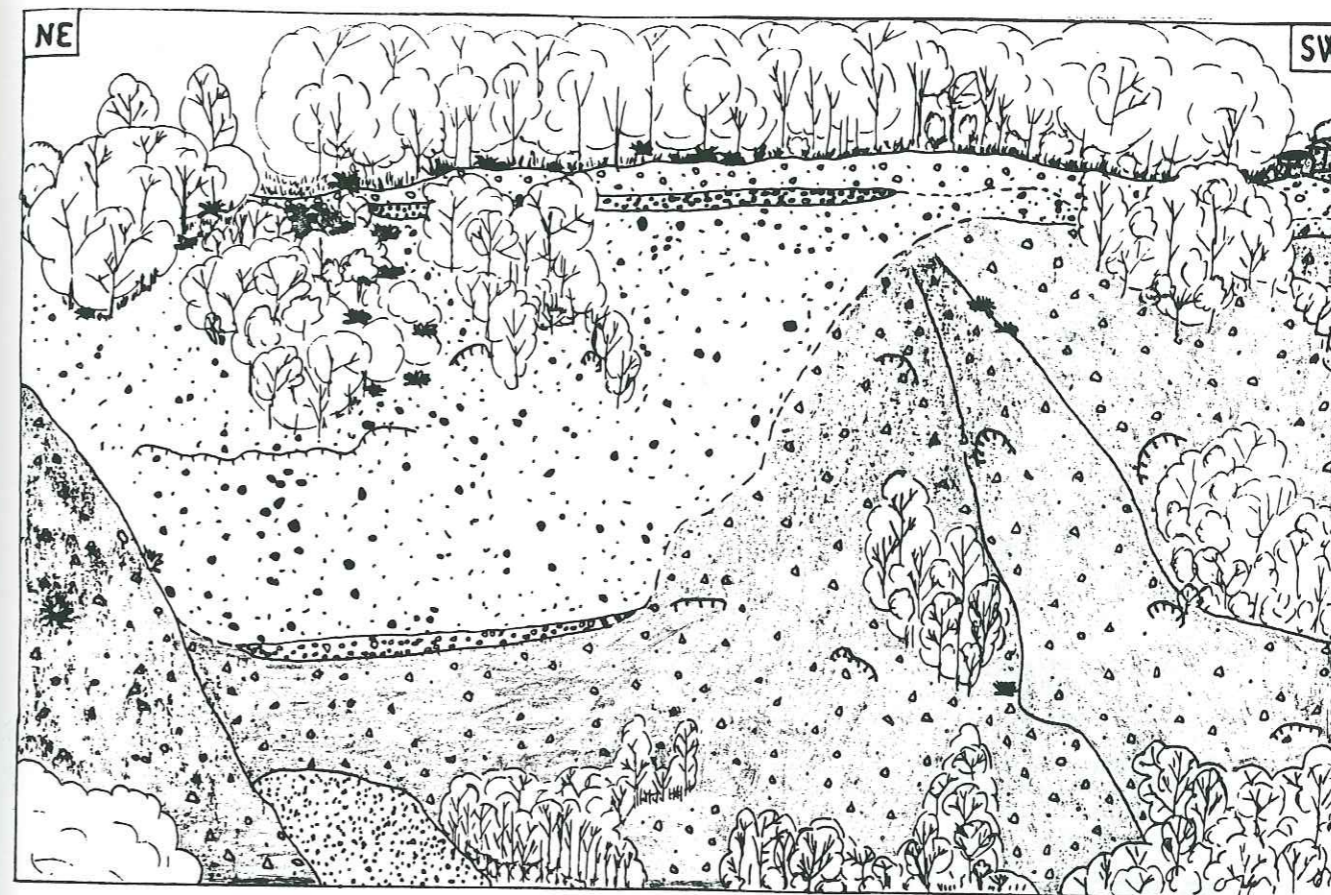


FIG. 48 : PALEO-CHENAUX ALLUVIAUX, FOSSILISES
(affleurement n° 49)

■ ALLUVIONS MODERNES

Elles se déposent dans le fond des talwegs, en tranches successives (fig. 49), chacune d'entre elles correspondant au délaissé d'une crue.

Les blocs, parfois cyclopéens, peuvent provenir de l'amont, par roulement dans un fluide très boueux, ou sont détachés de l'encaissant, lors des crues cycloniques.

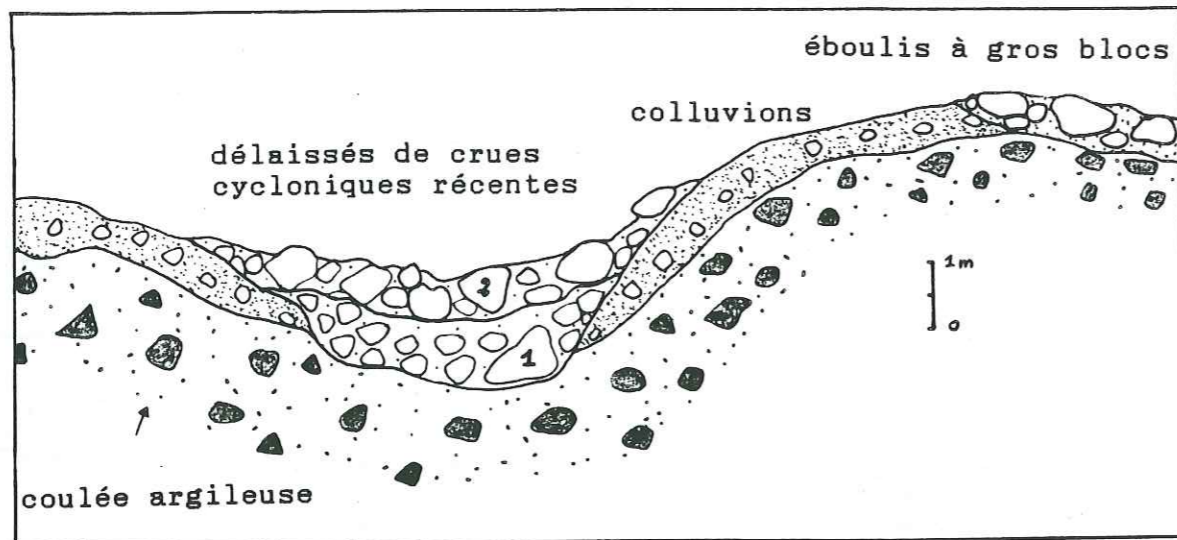


FIG. 49 : PROFIL SCHEMATIQUE EN TRAVERS D'UNE RAVINE

b - EPANDAGES

Nous désignons ainsi les matériaux de dépôt des coulées (fig. 61) ou des laves torrentielles, en bout de leur parcours.

Ils sont donc triés (fraction sablo-graveleuse importante et nombreux éléments centimétriques), lavés, très perméables, et lorsqu'ils débouchent dans le lit d'un cours d'eau, il est difficile de les distinguer des alluvions.

B - EBOULIS ET CHAOS DE BLOCS

Il s'agit de matériaux assez grossiers, meubles et lâches, dont les éléments, anguleux à subanguleux, sont englobés dans une matrice terreuse, de couleur marron, plus ou moins abondante suivant l'ancienneté du dépôt et le degré d'activité ou d'éloignement du versant producteur (la désagrégation des fronts de coulées très fissurées fournit des blocailles très peu remaniées, presque sans matrice : fig. 45 et photo 13).

Ils sont généralement perméables.

On peut y distinguer :

- des chaos de blocs, de taille parfois cyclopéenne, issus du démantèlement sur place de coulées massives, fracturées;
- des éboulis à gros blocs (décimétriques, subanguleux), avec peu de matrice, et des éboulis à éléments centimétriques, anguleux, à matrice plus abondante.

C - COULEES BOUEUSES, ET DETRITIQUE INDIFFERENCIE

Par le terme de "détritique indifférencié", nous entendons un ensemble de matériaux terreux (coulées boueuses, épandages divers, éboulis, colluvions, alluvions, sols pédologiques - fig. 50), dont les caractéristiques sont assez proches de celles de coulées boueuses (voire de laves torrentielles), à mi-parcours (un lavage s'opérant à l'aval, dans la zone d'accumulation).

Il est souvent illusoire de vouloir y faire des subdivisions, tant ils ont été brassés, lors de remaniements successifs, en présence d'eau (ces mélanges s'opèrent déjà lorsqu'une coulée de boue peut emprunter sur son passage des matériaux de tout grain).

On peut constater, globalement, un amenuisement et un arrondi croissant des éléments, à mesure que l'on s'éloigne des reliefs (éléments décimétriques, souvent franchement anguleux) et que l'on s'approche des zones peu inclinées ou plates, où s'accumulent des formations à éléments centimétriques, subarrondis à arrondis.

L'usure d'une partie des galets et des sables, ainsi que, parfois, la faible représentation de la fraction sablo-fine, indique l'origine torrentielle probable d'une partie (plus ou moins importante) de ces matériaux. Mais la majorité des sables, non usés, ne témoigne pas de brassage torrentiel prolongé dans l'eau ni, d'ailleurs, de forte altération chimique, généralisée. Elle proviendrait plutôt d'arènes de désagrégation et d'éboulis.

Ces matériaux peuvent s'appauvrir en fines, par lessivage superficiel (entraînement par les eaux de ruissellement, lorsque les sols sont mis à découvert - cf. IV.2.2.D) ou, au contraire, s'imperméabiliser par colmatage argileux.

Ils donnent des talus ébouleux, à profil "en V" plus ou moins évasé, souvent déstabilisés par les terrassements (élargissement des routes).

La nature de la matrice influe sur la compacité, la cohésion, et donc sur le degré de porosité et de perméabilité du matériau.

a - COULEES DETRITIQUES ARGILO-TERREUSES

Ce sont des matériaux plus ou moins grossiers, à nombreux éléments centimétriques à décimétriques (subanguleux à subarrondis), dont la matrice, assez abondante, à proportion variable de fines (> 10%), peut donner des sols pédologiques assez fins, limono-argileux, fertiles, comme ceux du plateau de la Mare à Vieille Place.

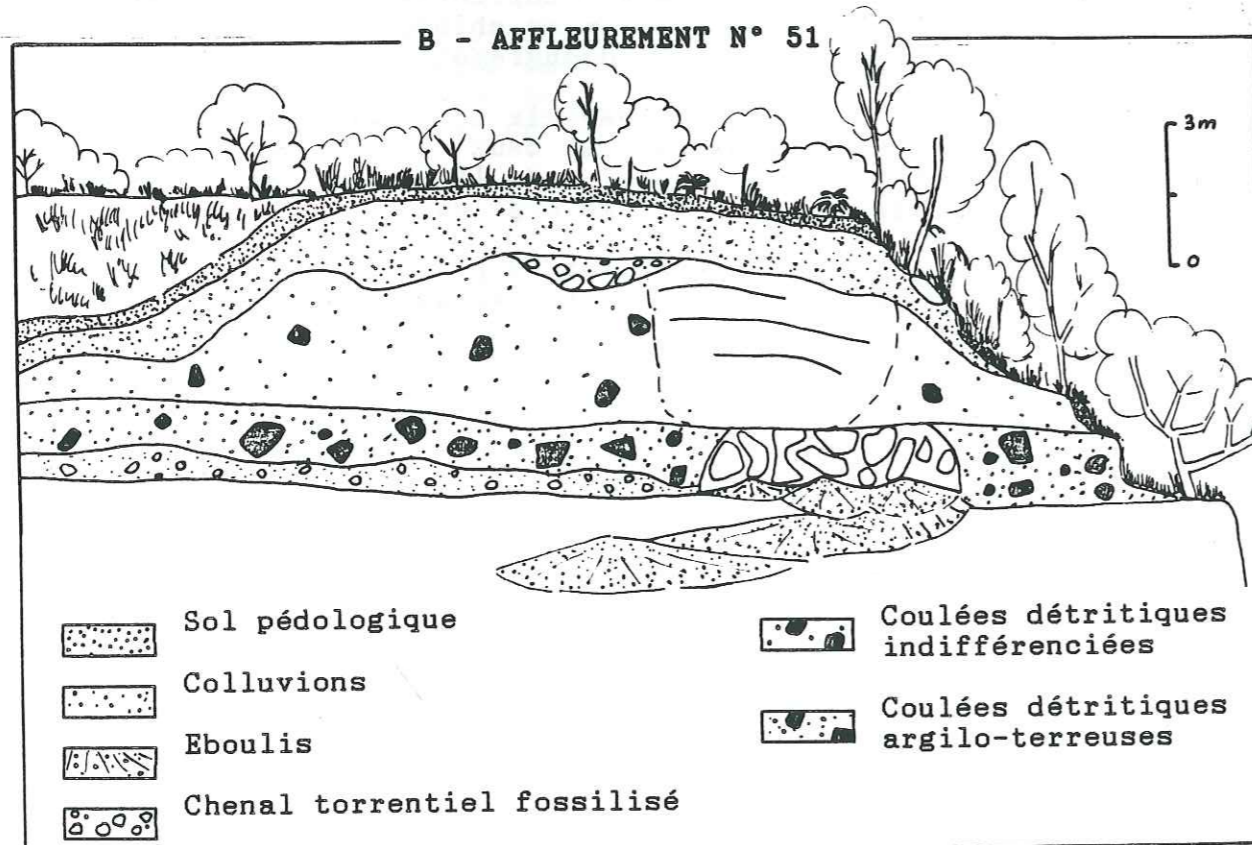
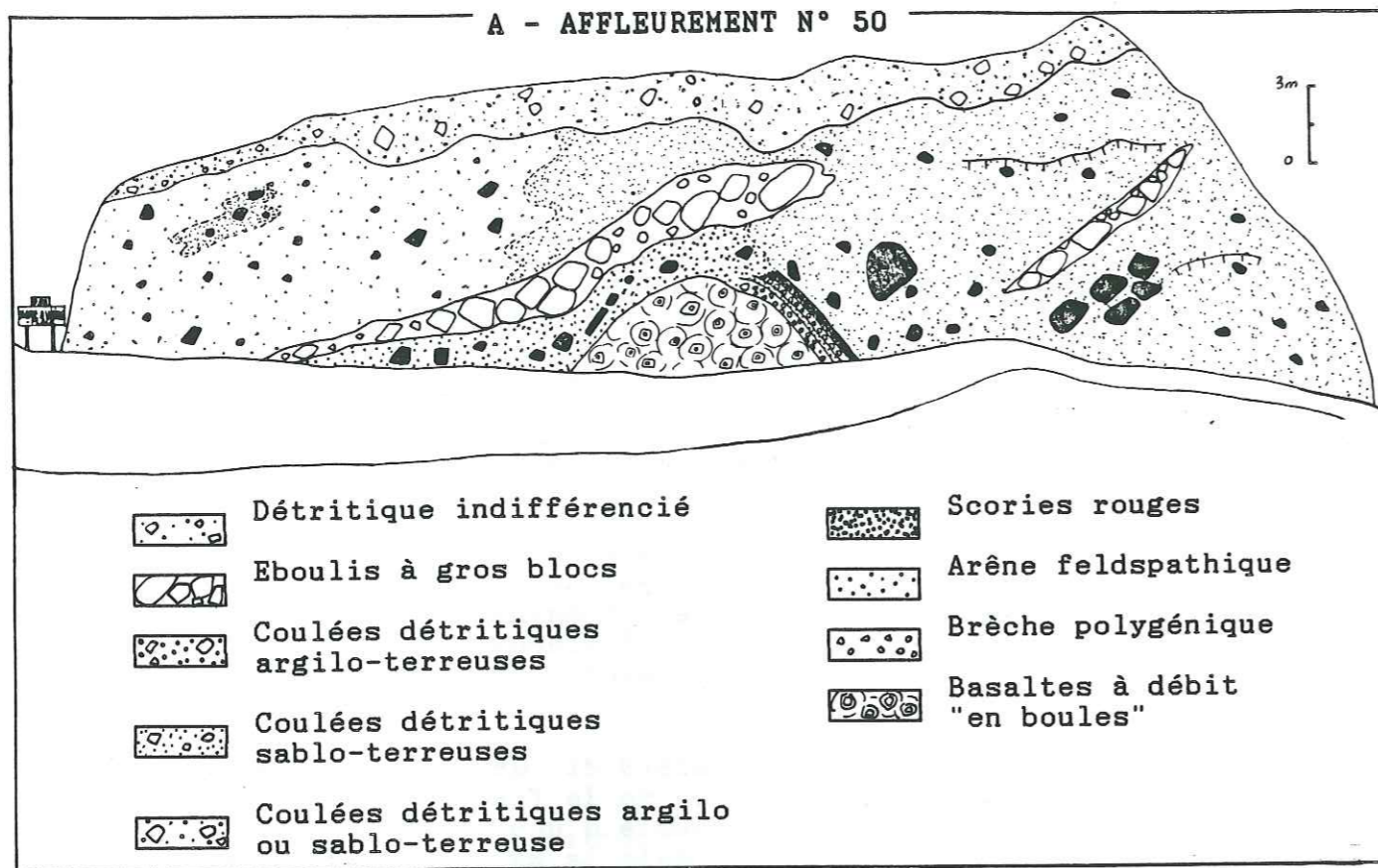


FIG. 50 : HETEROGENEITE DU DETRITIQUE INDIFFERENCIE

L'échantillon n° 50 A (fig. 50, 51 et tableau 6) est assez caractéristique de ce type de matériau.

- COULEUR : brune à ocre jaune (patine brun sombre).
- ETAT : assez compact, mais peu cohérent à meuble (cimentation moyenne, après essorage)
- GROSSIERETE: fraction gravelo-caillouteuse abondante; médiane dans les sables grossiers; forte proportion de fines (< 0,074 mm)
- CONTINUITE : granularité continue.
- CLASSEMENT : nette hétérométrie.
- POROSITE EFFECTIVE ET PERMEABILITE, POTENTIELLES : faibles.

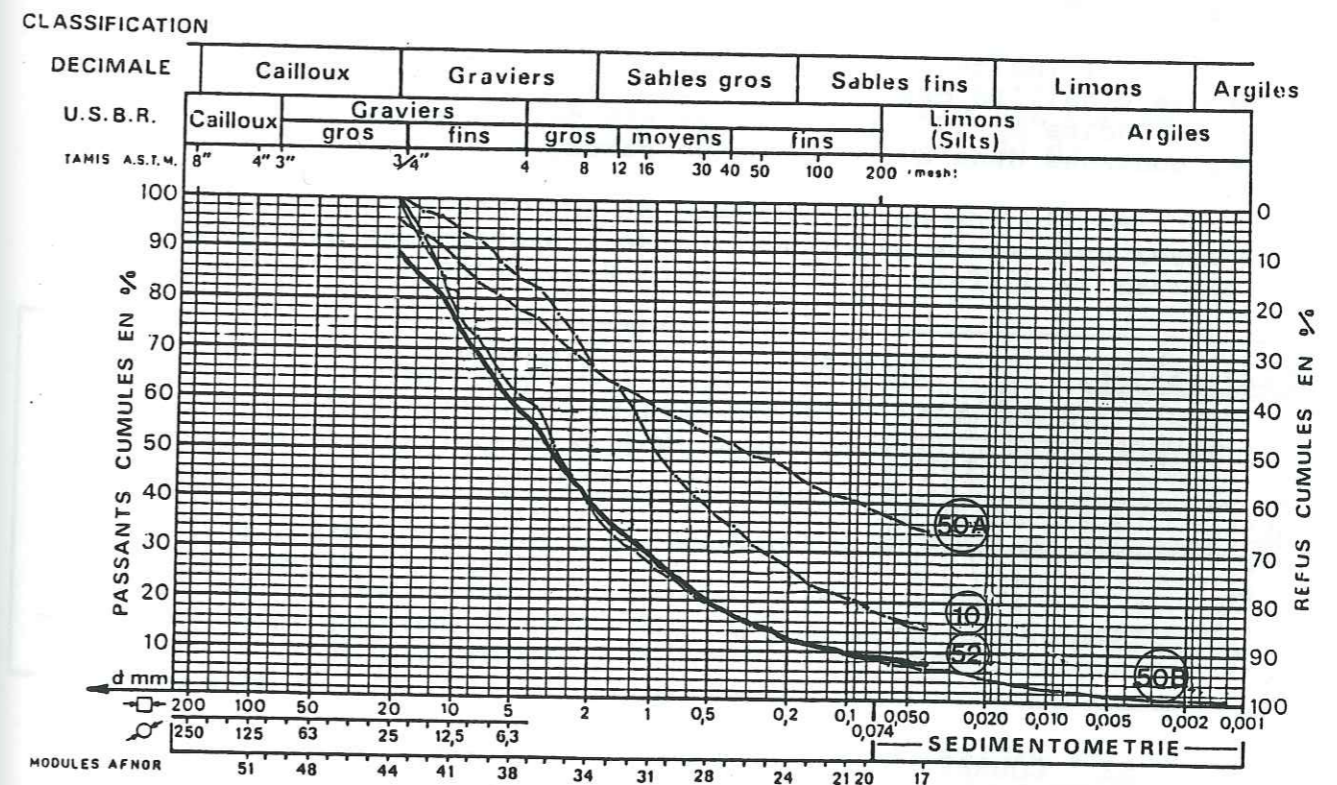


FIG. 51 : COURBES GRANULOMETRIQUES DES COULEES BOUEUSES ET MATERIAUX DETRITIQUE INDIFFERENCIES, DE COUVERTURE

b - COULEES DETRITIQUE SABLO-TERREUSES

Ce sont des matériaux assez grossiers, à matrice sablo ou cendro-terreuse, peu altérée, du type suivant (affleurement n° 50 B - fig. 50, 51 et tableau 6).

- COULEUR : gris-beige à jaunâtre.
- ETAT : peu compact ou lâche, peu cohérent (cimentation moyenne, après essorage)

■ **GROSSIERETE**: fraction gravelo-caillouteuse abondante; médiane dans les graviers; faible proportion de fines.

■ **CLASSEMENT** : hétérométrie d'ensemble avec un faible triage des graviers.

■ **POROSITE EFFECTIVE ET PERMEABILITE, POTENTIELLES** : la faible proportion de fines, le développement relatif de la fraction graveleuse et la faible compacité du matériau, laissent prévoir une porosité effective et une perméabilité moyennes.

■ **MORPHOMETRIE DES GALETS** (fig. 52) : les éléments sont généralement centimétriques à décimétriques (cailloux), compacts, subanguleux, isodiamétriques, assez usés :

• l'indice d'éroussé de 143, est assez fort pour des galets de roche volcanique compacte (CAILLEUX donne, pour ces roches, dans des coulées boueuses, une médiane de 65) ;

• l'indice d'aplatissement de 163, peu élevé, exprime la faible fissilité des galets, plutôt isodiamétriques (CAILLEUX donne un indice de 170 pour les galets de roche volcanique compacte, contenus dans des coulées boueuses) ;

• l'indice de dissymétrie de 625 indique que les galets sont assez usés, et la plurimodalité de l'histogramme des fréquences exprime la différence d'usure entre certains d'entre eux.

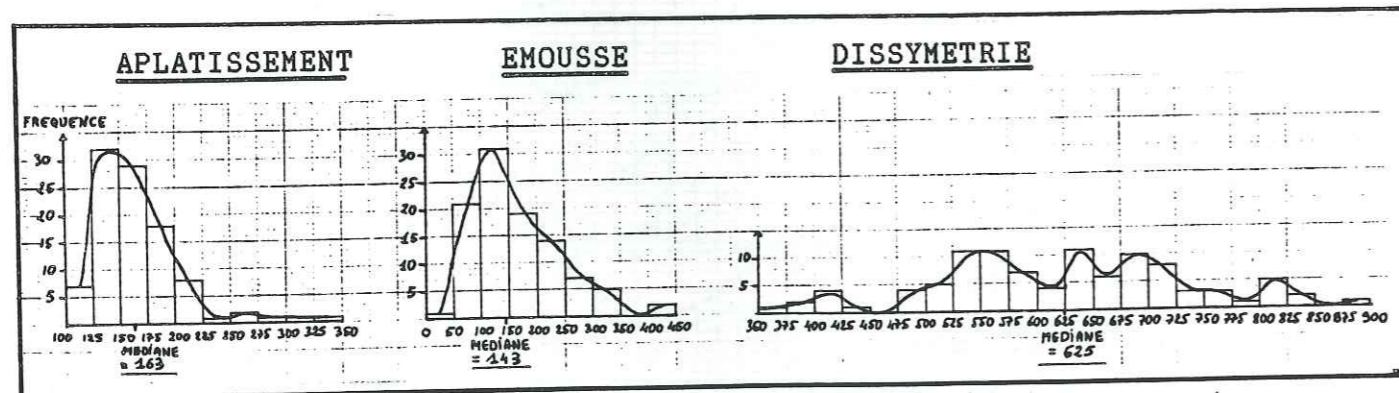


FIG. 52 : COURBES MORPHOMETRIQUES DES GALETS D'UNE COULEE DETRITIQUE SABLO - TERREUSE (affleurement n° 50 B)

Le report de l'indice d'éroussé et d'aplatissement (annexe 13 B et fig. 71) donne un point hors des domaines de la solifluxion (éroussé trop élevé), du torrentiel et du fluvial (du fait d'un aplatissement insuffisant), ce qui confirme qu'au cours de remaniements successifs, ces matériaux ont pu reprendre des alluvions anciennes.

■ **COMPTAGE PETROGRAPHIQUE** : les galets de lave différenciée sont dominants (58 % de basaltes différenciés et 14 % de trachytes) par rapport aux océanites et basaltes (26 %). Dans le contexte de l'affleurement, cela pourrait s'expliquer par le fait que cette coulée détritique ravine un petit appareil strombolien, différencié.

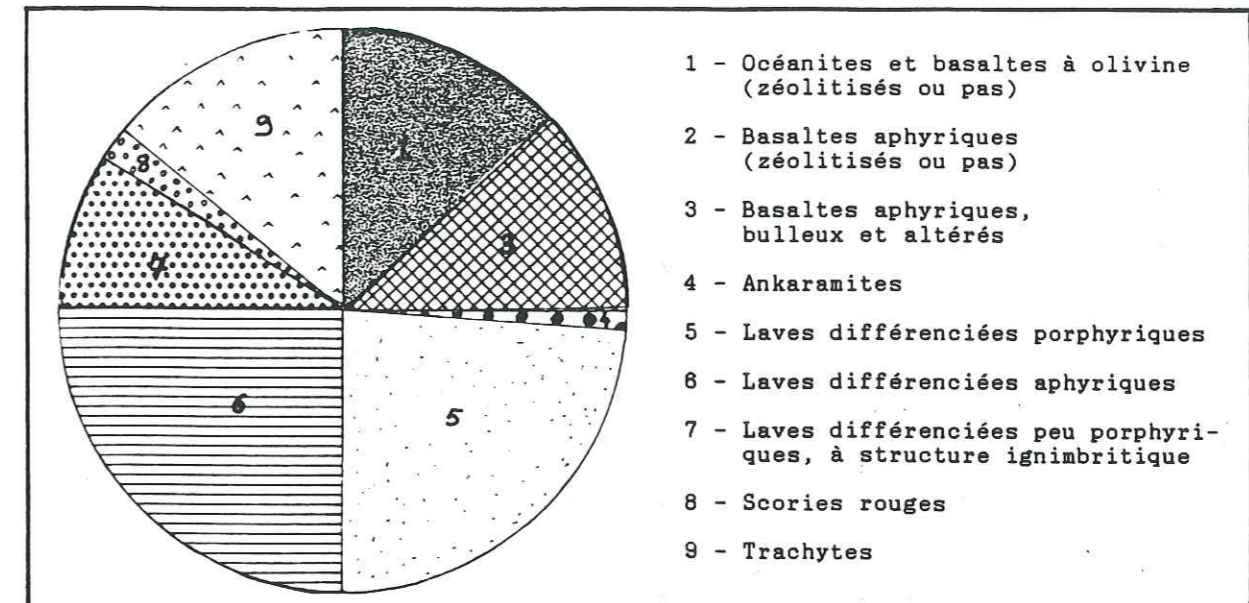


FIG. 53 : COMPTAGE PETROGRAPHIQUE DES GALETS D'UNE COULEE DETRITIQUE SABLO - TERREUSE (affleurement n° 50 B)

D - SYNTHESE

Ce sont des sols (remaniement interne total), polygéniques (éléments basaltiques ou différenciés), hétérogènes, assez grossiers, hétérométriques (surtout gravelo-caillouteux), à granularité généralement continue.

Ils sont peu compacts ou lâches, meubles ou peu cohérents (plus ou moins argileux).

Les éléments, surtout centimétriques à décimétriques (certains, métriques, pèsent plusieurs tonnes), sont subanguleux à subarrondis.

La matrice, de couleur brune à beige, plus ou moins fine (les sables et les fines peuvent être mal représentés, du fait de leur entraînement par l'eau, lors du transport), est assez abondante (> 10 %).

La granulométrie de ces matériaux (fig. 51) laisse envisager une porosité effective (n_e) moyenne et une bonne perméabilité (BARGEAS - 1984 - donne un coefficient d'emmagasinement de 25 %, élevé donc, dans les formations détritiques peu évoluées, au niveau de Cilaos; et un débit spécifique d'infiltration de 15 l/s/km², à Cilaos et Salazie), sauf en cas de colmatage argileux.

Ils sont donc peu sensibles à l'action des eaux souterraines (sauf élévation très rapide de la pression interstitielle), mais sensibles à l'affouillement et au lessivage (tableau 7).

TABLEAU 6 : CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DE COULEES DETRITIQUES DE COUVERTURE

FACIES ET N° D'AFFLEUREMENT	GRANULOMETRIE	POROSITE EFFECTIVE (ne) ET PERMEABILITE(k) POTENTIELLES	COMPETENCE DE L'AGENT DE TRANSPORT	MORPHOMETRIE DES GALETS	MORPHOSCOPIE DES SABLES (fraction 0,125 - 0,05 mm)	COMPTAGE PETROGRAPHIQUE	MINERALOGIE DES ARGILES (< 2 µ)
50 A	- éléments centrimétriques à décimétriques médiane = 0,33 mm fines = 38 % - Hé = 3,55 ; Qd ψ = 3,6 ; 50 = 12,2	- ne faible - K = 1.10 ⁻⁴ cm/s		subanguleux	0,25 - 0,05 mm - quelques iddingsites et feldspaths, non usés - quelques olivines iddingsitisées émoussées - rares magnétites, octaédriques	laves différenciées	Argiles peu abondantes smectites mal cristallisées
	- éléments centrimétriques dominants; médiane = 0,97mm fines = 19 % - Hé = 1,55 ; Qd ψ = 2 ; 50 = 4 faible triage des sables grossiers	- ne moyenne - k = 1,1.10 ⁻³ cm/s		anguleux à subanguleux	- beaucoup d'olivines et quelques feldspaths, non usés - quelques olivines émoussées - quelques pyroxènes	océanites et laves différenciées	smectites moyennant cristallisés dominantes (80 - 100 %)
	- éléments centrimétriques à décimétriques. médiane = 3,3 mm. fines = 9 % - Hé = 1,77 ; Qd ψ = 1,9 ; 50 = 3,75 ; Cu = 54 ; Cc = 2,6 triage des graviers et cailloux	- ne moyenne - k = 1,21.10 ⁻² cm/s		subarrondis	- quelques olivines et peu de feldspaths, non usés - beaucoup d'olivine émoussées	basaltes et laves différenciées	
50 B	- éléments centrimétriques à décimétriques ; médiane = 5 mm ; fines = 7 % - discontinuité granulaire entre 16 et 20 mm - Hé = 1,93 ; Qd ψ = 2,38 ; 50 = 5,2 ; Cu = 45 ; Cc = 2	- ne moyenne - k = 3,6. 10 ⁻³ cm/s	3,5 t	- émoussé = 143 (éléments subanguleux) - aplatissement = 163 - dissymétrie = 625	0,63 - 0,04 mm - olivine et quelques feldspaths, non usés - iddingsites nombreuses et quelques magnétites	- océanites et basaltes : 26 % - laves différenciées : 74% (dont 14 % de trachytes)	Argiles peu abondantes smectites mal cristallisées
	faible triage des graviers						

TABLEAU 7 : TYPOLOGIE GEOTECHNIQUE DES TERRAINS DE COUVERTURE

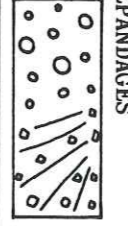
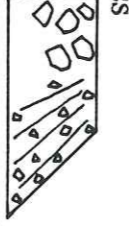

FACIES ET PROFIL DE RESISTANCE	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET GEOTECHNIQUES	DYNAMIQUE DES VERSANTS
<p>ALLUVIONS TORENTIELLES ET EPANDAGES</p> 	<p>Matériaux grossiers, plutôt graveleux, lavés, meubles, très perméables (sauf en cas de colmatage argileux).</p>	<p>Sensibilité à l'affouillement (éboulements) et à la suffosion.</p>
<p>EBoulIS ET CHAOS DE BLOCS</p> 	<p>Matériaux grossiers, meubles et lâches, à éléments anguleux ou subanguleux et matrice terreuse peu abondante, très perméables (sauf si colmatage argileux).</p>	<p>Sensibilité des matériaux d'éboulis à l'affouillement et aux éboulements.</p>
<p>COULEES BOUEUSES ET DETRITIQUE INDIFFERENCIE</p> 	<p>- Coulées boueuses ; détritique indifférencié ; quelques formations pyroclastiques ; sols pédologiques. - Matériaux hétérométriques, à matrice argilo-terreuse ou sablo-terreuse ; assez compacts et plus ou moins cohérents, poreux mais plus ou moins perméables.</p>	<p>Sensibilité au lessivage et aux éboulements.</p>

TABLEAU 8 : CARACTERISTIQUES SYNTHETIQUES DES GRANDES UNITES GEOTECHNIQUES

UNITES GEOTECHNIQUES	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET GEOTECHNIQUES	DYNAMIQUE DES VERSANTS
TERRAINS DE COUVERTURE	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées boueuses, éboulis, chaos de blocs, alluvions, épandages, sols pédologiques. - Sols hétérogènes, polygéniques, assez grossiers, hétérométriques à matrice argilo ou sablo-terreuse, assez abondante, à éléments gravelo-caillouteux, peu compacts ou laches, meubles ou peu cohérents. - Aquifères, perméables (sauf si colmatage argileux) 	Sensibilité à l'affouillement (éboulements) et au lessivage (entraînement des fines).
TERRAINS SUPERIEURS	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées de laves, alternances coulées-scories, brèches ; basaltiques ou différenciées ; non hydrothermalisées ; en place ou déplacées en masse avec (ou sur) les terrains intermédiaires ou sur le substratum. - Matériaux rocheux hétérogènes, très fissurés. - Aquifères, à perméabilité de fractures (mais argilisation locale). 	Versants raides, profondément entaillés, affectés par des chutes de blocs et des écoulements
TERRAINS INTERMEDIAIRES	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées de laves, alternances coulées-scories, brèches (océanites, basaltes, laves différenciées), hydrothermalisées ou non, météorisées, fracturées à broyées, déplacées en masse ou remaniées. - Matériaux rocheux fragilisés (fissurés et argilisés), terrains désorganisés, ou sols argilo-cendreuseux à blocs (compacts assez cohérents, plus ou moins plastiques et compressibles peu résistants, évolutifs après découverte (smectites). - Terrains aquicludes, à faible perméabilité d'interstices, sensibles à la pression interstitielle. 	Versants ruiniformes ou ravinés en "badlands", instables, affectés de mouvements en masse.
SUBSTRATUM	<ul style="list-style-type: none"> - Coulées de lave et brèches d'océanites, hydrothermalisées, en place. - Matériau rocheux hétérogène, discontinu (fractures et intrusions) très altéré et auto-colmaté (zéolites et phyllosilicates), peu rigide, compact et cohérent. - Imperméable (niveau de base hydrogéologique du massif). 	Terrains stables, mais écoulements dans les gorges étroites, sub-verticales (menaces d'obstructions).

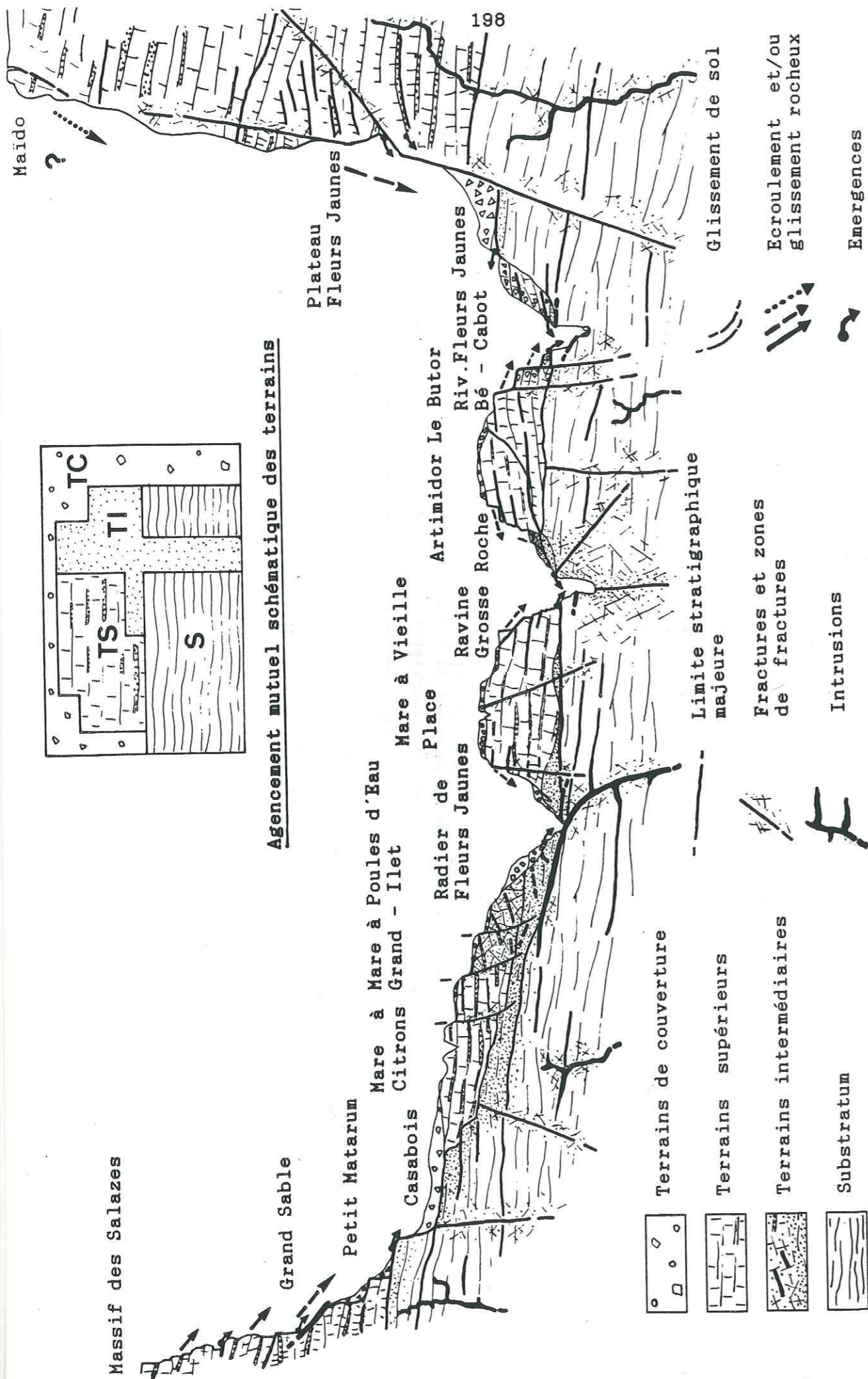


FIG. 54 : SCHEMA SYNTHETIQUE DE L'AGENCEMENT ET DU COMPORTEMENT MUTUEL DES GRANDES UNITES GEOTECHNIQUES

CHAPITRE IV.2

DYNAMIQUE DES VERSANTS ET EROSION

INTRODUCTION

Les cirques représentent un contexte éminemment favorable à des mouvements gravitaires de type et d'importance variés.

Ceux-ci se produisent en effet par dizaines à chaque saison des pluies (le B.R.G.M. en recense les principaux sur carte au 1/25 000 et fichier micro-informatique), du fait de conditions lithologiques, stratigraphiques, structurales, topographiques et climatiques particulièrement défavorables (cf. p. 107). Pendant la crise cyclonique de Clotilda, 800 mouvements de terrain ont été répertoriés, dont 150 ont touché des infrastructures !

Les problèmes se posent très différemment suivant que l'on s'intéresse aux remparts des cirques et des vallées principales (écroulements rocheux), ou aux fonds des cirques (écroulements des massifs rocheux résiduels ; glissements et érosion des sols des îlets).

Nous allons présenter quelques exemples caractéristiques de ces manifestations d'instabilité anciennes ou récentes.

IV.2.1 - LES REMPARTS

Ces grands escarpements, dont l'inclinaison moyenne est de l'ordre de 60°, tendant fréquemment vers la verticale, constituent une des originalités morphologiques de l'île, principalement au pourtour des cirques.

Le schéma des mécanismes de la formation des cirques nous a permis de conclure sur l'origine des différents types de remparts dans les cirques (cf. III.2.5.A).

Leur hauteur (jusqu'à un millier de mètres), résulte du jeu conjugué de la fracturation, de l'érosion linéaire et de multiples écroulements en masse (évolution par déstabilisation régressive), de quelques dizaines à plusieurs millions de m³.

Les effets combinés de la stratification coulées - scories (en aval-pendage radial généralisé), de la fracturation (oblique ou courbe) et la morphologie actuelle des cirques, nous amènent à retenir deux types de situations, dans l'optique de l'appréciation du degré de stabilité des remparts.

A - REMPARTS STRUCTURES EN AVAL-PENDAGE

Il s'agit des remparts festonnés du massif des Salazes, en évolution permanente (photo 14 et fig. 54), rongés par une érosion régressive, qui comporte en fait une composante gravitaire dominante (fréquents glissements - écroulements rocheux en masse de paquets et de méga-blocs, désolidarisés par les discontinuités stratigraphiques et structurales).

Cette déstabilisation régressive, permanente, accentuée dans le secteur sommital du cône, plus densément fracturé, est illustrée par les deux événements suivants :

- en novembre 1875, tout le village de Grand Sable fut enseveli, avec ses 68 habitants, sous l'écroulement de tout un pan du Gros Morne; 18 millions de m³ de blocs énormes et de matériaux peu roulés s'étalèrent sur 1 800 m de long, 800 m de large à la base, 40 à 60 m d'épaisseur, en barrant la vallée à l'aval et en formant un lac pendant quelques années ;

- en juin 1983, l'écroulement du Rond du Bras Rouge (entre 500 000 et 1 million de m³) a formé un barrage naturel qui, se rompant en janvier 1984, a entraîné la destruction d'un pont à l'aval.

B - REMPARTS STRUCTURES EN AMONT-PENDAGE

Il s'agit des autres remparts, peu festonnés, dont la position actuelle ne permet plus un recul d'ensemble (en tout cas aussi rapide que lors de la formation des cirques : moins de 30 000 ans), étant donné la position des couches, en amont-pendage dans le versant, et du fait que ces remparts ne se trouvent pas, ou ne se trouvent plus, dans la zone centrale, plus

densément fracturée, ce qui limite d'autant leur évolution, même ponctuelle.

Ceux dont les parois correspondent à des surfaces de fracture majeure (rectilignes ou courbes), n'ont, depuis leur exhumation, quasiment jamais reculé, dans leur ensemble (leur hauteur et la régularité de leur tracé montrent bien que l'érosion n'a pas eu beaucoup de prise sur eux - photo 22).

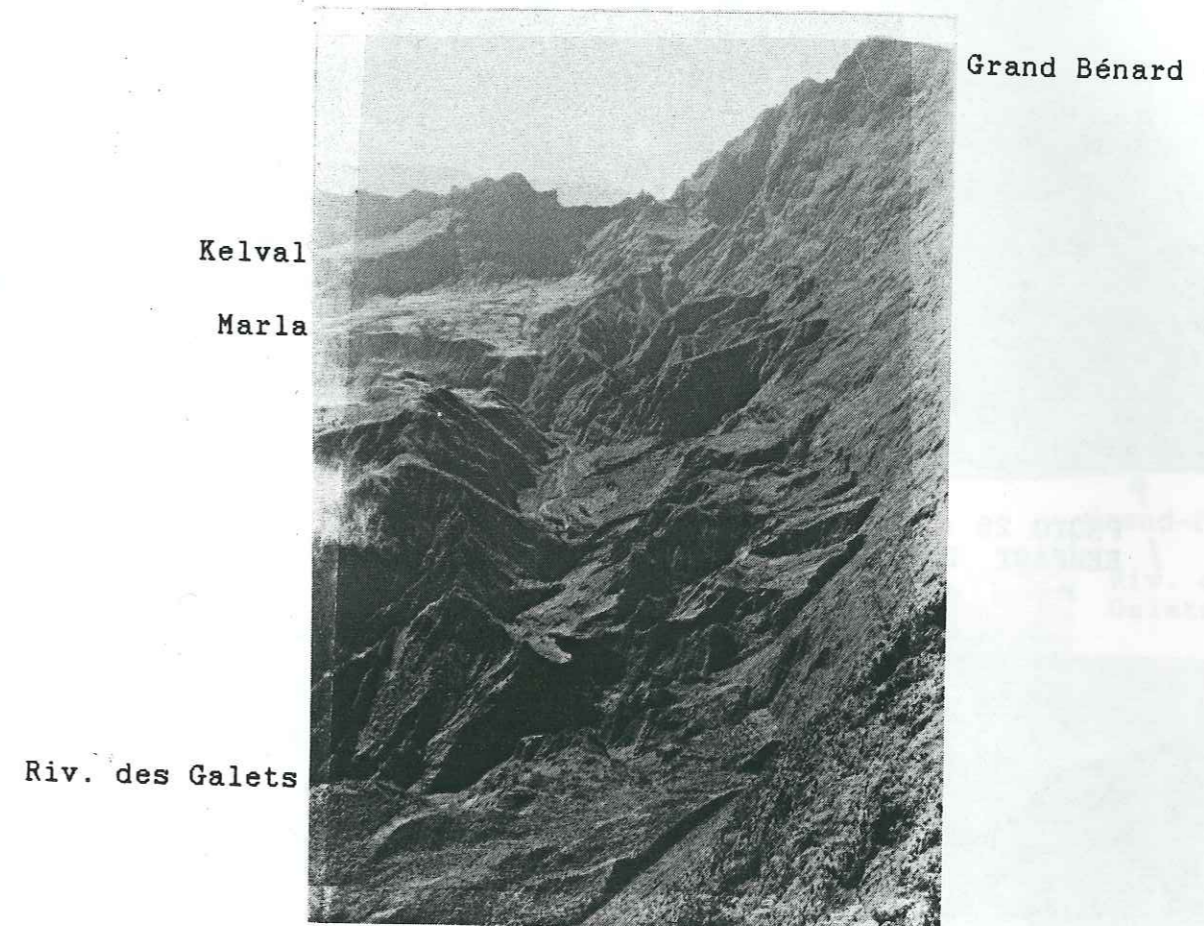


PHOTO 22 : LE REMPART COURBE, DE LIGNE DE FAILLE, DU SW DE MAFATE

Cependant, des écroulements localisés de panneaux, de paquets ou d'écailles, festonnent ponctuellement ces remparts (photo 23, 24 et 25).

Ces écroulements en masse localisés se sont déclenchés à la suite de l'enfoncement progressif du réseau hydrographique (perte de la butée de pied), à la faveur de plans de fracture secondaires (photo 24), ou d'inversion locale de pendage (cas de la source des Orangers dans le rempart Ouest de Mafate ; photo 23 et 25), ou encore d'un soutirage et d'un sous-cavage de niveau scoriacé; tout ceci, avec l'aide occasionnelle des séismes.

D'autre part, selon nous, certains de ces "coups de gouge" peuvent être rapportés aux arrachements qui se sont inévitablement produits le long des plans de faille (photo 23 et 25).

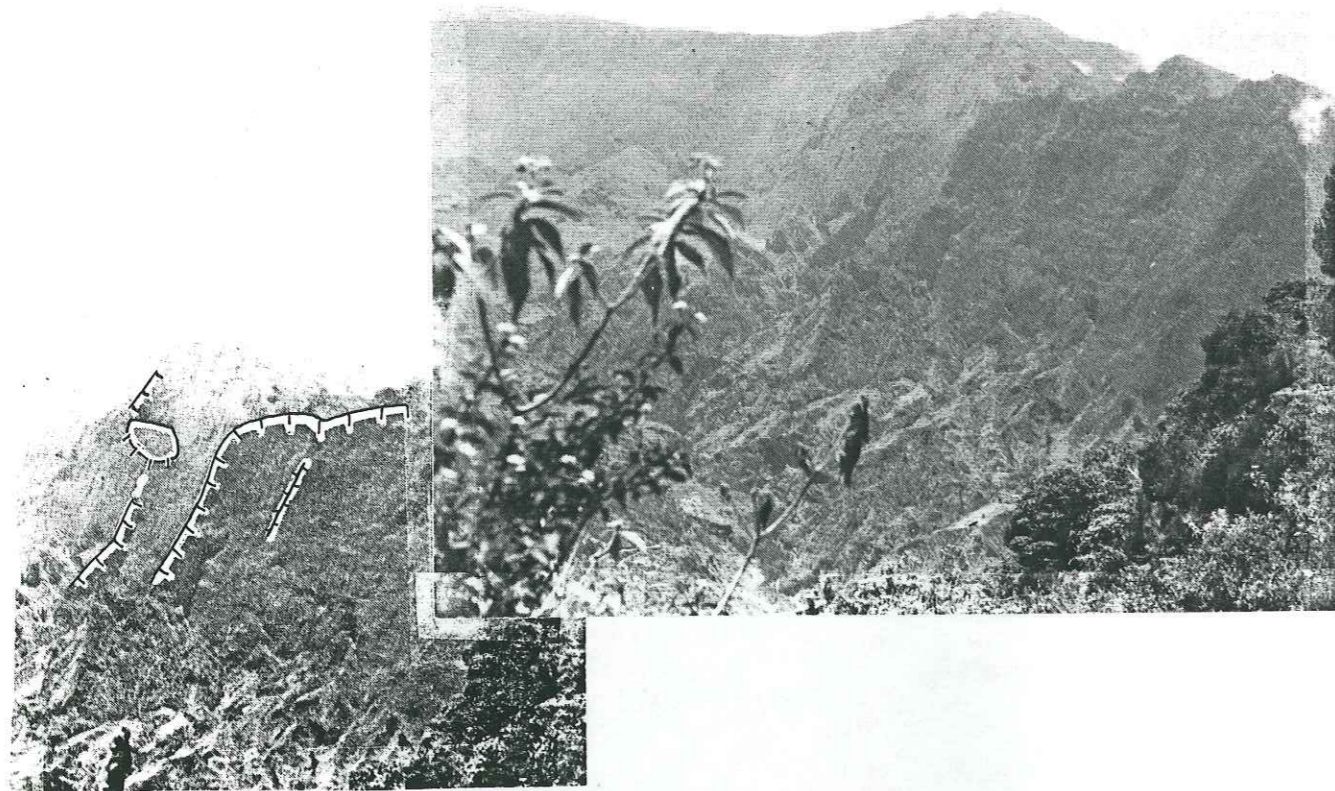


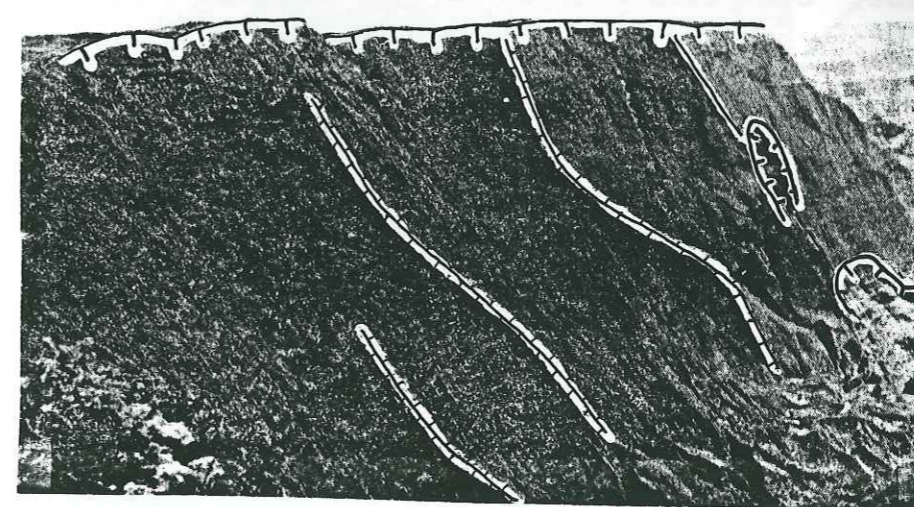
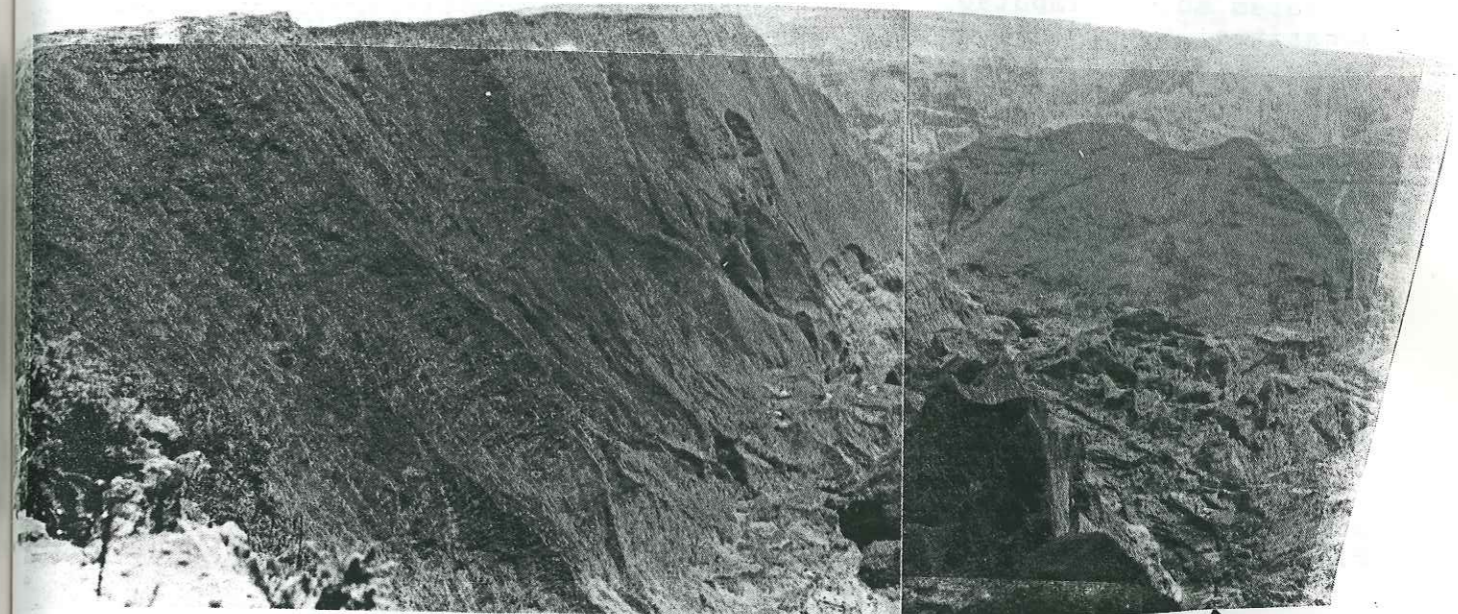
PHOTO 23 : ECROULEMENTS EN PANNEAUX LE LONG DU REMPART DE LIGNE DE FAILLE , AU SUD DE CILAOS



Ilet Fleurs Jaunes

PHOTO 24 : ECROULEMENT D'UN PANNEAU, DANS LE REMPART NORD DE SALAZIE

Ces arrachements , lorsqu'ils sont très localisés, peuvent constituer des bassins d'alimentation pour les cascades et prendre parfois la forme d'encaissements semi-circulaires, en amphithéâtre ou en demi-entonnoirs (photo 25).



Grand-Place
Riv. des
Galets

PHOTO 25 : ECROULEMENTS EN PAQUETS ET EN EAILLES LE LONG DU REMPART OUEST DE MAFATE

On ne peut donc considérer que la stabilité de ces remparts est assurée en tout point car il existe des endroits où des "purges" ponctuelles de paquet ou d'écaille instable, imparables , se produiront tôt ou tard , menaçant les secteurs en contrebas.

Ainsi, au panorama touristique du Maïdo, les fissures béantes (ouverture inférieure ou égale au mètre) qui s'étendent sur une trentaine de mètres, à moins de 20 m en arrière du rempart de Mafate, sont des indices évidents d'une situation d'équilibre précaire d'un paquet rocheux, partiellement désolidarisé

du reste du rempart, et qui peut donc constituer une véritable "épée de Damoclès" au dessus du hameau de Roche Plate (fig. 54).

Il est possible que la création et l'ouverture de ces fissures soient imputables au jeu normal de la faille majeure qui constitue la paroi du rempart. Dans cette hypothèse, elles peuvent être très anciennes, antérieures à l'arrêt de l'activité volcano-tectonique).

Autrement, c'est le phénomène de décompression des versants (il a joué dans les deux cas) qui est, seul, à l'origine de l'ouverture de ces fissures (préexistantes), cette ouverture s'étant alors faite récemment, au cours de la formation des cirques.

Dans les deux cas, la décompression du versant et les éventuels effets des séismes et de la pression de l'eau dans les fissures, n'ont pas entraîné, jusqu'à présent, de désordres manifestes (pas de signe d'activité).

Malgré cela, il nous paraît injustifié, d'éliminer la possibilité d'un écoulement rocheux... sur le hameau de Roche Plate !

Des problèmes du même type se retrouvent au dessus de Roche à Jacquot, dans Salazie, ainsi qu'au Coteau Kervéguen, à l'Est de Cilaos.

IV.2.2- LES FONDS DES CIRQUES

Ils constituent des espaces fragilisés où l'instabilité chronique et périodique des sols (au sens géotechnique) de certains filets (ex. : Grand-Ilet) souligne bien l'incompatibilité entre leurs caractéristiques mécaniques médiocres (faible résistance au cisaillement du fait d'une faible cohésion et d'une forte argilisation), la présence de nombreuses surfaces de décollement potentiel, le relief tourmenté, les conditions hydrauliques exceptionnelles prévalant à leurs limites lors des déluges cycloniques qui frappent l'île à chaque saison chaude.

Ce sont dans de telles conditions que des versants entiers se tassent ou glissent, en emportant parfois cases et familles...

A - MOUVEMENTS AFFECTANT LES TERRAINS ROCHEUX

Parmi les mouvements gravitaires qui affectent les massifs rocheux des cirques, c'est à dire essentiellement les terrains supérieurs et le substratum, nous distinguons les cas suivants.

a - CHUTES DE BLOCS ET EYROULEMENTS EN MASSE

Ces mouvements, les plus représentés en nombre, se produisent souvent lorsque la pression interstitielle supprime toute cohésion à des assemblages de blocs, méga-blocs, panneaux ou écaillés (formes de dièdres, de prismes, etc., à toute échelle), en équilibre limite dans un massif rocheux stratifié, fracturé et décomprimé.

Ces conditions étaient réunies lors de l'éroulement d'un éperon du Bronchard, en 1913, qui fit disparaître la petite station thermale de Mafate; ou en 1985, lors d'un éroulement de la crête de Gueulé Rouge sur la route de Palmiste Rouge (Cilaos). De même, en 1984, la chute d'un pan de barre rocheuse, près du radier de la riv. Fleurs Jaunes (photo 26) a provoqué la formation d'une coulée de blocs et de boue (matériaux fins empruntés à la zone d'impact) qui a recouvert la route sur plus de 2 mètres d'épaisseur et obturé le lit de la rivière. Dans ce dernier cas, l'éroulement avait été précédé, en 1983, par des chutes de gros blocs (ayant donné un chaos rocheux).

Pente
Carozin



Ignimbrites

Radier de la riv.
Fleurs Jaunes

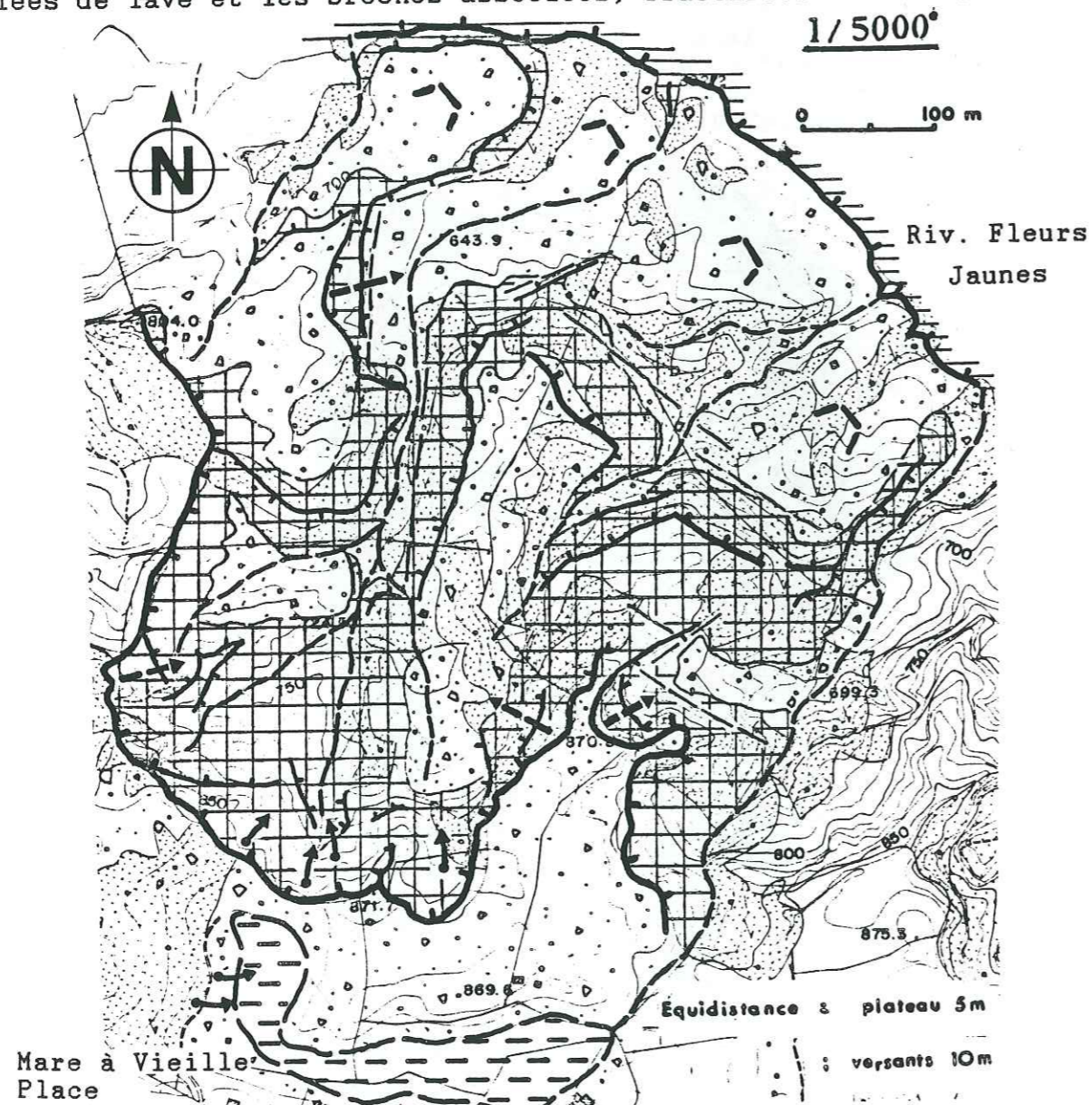
PHOTO 26 : EYROULEMENT AFFECTANT UNE BARRE ROCHEUSE
DANS LE SECTEUR DU PITON D'ENCHAIN

Il est important de souligner le rôle annonciateur des chutes de blocs, même insignifiantes, qui peuvent être suivies d'écroulement en masse beaucoup plus spectaculaire et dommageable.

b - ECROULEMENTS ET GLISSEMENTS ROCHEUX EN MASSE

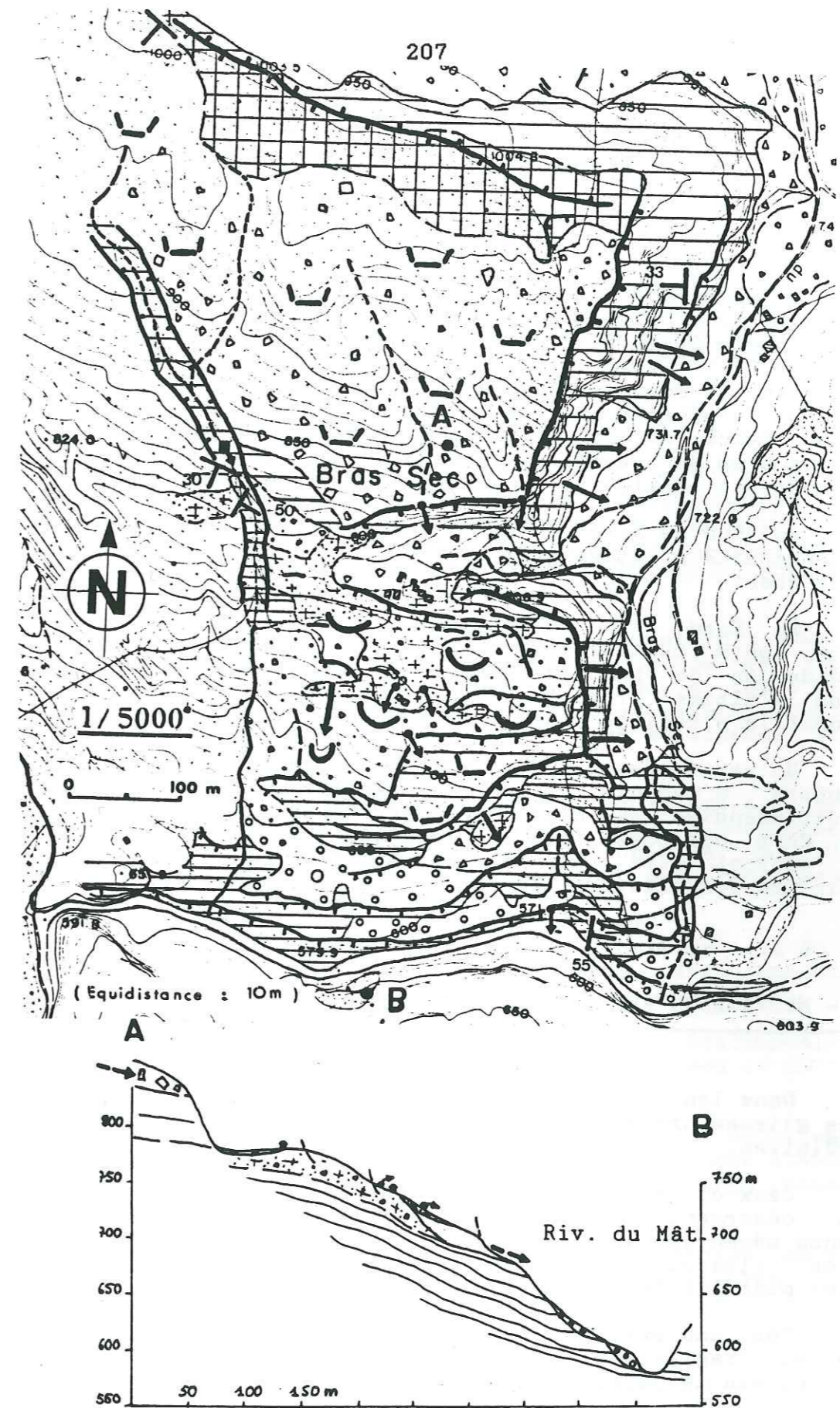
Dans ce type de mouvement, les facteurs d'instabilité précédents, et un paramètre nouveau, le pendage des couches (même faible), conjugent leurs effets. Nous avons retenu deux exemples.

■ Les versants au Nord de la Mare à Vieille Place (photo 2, fig.46 et 55) montrent des escarpements subverticaux et parfois rectilignes, taillés en marches d'escalier dans des coulées de lave et les brèches associées, fracturées et décomprimées.



(cf légende p. 152 et carte de zonage du risque p.235)

FIG. 55 : CARTE GEOTECHNIQUE DE TERRAINS ROCHEUX FRACTURES ET DECOMPRIMES, AFFECTES D'ECROULEMENTS ET DE GLISSEMENTS EN MASSE, ANCIENS



(cf légende p. 152 et carte de zonage du risque p.237)

FIG. 56 : CARTE ET COUPES GEOTECHNIQUES DE LA ZONE DE GLISSEMENTS ROCHEUX PLANS DE BRAS SEC

Certaines de ces parois correspondent à des fractures exhumées par des écroulements et glissements successifs de panneaux, le long de surfaces stratigraphiques ; cet effet de la stratification étant plus ou moins marqué, selon le pendage des couches.

■ Le versant de Bras Sec, structuré en aval-pendage, fait partie de l'ensemble de coulées différenciées du Piton d'Enchain (photo 11 et 21), penté de 30° vers le SW.

Dans le secteur de Bras Sec, ces terrains stratifiés ont disparu, emportés par des écroulements et des glissements bancs sur bancs successifs, et il ne subsiste plus que les coulées de base de l'empilement (ignimbrites et mugéarites) qui forment donc une "dalle" fortement inclinée vers le SW (fig. 56).

Au Sud de Bras Sec se distingue nettement une surface de discontinuité stratigraphique, exhumée par le glissement d'un panneau rocheux.

Au Nord, tout le versant est constitué d'un chaos de blocs de toute tailles provenant de la dislocation et de la désorganisation de panneaux glissés. Le boisement du versant constitue l'ultime protection contre la remobilisation de ces blocs, dont la stabilité reste très précaire.

Un peu en dessous des maisons de Bras Sec, l'apparition "en fenêtre" d'océanites fragilisées montre que la base de la série différenciée est discordante sur une paléo-topographie, modelée dans ces océanites, et donc que les épaisseurs de la "dalle" peuvent être très innégales. Ceci exprime bien la particularité des glissements bancs sur bancs, en domaine volcanique.

B - MOUVEMENTS AFFECTANT LES TERRAINS FRAGILISÉS ET LES SOLS

Dans les cirques, la plupart des mouvements de versant sont des glissements et des tassements qui affectent les terrains intermédiaires.

Ceux-ci, comme nous l'avons vu (cf. IV.1.3), sont fragilisés, désorganisés et altérés, ce qui leur confère une faible résistance mécanique au cisaillement et les rend particulièrement instables (ils constituent une assise de mauvaise qualité mécanique pour les formations sus-jacentes).

Ces mouvements se produisent toujours en présence d'océanites fragilisées, d'où la vocation de ces dernières à jouer en niveau de décollement.

On peut se poser la question de savoir s'il existe une classification, des points communs, en ce qui concerne le mécanisme de ces mouvements, ou bien si chaque cas constitue vraiment une originalité.

D'abord, il ne nous paraît pas justifié, en tout cas utile, d'établir de distinction bien tranchée entre les tassements et les glissements, ces deux mécanismes étant généralement combinés.

D'autre part, il existe des mouvements en masse, localisés et des mouvements en masse généralisés, de versant, ces deux situations reflétant la plus ou moins grande extension d'un type de terrain ou de structure, la possibilité pour le mouvement de s'étendre (vallées étroites ou plus évoluées), enfin le degré d'argilisation et de cohésion des matériaux concernés.

a - MOUVEMENTS GÉNÉRALISÉS DE VERSANT

Ce sont des mouvements d'ampleur qui, généralement, affectent des superficies considérables, des épaisseurs de terrain décimétriques (ex. : Mare à Poules d'Eau, Grand-Ilet) et qui n'ont pas de grande amplitude de déplacement (faible rapport d'extension L/l de l'ensemble du mouvement).

Habituellement lents et se formant de manière progressive au cours du temps, ils sont réactivés en période de fortes pluies (cf. Grand-Ilet lors du cyclone Hyacinthe, en 1980) où on voit alors s'individualiser des panneaux relativement étendus, qui jouent les uns par rapport aux autres, les mouvements étant toujours annoncés par l'ouverture de fissures.

Ces mouvements, qui se perpétuent (équipements et constructions plus ou moins fortement fissurés ; ex. : Grand-Ilet), sans être eux même catastrophiques, sont à l'origine, sur leurs bords libres, de désordres localisés, beaucoup plus spectaculaires (glissements-tassements et coulées).

Ils résultent de la déformation "plastique" et du cisaillement des terrains fragilisés et argilisés, avec souvent le rôle important :

■ de surfaces de décollement (strates, fractures, intrusions, paléo-topographies), même faiblement pentées (< 10°) - (ex. : Mare Virapa ; Mare à Poules d'Eau) ;

■ de l'eau : lubrification des niveaux de décollement potentiels ; augmentation du poids des matériaux et des éléments moteurs ou, à l'inverse, allègement des terrains saturés (poussée d'Archimède) ;

■ de la pression interstitielle, qui s'exerce au contact des lames d'eau emmagasinées soit dans les fractures, soit au contact des océanites hydrothermalisées, où elle développe vers le haut une poussée qui allège d'autant la charge sus-jacente.

Des mouvements en masse de versants que nous avons pu observer dans Salazie (c'est dans ce cirque qu'ils sont le mieux représentés) le cas de Grand-Ilet est le plus spectaculaire (cf. thèse H. PINCHINOT, 1984). Dans le secteur Salazie - Piton d'Enchain nous avons choisi de présenter les cas suivants.

■ LE PROBLEME DU SECTEUR PITON MAILLOT - MARE à CITRONS

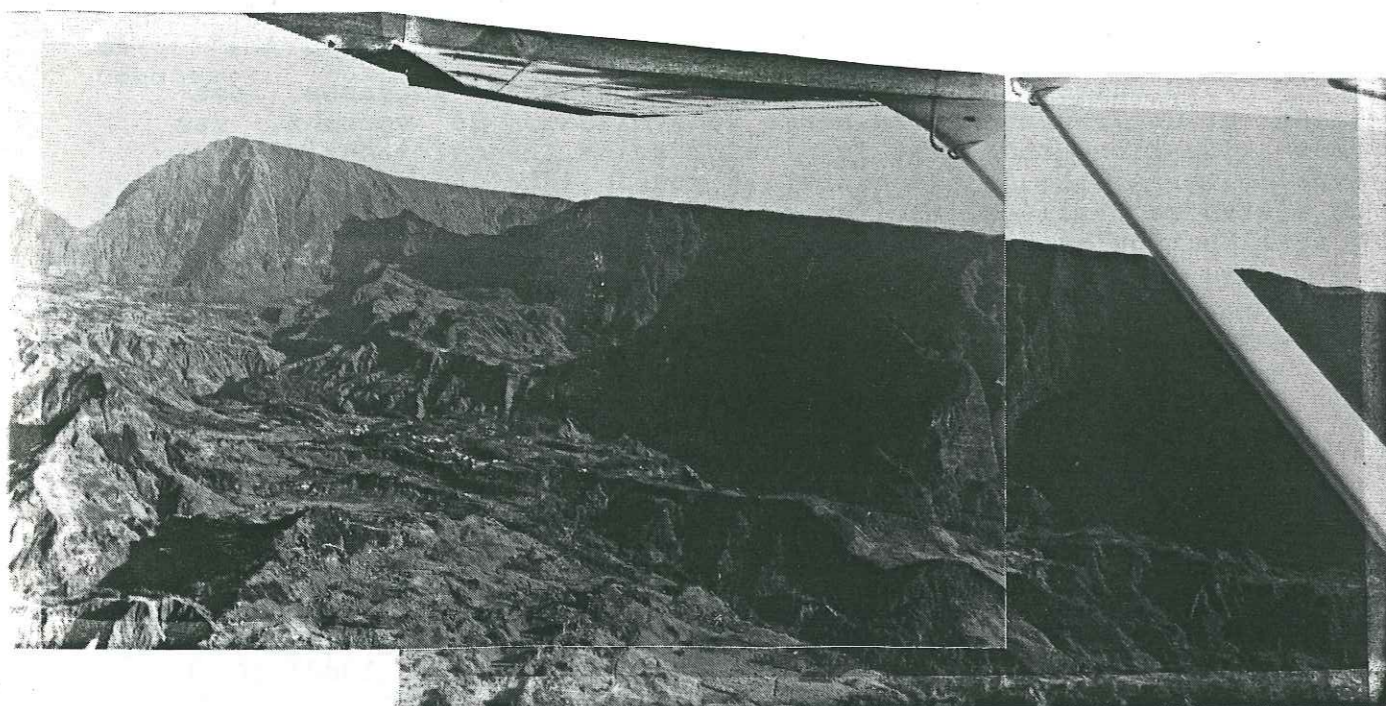


PHOTO 27 : MORPHOLOGIE DU SECTEUR PITON MAILLOT - MARE A CITRONS

(photo Laurent STIELTJES)

Selon HUBERT (1981), ce secteur a subi de grands tassements en masse, profonds, à une époque ancienne (fig. 57).

Au premier abord, on peut effectivement trouver des indices morphologiques caractéristiques des zones déplacées en masse :

- sur les photographies aériennes, se dessinent deux

grands "arcs" (les versants à l'Ouest du Radier et à l'Est du Piton Gabou) dont la concavité (en plan) évoque bien celle des niches d'arrachement d'un glissement de terrain ; il peut être tentant d'y joindre le versant à l'Ouest du chemin de la Filature (Mare à Citrons - fig. 14 et photo 15) ;

- la topographie, vallonnée, montre une série de ruptures de pente, rappelant celles qui accidentent les masses déplacées (fig. 15) ;

- sur le terrain, s'observent des chaos de blocs (souvent énormes), épars sur toute la zone (fig. 14), qui pourraient témoigner du remaniement des formations ;

- les mares ou les dépressions inondables, anciennes (Le Radier, Bras Sec) ou actuelles (Mare à Citrons), se situent au bas des niches présumées (fig. 57).

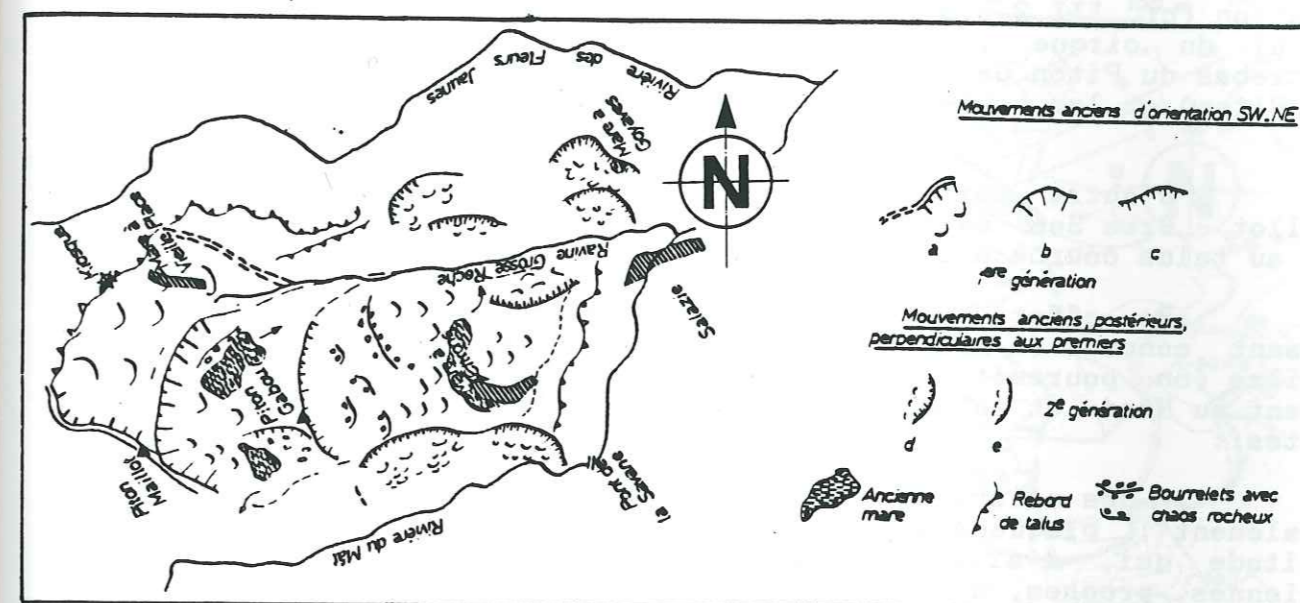


FIG. 57 : HYPOTHESE D'UN ANCIEN TASSEMENT EN MASSE PROFOND DANS LE SECTEUR MARE A VIEILLE PLACE - MARE A CITRONS - (HUBERT, 1981)

Cependant, une analyse de terrain plus approfondie amène les observations suivantes.

- Le versant à l'Ouest de Mare à Citrons, qui correspond à un linéament morphologique SW-NE, s'étendant du chemin de la filature (paléo-lit alluvial - photo 15), à Artimidor, s'aligne sur un axe structural majeur N 25 (il apparaît nettement en photographie aérienne ou sur carte - fig. 14). Celui-ci a donc été exploité par l'érosion et le linéament ne constitue pas une niche d'arrachement.

- Dans le secteur de Mare à Citrons, les terrains sont en place ; les versants étant classiquement recouverts de formations détritiques superficielles, et le plateau étant parsemé de chaos de blocs, démantelés sur place.

Ces deux premières remarques éliminent l'hypothèse d'un déplacement en masse des terrains de Mare à Citrons, à l'aval de la ligne chemin de la filature - Artimidor.

Deux autres observations, faites à l'amont de ce linéament SW-NE, entre le Piton Gabou et la Mare à Citrons (fig. 14), vont également dans le sens de l'autochtonie des formations de ce secteur :

- les brèches pyroclastiques indurées et les coulées de lave (différenciées), ne montrent pas de signes de remaniement, hormis une dislocation de surface, classique pour des roches très fracturées ;

- les ruptures de pente et l'étagement en petits plateaux (fig. 15 et photo 15) correspondent à l'effet de la stratification (cf. III.2.5.B et fig. 32), ici faiblement pentée vers l'aval du cirque ; c'est le cas du secteur plat situé en contrebas du Piton Gabou, à la limite entre des brèches indurées (le Piton) et les coulées de lave sous-jacentes.

D'autre part, l'escarpement courbe (en plan) Piton Maillot - Bras Sec se rattache à celui qui domine Le Plateau et non au talus courbe à l'Ouest du Radier (photo 27 et fig. 14).

En effet, nous pensons que ce dernier correspond au versant concave (à grand rayon de courbure) du lit d'une paléo-rivière (on pourrait expliquer de même la concavité de l'escarpement au Nord et au Sud du Piton Gabou), pour les raisons suivantes :

- des alluvions anciennes (mal conservées) sont, très localement, plaquées sur ce versant (affleurement n° 53), à une altitude qui, d'ailleurs, concorde avec celle des alluvions anciennes, proches, de la Mare à Vieille Place ;

- les deux "cuvettes" de Bras Sec et du Radier, zones innondables où se sont accumulés des formations détritiques, sont probablement d'anciennes mares (fig. 57), ou des mouilles, et il est possible qu'elles jalonnent la paléo-rivière précédemment évoquée.

Enfin, dans l'hypothèse du tassement ancien, aucun signe de réactivation du versant n'a jusqu'alors été signalé.

Nous préférons donc considérer, en l'absence d'arguments probants, que les éléments du relief de ce plateau vallonné ne sont pas ceux d'un tassement ancien (qui, de toute façon, ne pose aucun problème de stabilité potentielle), mais que la morphologie du site est, en partie, héritée du travail des paléo-cours d'eau, dans un contexte géologique tel que nous l'avons défini jusqu'à présent.

• MARE A GOYAVES

Le site de Mare à Goyaves (photo 15, fig. 14 et 58) comprend trois unités morphologiques.

- Le plateau est constitué d'alluvions anciennes apportées par une paléo-ravine (photo 15), à l'époque où celle-ci élargissait son lit en exploitant le contact entre les océanites (imperméables) et les brèches sus-jacentes (phase IV).

La mare peut ainsi être considérée comme une "mouille résiduelle" de la paléo-ravine.



(cf légende p. 152 et carte de zonage du risque p.236)

FIG. 58 : CARTE GEOTECHNIQUE D'UN GLISSEMENT-TASSEMENT EN MASSE DE FLANC DE VALLEE, A MARE A GOYAVES

• L'escarpement sommital, constitué de brèches de phase IV, assez cohérentes, est stabilisé (relativement) par un boisement dense.

Ces deux éléments du relief ne correspondent, en aucune façon, à un tassement ancien (fig. 57), mais bien au travail latéral de sape d'un paléo-cours d'eau.

• L'ensemble du versant situé entre le rebord du plateau et la ravine Grosse Roche présente une morphologie irrégulière car l'enfoncement progressif de la ravine (dans le substratum) s'est fait par à coups, dégageant ici ou là, à la faveur de discontinuités stratigraphiques, des replats qui, par la suite, ont été recouverts de matériaux détritiques argileux.

Le versant situé immédiatement en dessous du rebord du plateau est ainsi le siège d'un glissement - tassement ancien qui s'est réactivé en février 1980 (cyclone Hyacinthe).

Les observations de terrain nous amènent à penser que ce mouvement n'est pas très profond puisque la couverture détritico argileuse glisse et se tasse, sur un substratum (plus ou moins fragilisé) qui affleure le long des talus routiers.

L'activité de ce mouvement est liée, de toute évidence, à l'existence de la Mare qui, en période de fortes pluies, augmente considérablement son volume, ce qui provoque, à l'aval, la saturation des terrains argileux.

La stabilisation de ce versant repose donc, d'abord, sur le drainage du trop-plein de la Mare.

■ LES RAMIERS

Ce glissement-tassement ancien, développé dans les faciès fragilisés et argilisés des océanites, a été provoqué par perte de butée de pied, à la suite de l'enfoncement du réseau hydrographique (photo 15).

La morphologie du versant laisse penser que le mouvement s'est formé par glissement régressif d'au moins deux panneaux (photo 15 et fig. 59).

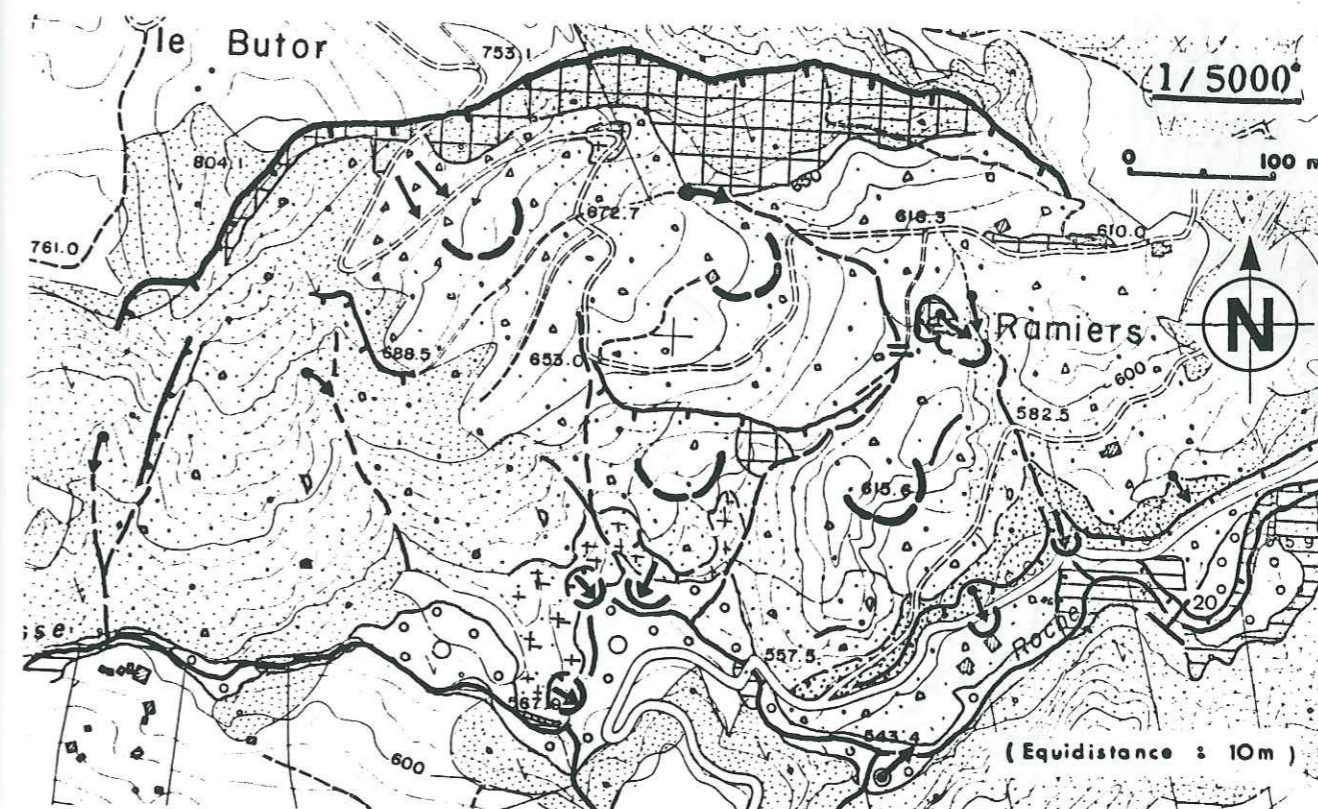
Les coulées de lave différenciée sus-jacentes ont suivi le mouvement mais leur fracturation intense a permis leur démantèlement rapide, de sorte qu'il n'en subsiste que quelques affleurements (fig. 59).

Aucun indice de réactivation de l'ensemble du versant n'a été jusqu'alors signalé, mais des amorces d'érosion régressive nous sont apparues au front du mouvement :

• nombreux glissements de talus (l'un d'entre eux a touché une habitation, en janvier 1980) dans les faciès argileux des océanites ;

• fissures récentes ouvertes en haut des talus.

Les remarques précédentes et la topographie accentuée du site, ne garantissent donc pas sa stabilité à venir.



(cf. légende p. 152 et carte de zonage du risque p.236)

FIG. 59 : CARTE GEOTECHNIQUE DU GLISSEMENT-TASSEMENT DES RAMIERS

■ MARE VIRAPA

Il est remarquable de constater que ce glissement-tassement intéresse seulement le secteur où affleurent les alternances scories-coulées, qui reposent sur les océanites fragilisées et argilisées, celles-ci étant, encore une fois, à l'origine du mouvement (fig. 60).

D'autre part, le substratum rocheux d'océanites, qui n'affleure pas dans le secteur glissé, réapparaît brusquement à l'Est (gorges du Pont de la Savanne) où il est surmonté de coulées de lave fracturées. C'est justement au sein de ces terrains que s'amortit le mouvement.

A l'Ouest, le mouvement s'inscrit exactement selon l'accident majeur N 25 (fig. 14)

De la sorte, les limites latérales de ce glissement-

tassement ont une allure de dièdre, à l'intérieur duquel le substratum s'abaisserait en "touche de piano".

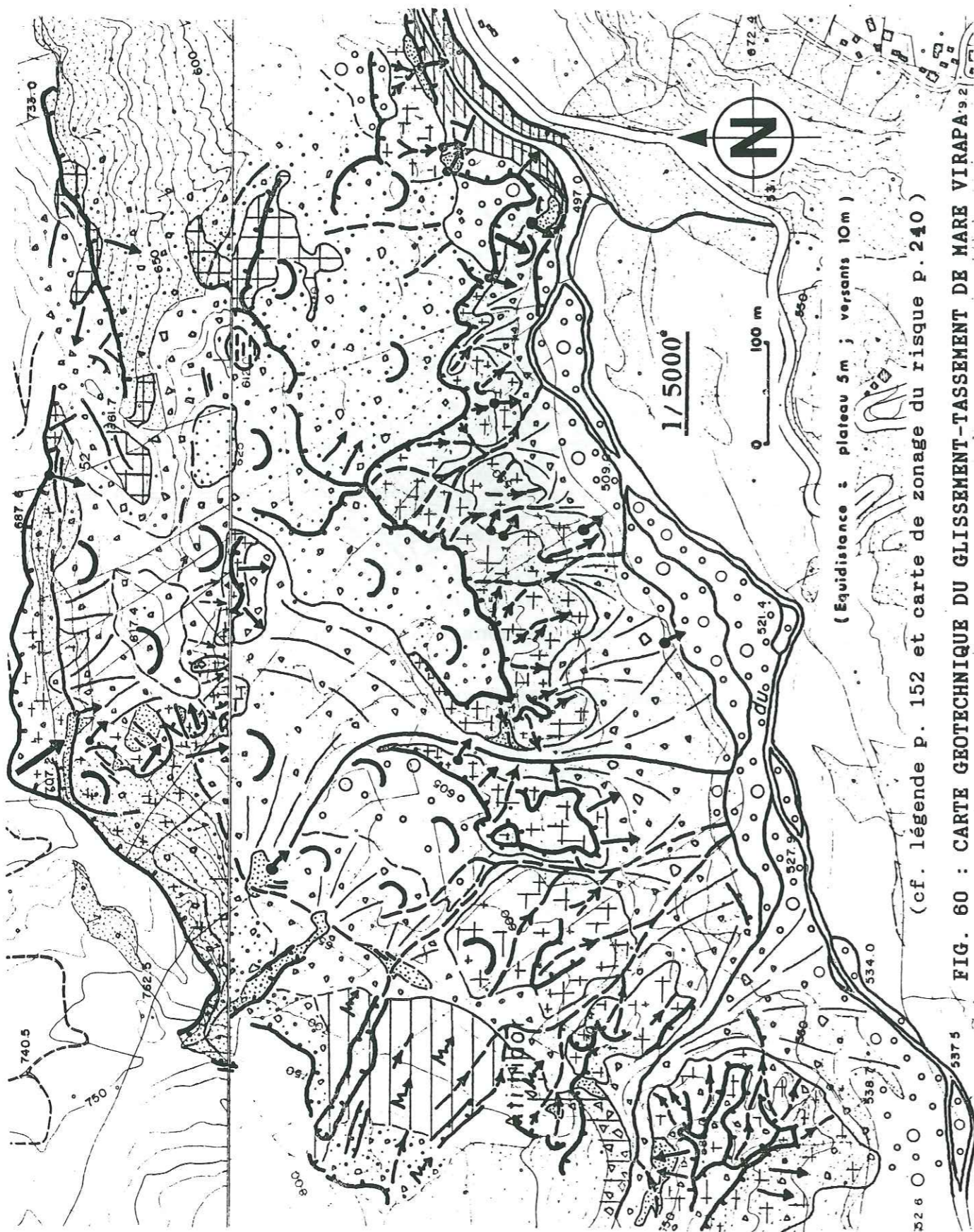


FIG. 60 : CARTE GEOTECHNIQUE DU GLISSEMENT-TASSEMENT DE MARE VIRAPA

Nous avons reconstitué le tracé de l'ancienne mare et les axes par lesquels elle s'est vidangée, en janvier 1980 (Hyacinthe), à la suite d'un foirage du talus dominant (fig. 60). On peut constater qu'elle était installée sur la ligne principale de fissures (une ligne secondaire, sur laquelle apparaît d'ailleurs une petite dépression, s'est amorcée dans les coulées de lave fracturées).

Ce mouvement n'est pas stabilisé, la ligne de fissures principales ayant rejoué de plus d'un mètre, en janvier 1980.

b - MOUVEMENTS EN MASSE, LOCALISES

Ce sont les multiples tassements et glissements de talus, qui affectent les terrains désorganisés et altérés, plus ou moins cohérents.

Il est fréquent qu'ils prennent naissance par la mise en mouvement de la partie superficielle des glissements-tassements de versants, mais ils peuvent affecter les terrains sur des épaisseurs décamétriques.

Survenant en période cyclonique (cf. Hyacinthe, 1980), lorsque les terrains sont saturés, la grande majorité de ces mouvements atteste le rôle primordial de la pression interstitielle, dont l'augmentation se révèle le principal facteur de déstabilisation des talus (lors de pluies intenses, le débit des sources augmente avec la charge hydraulique, jusqu'à saturation de l'aquifère).

Leur déclenchement peut aussi résulter :

- de l'existence de vides (soutirage des fines) dans les terrains plus ou moins perméables (pendant les précipitations, les eaux des sources sont d'abord troubles, chargées en fines, puis elles redeviennent claires) ;

- de la présence d'un paléo-talweg ou d'une discontinuité quelconque.

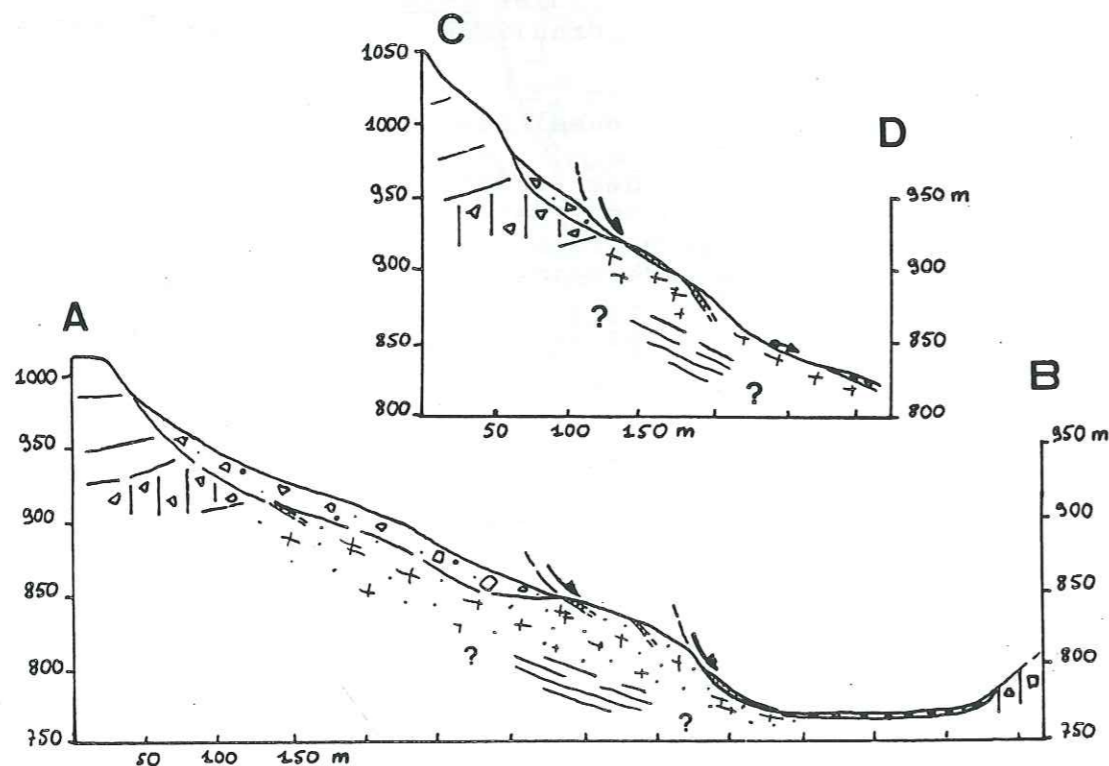
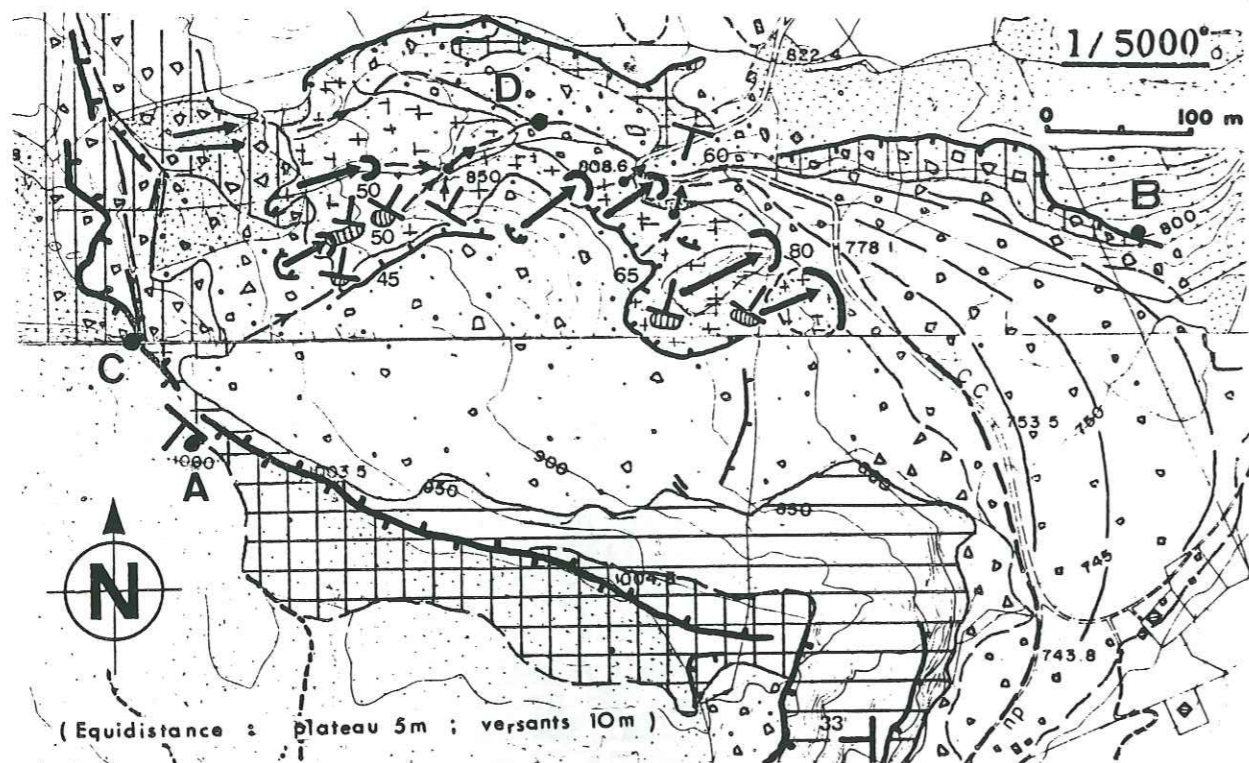
Ces mouvements, dont les effets sont considérables sur les talus, sont dangereux, du fait de leur instantanéité (ils peuvent parfois être "annoncés" par des éboulements), mais aussi à cause des coulées qui leur sont généralement associées.

C - LES COULEES

Les coulées peuvent être issues :

- de glissements de sols : elles sont alors généralement provoquées par le foirage et la liquéfaction de matériaux fragilisés, désorganisés, argilisés, et saturés, sous l'effet d'une mise en charge des eaux souterraines (Case Nourry, Bras Sec - fig. 61) ; ou bien elles surviennent à la suite de la vidange

rapide d'une mare, lors de la rupture brutale du barrage naturel qui la retenait (Mare à Poules d'Eau, Mare Virapa - fig. 60) ;



(cf. légende p. 152 et carte de zonage du risque p. 240)

FIG. 61 : CARTE ET COUPES GEOTECHNIQUES DU GLISSEMENT - COULEE DE BRAS SEC

■ d'écroulements rocheux (Grand-Sable, Mahavel, Radier de Fleurs Jaunes), dont les matériaux se sont écoulés en présence d'eau, en incorporant sur leur passage des formations boueuses de tout grain.

Dans les deux cas, ce sont des matériaux plus ou moins grossiers, mis en place très rapidement (fluide visqueux), et qui ont pu parcourir de grandes distances (extension parfois hectométrique), canalisés par les talwegs.

Le corps du mouvement est constitué de matériaux boueux (coulées boueuses), tandis que dans la zone d'épandage, les dépôts sont lavés (cf. IV.1.5 et tableau 7).

Ce sont des phénomènes très dangereux, responsables d'importants dégâts.

D - L'EROSION

A La Réunion, les pertes en sols sont énormes (la quantité de matériaux qui transite chaque année vers le littoral, est estimée à 3 000 T/ha de cirque).

Le déboisement a provoqué la diminution de l'infiltration (la forêt agissait sur la structure du sol, en permettant l'absorption d'eau, dans la zone humifère, ainsi que sa rétention) et par conséquent, étant donné les conditions de pluviosité extrêmes, la faible cohérence des terrains et les fortes pentes, un phénomène accéléré de ruissellement torrentiel.

Le coefficient de ruissellement annuel est, suivant les conditions, de 10 à 25 fois plus faible en forêt qu'en terrain dénudé (BENDA, 1957).

P. TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY (1950) évalue ce coefficient à 20-30 % dans les cirques (10-25 % sur des planèzes comme La Roche Ecrite et Le Grand Bénard), ce qui est relativement faible en regard du volume des pluies.

La plus grande partie des eaux s'infiltré donc dans le sol, pour ressortir à la faveur du substratum imperméable d'océanites.

Cependant, lors des périodes très pluvieuses où les terrains sont saturés, on peut estimer que le coefficient de ruissellement est supérieur à 80 %.

a - L'EROSION PLUVIALE

Chaque impact de goutte de pluie provoque l'éclatement des agrégats naturels des sols en leurs particules constitutives (notion de "détachabilité") qui sont alors entraînées par le ruissellement.

En outre, dans les régions tropicales humides, l'énergie érosive de la pluie est généralement de 10 à 30 fois plus forte que dans les régions tempérées (D.D. RICHTER et coll., 1985).

Les boisements naturels initiaux réduisaient au mieux le ruissellement trop violent, en diminuant surtout la force d'impact de la pluie.

L'idéal serait de pouvoir substituer progressivement au mode de culture actuel, faisant intervenir de fréquents sarclages, qui rendent inconsistante la partie superficielle du sol, une méthode culturale qui assurerait la couverture continue des sols (séquences de cultures différentes, productives successivement au cours de l'année).

b - LE RUISSELLEMENT DIFFUS

Les îlets subissent une érosion en nappe qui se manifeste d'une manière peu spectaculaire, mais très insidieuse, par l'enlèvement d'une fine couche de sol, plus ou moins uniformément.

Elle peut être révélée par le changement de couleur de la surface du champ, du fait de l'exportation des matières colorant l'horizon arable.

Cette variation s'accompagne le plus souvent de baisses du rendement car ce sont surtout les colloïdes organiques et minéraux, en suspension (partie fine active en agronomie), et les matières fertilisantes (en solution) qui vont colorer les eaux des ravines.

Cette érosion est aussi révélée par des colluvions limono-argileuses, à la base des pentes, ou par la présence de micro-reliefs à la faveur de la protection d'un caillou ou d'une touffe d'herbe (expression locale: "galets y pousse dans d'champ").

Etant donné l'abondance de la fraction grossière dans les formations détritiques des cirques, ce décapage peut aboutir à l'apparition d'une couche pierreuse superficielle ("pavage") avec peu ou pas de matrice.

On obtient alors des sols d'érosion, qui se détruisent plus vite qu'ils ne se forment.

Les exportations résultant de ce lessivage dépassent, de beaucoup, celles dues aux produits de la culture.

Le terme de ce décapage progressif des horizons pédologiques supérieurs est l'enlèvement complet du sol arable, la stérilisation du terrain et parfois aussi sa déstabilisation, s'il laisse apparaître les terrains intermédiaires (cf IV.1.3).

Des estimations ont donné, pour une année, sous climat tropical humide, et sur une pente de 20 %, des pertes de 150 à

200 t/ha, en terrain nu; et de l'ordre de 50 à 100 kg (pratiquement nulles), en forêt (BENDA, 1957).

L'herbe, par touffes jointives, ou une couverture continue de cultures, confère déjà une bonne protection contre l'érosion superficielle, car celle-ci est 1 000 fois plus forte sur sol nu. Mais l'érosion sous couverture herbacée est 4 fois plus forte qu'en forêt (BENDA, 1957).

c - LE RAVINEMENT

Le cirque s'apparente à un gigantesque appareil torrentiel, avec un bassin de réception comprenant une multitude de ravines qui convergent vers le chenal d'écoulement, au débouché duquel se sont formés de grands cônes de déjection.

■ Les cascades, extrêmement nombreuses, ont cependant un rôle négligeable sur le recul des escarpements, car elles coulent sur des versants rocheux très raides et celles des remparts ne fonctionnent, dans l'ensemble, que quelques jours par an.

■ Le ravinement des fonds de cirques commence par la formation de rigoles du 1° degré ("griffes" ou ravineaux, exploitant les irrégularités du terrain) qui évoluent ensuite en ravines du 2° degré (plus d'un mètre de profondeur,) jusqu'à la formation de "bad-lands" (ces derniers étant caractéristiques des terrains intermédiaires).

■ Ces ravines alimentent les torrents collecteurs du 3° degré, dont l'action de ravinement est fonction du débit de crue, lui-même fonction de l'intensité de la précipitation et du temps de concentration du bassin versant (ici très court).

Les phénomènes érosifs aboutissent, dans tous les cas, à un creusement dont l'effet est de raidir les pentes, ce qui introduit un facteur supplémentaire d'instabilité.

CONCLUSION

Nous avons montré que, dans les cirques, l'évolution des versants ne se faisait pas de manière aléatoire mais qu'à chaque type de manifestation d'instabilité correspondaient un contexte, des causes et des effets bien précis.

■ Les remparts sont le domaine des écroulements et glissements rocheux, périodiques, de panneaux, paquets, écailles et méga-blocs, désolidarisés par le réseau des discontinuités.

• Les remparts du massif des Salazes, structurés en aval-pendage et situés dans le secteur le plus fracturé du cône,

continuent à reculer dans leur ensemble, par écroulements et glissements rocheux successifs.

- **Les remparts structurés en amont-pendage** (majoritaires), évoluent ponctuellement (dans le temps et dans l'espace), par des écroulements en masse localisés; mais ceux-ci ne peuvent aboutir à un recul d'ensemble des escarpements, aussi rapide que lors de la formation des cirques.

Le système fonctionne au ralenti à l'échelle des grandes parois. D'ailleurs les matériaux détritiques anciens, étalés à leur pied, sont ravinés plus ou moins intensément, sans être renouvelés par de nouveaux apports importants. D'autre part il n'est pas rare que les remparts soient couverts par la végétation, comme à Salazie.

Dans l'avenir, l'érosion régressive continuera à faire reculer l'ensemble des versants du massif des Salazes (composante gravitaire dominante) et à approfondir les cirques. Mais latéralement et dans leur partie aval, ceux-ci ne sont appelés à évoluer que par réajustements localisés.

Le système n'est donc pas stabilisé en entier, des menaces sérieuses d'écroulements existant localement. Il faut donc souhaiter que les autorités locales permettent d'établir le bilan des risques d'écroulement de rempart dans les cirques, tout au moins dans les secteurs où les personnes et les biens sont concernés, de façon à prendre les mesures nécessaires (parfois coûteuses !) avant que ne se reproduise un événement du type Grand-Sable... :

- reconnaissance des zones suspectes (conditions géologiques à priori défavorables au Maïdo, au dessus des villages du Bélier et de Roche à Jacquot, au Côteau Kervéguen, etc.) ;

- observation de surface (une inspection plus poussée du site, avec observation de la paroi à partir d'un hélicoptère, voire une descente en rappel, peut être souhaitable) ;

- diagnostic de l'état de stabilité ;

- délimitation des zones instables ; évaluation des volumes susceptibles d'être mobilisés et des périmètres menacés; prise en compte de l'effet d'impact (obstruction des vallées, poids sur les terrains, effet de souffle, etc.);

- A l'intérieur des cirques, l'évolution des versants est plus aigüe.

- Au sein des terrains supérieurs, surtout, mais aussi du substratum, la distinction entre chutes de blocs-écroulements en masse, d'une part, et écroulements - glissements rocheux en masse, de l'autre, reflète assez bien la distinction de même ordre opérée à l'échelle des remparts, respectivement entre les remparts structurés en amont-pendage et ceux qui sont structurés en aval-pendage.

- Dans les fonds de cirques, les glissements et tassements en masse de versants, ainsi que l'érosion, perpétuent la

désorganisation des terrains intermédiaires, les mouvements se produisant toujours en présence des océanites fragilisées, qui font office de niveau de décollement.

- Les mouvements généralisés de versant affectent des superficies considérables mais ils n'ont pas de grande amplitude de déplacement. Habituellement lents, ils sont réactivés en période de fortes pluies où ils sont annoncés par l'ouverture de fissures. Ces mouvements, qui se perpétuent sans être eux même catastrophiques, sont à l'origine, sur leurs bords libres, de désordres localisés, beaucoup plus spectaculaires et dangereux.

- Les mouvements localisés, brusques, sont généralement provoqués par l'action de la pression interstitielle dans les talus, et sont souvent associés à des coulées.

- Les coulées se sont mises en place très rapidement et ont pu parcourir de grandes distances, canalisées par les talwegs. Elles peuvent être provoquées par le foirage et la liquéfaction de sols saturés (les terrains intermédiaires, surtout, mais aussi les terrains de couverture) sous l'effet d'une mise en charge des eaux souterraines, ou bien survenir à la suite de la vidange rapide d'une mare (glissements de sols). Elles peuvent également se former à partir d'écroulements rocheux.

Les mares, pérennes ou non, se sont souvent installées là où existaient déjà des niches d'arrachement (ex. : Grand-Ilet; Mare Virapa) ou bien elles jalonnent les anciens lits des rivières (ex. : Mare à Goyaves; Mare à Citrons) ; ou encore, leur origine peut être "mixte" (ex. : Mare à Poules d'Eau).

Elles ne sont donc pas toujours à l'origine des mouvements, mais, généralement, elles les perpétuent, en faisant persister plus longtemps une circulation souterraine et en entretenant des infiltrations dans le terrain, lors des périodes pluvieuses.

- Pentes déclives, terrains superficiels peu cohérents et peu couverts, reposant sur des matériaux peu perméables, pluies très violentes, font qu'à la Réunion, et en particulier dans les cirques, les pertes en sols sont énormes.

Cette érosion, anormalement accélérée, se traduit par le décapage des profils pédologiques, l'apparition d'une couche pierreuse (pavage) à la surface des champs, la découverte progressive des terrains fragilisés et argilisés sous-jacents, le raidissement des pentes.

Elle s'accompagne inévitablement de baisses du rendement et contribue à la déstabilisation des terrains.

Ce sont les conséquences du déboisement, qui a provoqué la diminution de l'infiltration et une augmentation de l'action du ruissellement et du ravinement torrentiels telle que l'on se trouve dans une phase de morphogenèse anthropique...

- Enfin, il faut souligner la répercussion des mouvements de terrain et des phénomènes de ravinement survenus dans le

"bassin de réception" ou le "chenal de vidange" du cirque, sur l'écoulement dans les vallées :

- formation de laves torrentielles à la suite de la remobilisation des matériaux encombrant le lit naturel d'un cours d'eau :

- en 1984, dans le Bras Rouge, la rupture d'un barrage naturel, occasionné par un écoulement, a engendré une lave torrentielle qui a détruit le pont de l'Ilet à Cordes ;

- durant le cyclone de janvier 1948, une lave torrentielle, formée dans le Bras des Etangs et roulant des blocs de plusieurs centaines de m³, écrasa les thermes de Cilaos ;

- obstruction de gorges étroites pouvant avoir un effet catastrophique en situation de crue, car il pourrait alors être très délicat, sinon impossible, de les dégager.

Ces deux phénomènes ne doivent pas être sous-estimés car ils intéressent directement le secteur des grands cônes de déjection, et particulièrement les lits majeurs et les terrasses des cours d'eau, où l'installation humaine ne relève pas forcément du bon-sens...

Nous illustrerons ce propos en posant la question suivante : que restera-t-il du quartier du "fond de la rivière" (dénomination évocatrice !) lorsqu'une lave torrentielle, formée à la suite d'un écoulement, débouchera des gorges de la riv. Saint-Denis pour s'étendre, naturellement, sur son lit majeur, densément peuplé (n'invoquons même pas le projet de franchissement de la vallée, à cet endroit, par un pont-immeuble !) ?

- minimiser ce risque, en invoquant des statistiques embryonnaires, est dérisoire (pendant Clotilda - 1987 - le lit majeur était atteint, par la seule crue de la rivière) ;

- l'endiguement résoudrait le problème des crues, mais pas celui des laves torrentielles ;

- dans un tel cas, ne serait-il pas sage de bloquer tout permis de construire, d'établir un plan d'évacuation dont le déclenchement suivrait la côte d'alerte de la rivière et d'encourager un reclassement progressif de l'habitat (Un terrain de substitution serait tout trouvé dans le secteur de Champ-Fleury où l'on veut créer un parc de loisirs !) ?

Ceci nous conduit à présenter le problème du zonage du risque, tel que nous le concevons à La Réunion.

CHAPITRE IV.3

METHODOLOGIE DE ZONAGE DU RISQUE ET PROBLEMES D'AMENAGEMENT

INTRODUCTION

Les contraintes naturelles font partie de la vie quotidienne à La Réunion, mais il n'est pas pour autant justifié d'invoquer systématiquement la fatalité lorsqu'une catastrophe "naturelle" survient car il faut, avant tout, distinguer deux types de phénomènes.

- Les mouvements naturels, d'origine purement "géologique", en rapport avec l'enfoncement des ravines et le développement des cirques (ex. : les écoulements rocheux du Gros Morne, en 1983; de Mahavel, en 1965; de Grand Sable, en 1875 ; les glissements-tassements en masse de Mare à Poules d'Eau, de Mare Virapa, des Ramiers, et probablement de Grand-Ilet et de Mare à Goyaves).

Ils traduisent la faible résistance mécanique des terrains concernés face à un climat particulièrement agressif.

Ces catastrophes, qui suivent l'ordre naturel des choses, mettent souvent en jeu des volumes colossaux de matériaux, de sorte qu'il est impossible de les parer ; mais, en revanche, il est possible, pour un géologue familiarisé avec ce type de terrain, de localiser les endroits où elles peuvent se déclencher, et d'estimer les surfaces qui seront touchées.

- Les mouvements induits directement ou indirectement par les activités humaines :

- déforestation : le couvert forestier limite considérablement les effets des glissements en masse ;

- surexploitation, mise à nu saisonnière et érosion des sols fragiles de certains îlets ;

- versants défrichés laissés à l'abandon et envahis par

des broussailles parasites secondaires qui, constituant malgré tout une ultime protection contre l'érosion, n'en étouffent pas moins les jeunes essences primaires, empêchant ainsi tout reboisement naturel ;

- opérations mécanisées de défrichage, d'épierrage, de remodelage et de tracé de voiries rurales qui, mal contrôlées, ne prennent pas toujours en compte :

- les effets des violentes précipitations sur les terrains ainsi dénudés ;

- des charges nouvelles sur les rebords des plateaux (pierriers) ;

- des talutages (élargissement des chemins accroissant les pentes des talus) et de la suppression de la butée de pied de versants à forte pente ;

- implantations et agriculture ne respectant pas toujours les lignes de force du paysage (configuration du terrain); etc.

La fréquence croissante de ces derniers types de mouvements est une claire démonstration de l'incompatibilité des actions humaines évoquées ci-dessus avec le comportement mécanique des matériaux en question. Un géologue connaissant le comportement spécifique de ces derniers est ici encore indispensable pour localiser les zones à problèmes et proposer les remèdes nécessaires.

Il s'avère que bon nombre de phénomènes meurtriers et dommageables survenus ces dernières années dans l'île ne sont que les résultats inévitables, mais qui étaient prévisibles, d'un aménagement initial sauvage qu'il est à présent difficile et long d'infléchir (résultats à moyen et long terme).

La politique actuelle d'aménagement, visant à enrayer l'exode rural et à développer la zone agricole et touristique des "hauts", n'impose pas suffisamment de contraintes vis à vis de la gestion des terrains fragilisés et ne s'est pas encore attaquée, de manière radicale, aux problèmes d'aménagement "amont" concernant les protections contre l'érosion et les mouvements de terrain, ainsi qu'à la restauration des terrains en montagne.

Ceci est paradoxal lorsqu'on voit fondre, à l'échelle humaine, les filets portant les terroirs et les petites agglomérations rurales des cirques, rongés par le ravinement et l'érosion régressive (photo 14).

Il y a nécessité urgente d'agir et nous apportons ici la méthodologie et les éléments techniques nécessaires à la réalisation de plans intégrés de zonage des risques, à l'échelle du 1/5 000, qui constitueront les documents justificatifs de base pour traduire et transmettre aux aménageurs l'information géologique et géotechnique dont ils ont besoin :

- Plans d'Occupation des Sols (P.O.S.) : définition, prospection, reclassement de zones constructibles (urbanisables) ou naturelles (agricoles ou protégées) ;

- projets de travaux publics, de génie civil et rural : dessertes, implantations, assainissement, recherche d'eau et de matériaux d'extraction, localisation des zones préférentielles de reboisement ;

- Plan O.R.S.E.C. : en situation d'urgence (alerte cyclonique) les responsables de la Protection Civile ont besoin de documents leur permettant de décider ou non l'évacuation de zones dangereuses, instables ou inondables.

IV.3.1 - LES DOCUMENTS

Nous pensons qu'une cartographie intégrant l'ensemble des paramètres suivants permettra de connaître les principales aptitudes et contraintes liées au sol et au sous-sol, l'importance qui en découle pour la sécurité et l'économie des projets d'aménagement, et répondra au mieux aux besoins des aménageurs, qu'ils soient techniciens ou administratifs.

A - LE FOND GEOTECHNIQUE ET LA PREVISION DU RISQUE

- Des symboles et des trames, représentant matériaux, structures, morphologie, dynamique ancienne et récente des terrains, hydrographie, constitueront le fond géotechnique (fig. 33, 55, 56, 58, 59, 60, 61).

Il sera établi sur les plans photorestitués au 1/5 000 ou au 1/10 000, qui couvrent partiellement l'île et qui intègrent topographie, parcellaire cadastral (notion de vulnérabilité) et couverture végétale.

Le support topographique et le fond géotechnique permettent de dégager une typologie sectorielle détaillée des versants à évolution homogène et de prévoir ainsi leur évolution future (prospective des phénomènes potentiels, même exceptionnels, entre les mouvements déclarés). A titre d'exemples, notre cartographie permet de dégager que, pendant la saison des pluies les versants suivants sont caractérisés par un certain type de dynamisme :

- secteur Petit Sable - Pont de la Savanne : écroulements de talus routiers, systématiquement, sur le CD 48, du fait de la présence des faciès argileux des terrains intermédiaires ;

- secteur d'Artimidor : intense ravinement dans les alternances scories-coulées, fragilisées à désorganisées ;

- secteur amont du Plateau (Mare à Vieille Place) : coulées formées à partir d'écroulements rocheux provenant de l'escarpement dominant ;

- versants de la riv. Fleurs Jaunes, à l'aval de la confluence avec la ravine Roche à Jacquot : écroulements rocheux localisés, à partir des crêtes (bien qu'une stabilité relative soit assurée par la végétation) ; etc.

■ Prévoir le devenir d'un volume de terrain ne revient pas à "lire dans une boule de cristal" car la plupart du temps des mouvements anciens sont décelables et des signes annonciateurs apparaissent, et ce parfois longtemps à l'avance :

- ouverture ou rejeu de fissures ;
- chutes de blocs ;
- anomalies aux émergences ;
- niches d'amorce de l'érosion régressive en pied de talus ou de versant ;
- apparition de couches pierreuses dans les champs.

REMARQUE : la collecte exhaustive de ces informations de base ne pourra se faire sans la participation de la population et des services techniques des communes.

Une évaluation, approximative, des degrés d'ancienneté et d'activité des mouvements peut être donnée, d'une part, par l'analyse du contexte topographique et morphologique des sites : "limites" des mouvements (flancs de vallées plus ou moins étroites), reliefs des éléments composant le mouvement, et d'autre part par le suivi de l'ouverture des fissures.

D'autre part, il est indispensable que le zonage intègre les trajets des mouvements de terrains potentiels, à l'amont d'un site, d'une manière plus ou moins empirique, voire par des études de trajectographies (appréciation et synthèse des paramètres, notamment topographiques, qui influent sur les trajets), la carte de risque prenant alors l'allure d'un document de type "carte d'avalanche".

La prévision peut ensuite s'affiner par l'interprétation analogique des faits qui permet de différencier les contextes des mouvements de terrain (à un contexte donné correspondent des causes et des effets bien précis) et de rapprocher les problèmes actuels, d'expériences antérieures, similaires.

REMARQUE : il faut souligner, dans un tel contexte, le caractère parfois inévitablement imprécis des diagnostics que l'on est amené à faire.

L'analyse des difficultés, des informations, sur les phénomènes physiques susceptibles d'engendrer des risques, permet ensuite une synthèse des caractéristiques du risque et de la vulnérabilité des biens et activités existants ou futurs, à l'échelle des versants ou des bassins-versants ; cette synthèse pouvant accompagner le document cartographique, sous la forme suivante :

UNITE-ZONE	LOCALISATION GEOGRAPHIQUE	EVENEMENTS MARQUANTS	MOUVEMENTS DOMINANTS	RECOMMANDATIONS
------------	------------------------------	-------------------------	-------------------------	-----------------

(d'après M. HUMBERT, 1981)

B - LE ZONAGE DU RISQUE

La synthèse des informations précédentes et le contexte dans lequel s'inscrit le zonage (cf. suivant) permettent alors de distinguer différents degrés de risque (tableau 9 et cf. IV.3.3). Au premier coup d'oeil devront pouvoir être distingués :

- les zones de risque nul à faible ;
- les zones de risque moyen ;
- les zones de risque important ou déclaré.

Le degré de risque (probabilité d'occurrence) pourra apparaître sur un document séparé (fig. 62 à 69) ou mieux, être représenté par des couleurs superposées au fond géotechnique (il est plus avantageux de disposer de toute l'information sur un document unique).

IV.3.2 - CONTEXTE ET FONDEMENT DU ZONAGE

Théoriquement, ou plutôt idéalement, le géologue fournirait un document où se distingueraient 3 degrés de risque et qui n'intégrerait aucune interprétation en terme de vocation des terrains (différentes zones U et N des P.O.S), ce qui resterait l'affaire de l'urbaniste.

En fait, lorsqu'on serre de près la réalité, on peut constater que le passage entre la Carte de zonage des Risques, levée par le géologue, et le Plan d'Occupation des Sols, dressé par l'urbaniste, pose de nombreux problèmes de transcription et de compromis, cas par cas.

Le problème du zonage du risque n'est pas aussi simple qu'on pourrait le supposer, a priori. Aussi proposons nous une démarche qui prenne véritablement en compte la spécificité du contexte naturel, social et économique dans lequel s'inscrit la politique de zonage, et qui apporte des orientations sur la vocation des terrains.

A - CONTEXTE NATUREL ET PROBABILITE D'OCCURENCE DU RISQUE

On ne peut dissocier les problèmes d'écoulement et d'inondation, d'une part, les mouvements de terrain et l'érosion, de l'autre, l'eau jouant un rôle moteur dans la plupart des phénomènes d'instabilité.

C'est pourquoi le zonage doit aussi prendre en compte tous les phénomènes intervenant à l'échelle des bassins-versants, en particulier du fait de la variation rapide des conditions aux limites.

■ La rareté des séismes et la méconnaissance que l'on a des micro-séismes dans le massif du Piton des Neiges (pas de sismographe) permet difficilement de quantifier leur action.

Bien que certains séismes ressentis dans les cirques aient pour origine des écroulements rocheux d'envergure, nous avons vu que la sismicité d'origine profonde n'était pas nulle (cf. p. 33). Elle doit donc être prise en compte dans l'évaluation du risque, même de manière qualitative.

■ Il ne serait pas facile d'établir, de manière quantitative, les seuils critiques d'intensité pluviale au delà desquels se déclencheraient les phénomènes d'érosion, de mouvements de terrain, de crues et d'inondations; toutefois, il est possible de les approcher, de manière empirique.

a - APPROCHE DU SEUIL CRITIQUE D'INTENSITE PLUVIALE

Les épisodes pluvieux de longue durée tels que Clotilda (6 jours de pluies ininterrompues) et Hyacinthe (environ 10 jours) se sont singularisés par le déclenchement d'une multitude de mouvements de terrains, de toute nature.

Or, on a pu constater, notamment dans les cirques, que les mouvements de terrains ont été presque aussi nombreux pendant les 6 jours de Clotilda que pendant les 13 jours de Hyacinthe.

On peut donc raisonnablement admettre qu'au-delà de 5 jours de pluies ininterrompues, la plupart des terrains poreux, quelque soit leur nature, sont saturés et qu'alors il n'est plus possible de garantir la stabilité de certains versants, en situation d'équilibre limite.

b - FREQUENCE D'APPARITION DES PLUIES EXCEPTIONNELLES

En ce qui concerne la fréquence d'apparition de pluies de type Hyacinthe, nous pensons que les données météorologiques de la page 20, assez explicites, dispensent de longs développements statistiques (d'autant plus qu'à La Réunion, on ne peut se prononcer sur la validité des ajustements, pour des probabilités de retour, supérieures à 25 ans).

Un événement du type Clotilda n'est même pas décennal et, plus généralement, nous pensons que la probabilité d'apparition d'épisodes d'une durée d'environ 5 jours, peut être estimée à 5 ans (Hyacinthe et Clotilda ne sont séparés que de 7 ans).

Les données statistiques sont, d'après nous, insuffisantes pour justifier que le dimensionnement des ouvrages dans les fonds de vallée ne prenne en compte des événements comme Hyacinthe (ou février - mars 1806 : cf. p. 20), essentiellement pour ce qui est des crues et des inondations (puisque la fréquence des mouvements de terrain "plafonne" à partir du seuil des 5 jours de pluies).

Il nous a donc paru important de distinguer :

■ les périodes de pluies "normales", de durée très inférieure à 5 jours et de fréquence annuelle ;

■ les périodes de pluies "exceptionnelles", de durée supérieure à 5 jours et dont la fréquence n'est même pas décennale (Hyacinthe, 1980 ; Clotilda, 1986).

B - CONTEXTE SOCIO-ECONOMIQUE ET PLAN D'OCCUPATION DES SOLS

Le P.O.S. faisant force de loi vis-à-vis de la vocation future des terrains, il constitue également une contrainte pour leur occupation actuelle.

Il peut donc contrarier la tendance à l'urbanisation diffuse qui, dans certains secteurs, pose de sérieux problèmes de desserte, de réseau, etc. ; mais surtout, il permet de combattre l'habitat sans permis, estimé à 30 %, à La Réunion !

Mais l'adéquation entre la Carte de zonage du Risque et le Plan d'Occupation des Sols peut s'avérer délicate, notamment sous l'effet de la pression foncière, tendant à faire passer au second plan la notion de risque (la réorganisation récente des compétences en matière d'autorisation de construire n'est pas propre à toujours garantir la meilleure utilisation du sol).

Dans des secteurs sensibles, tels les cirques, il faut savoir que la stabilité des assises de nombreuses constructions, voire de lotissements entiers, ne peut être garantie, si l'on se réfère à des événements climatiques comme Hyacinthe et Clotilda.

Dans l'attente de mesures aptes à faire véritablement respecter les règles d'urbanisation, et compte tenu de l'état actuel des choses, la carte de zonage du risque permettra :

■ l'organisation des priorités d'évacuation, en situation critique (alerte cyclonique, pluies exceptionnelles et déclenchement du plan O.R.S.E.C.) ;

■ le reclassement progressif des habitations menacées, à travers le P.O.S. ;

■ d'éviter, dans le futur, tout compromis sur la sécurité, en matière d'habitat.

Par contre, étant donné le contexte, il nous paraissait justifié de proposer une carte de zonage, "à géométrie variable", établie en contexte de pluies "normales", mais dont l'échelle du risque pouvait être décalée, en cas de "pluies exceptionnelles" (tableau 9).

TABLEAU 9 : LEGENDE POUR L'EVALUATION DU DEGRE DE RISQUE

PLUIES "NORMALES" (durée << 5 jours)	DEGRE DE RISQUE	PLUIES "EXCEPTIONNELLES" (durée > 5 jours)
	Nul	
	Faible	-
	Moyen	
- - - - -	Important	
- - - - -	Déclaré	- - - - -

En effet, établir les cartes de risque en fonction d'événements ayant une probabilité de retour même de 5 ans, signifierait mettre en zone de risque important une bonne partie des zones agricoles et semi-rurales (en plus de certaines zones urbaines).

Or, nous savons que les "mauvais" terrains deviennent dangereux lorsqu'ils sont saturés, que cette saturation intervient pour environ 5 jours de pluies ininterrompues, que de tels épisodes climatiques ont une fréquence d'apparition de 5 ans et qu'ils sont très localisés dans l'année.

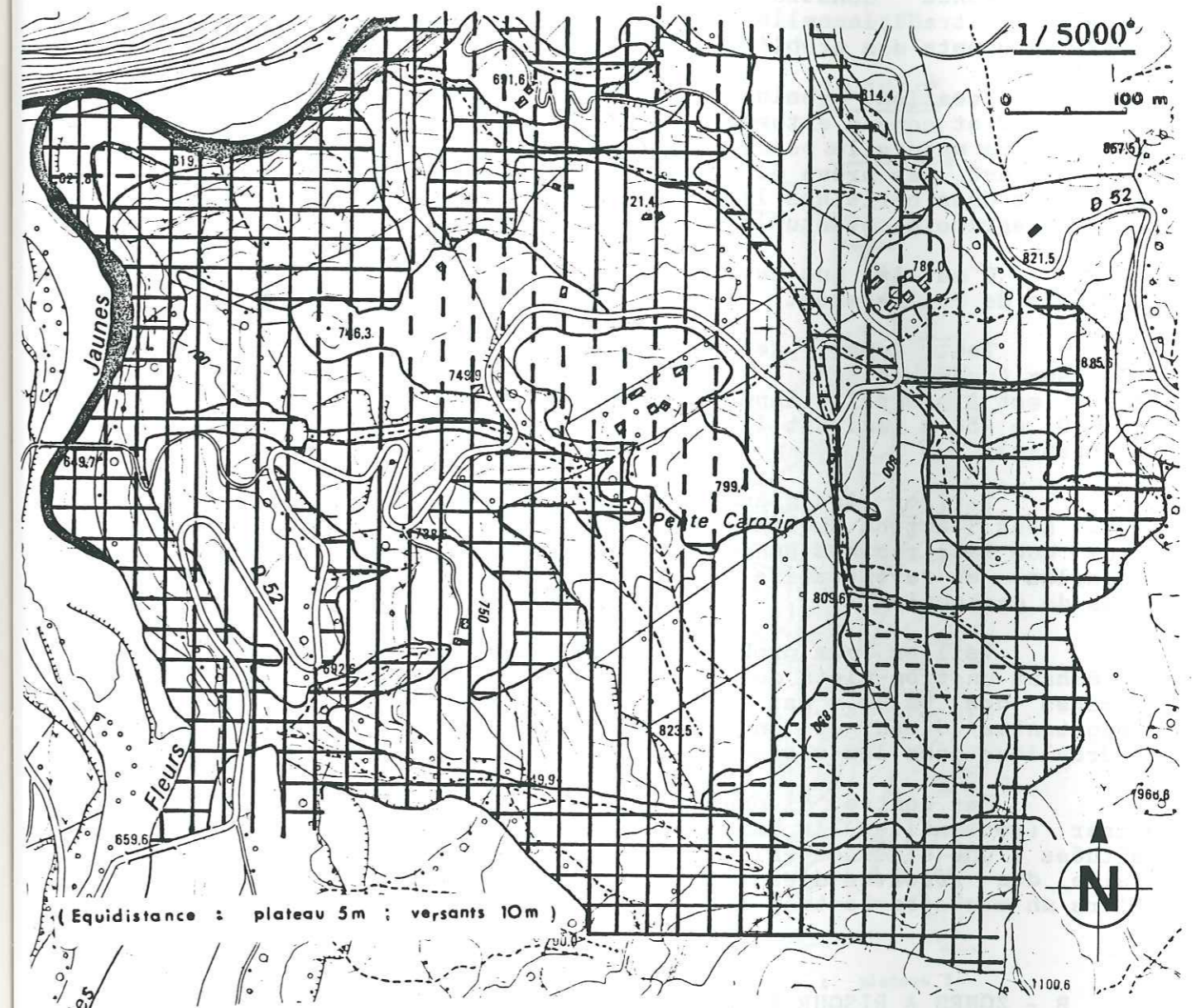
Etant donné la rareté des terroirs dans les cirques, et la nécessité de retenir les gens dans les "hauts", nous pensons donc que, dans certains secteurs à risque, cultures et constructions légères associées (hangars de stockage p.e.) peuvent être autorisées puisque ces zones ne deviennent dangereuses qu'en période de fortes pluies (serait-il souhaitable de fermer la route en corniche toute l'année, et donc d'asphyxier une partie de la vie économique de l'île, lorsque l'on sait que les écroulements ne se produisent généralement qu'en période pluvieuse ?) ; ceci, bien entendu, à condition que ces activités n'aggravent pas la fragilité des terrains.

IV.3.3 - CARACTERISTIQUES DES ZONES DE RISQUE

Nous avons montré que, dans les cirques, l'évolution des versants ne se faisait pas de manière aléatoire mais que chaque type de manifestation d'instabilité s'inscrivait dans un contexte donné, auquel correspondaient des causes et des effets bien précis (cf. IV.2).

Dans le détail, les secteurs concernés par le zonage sont les unités morphologiques suivantes :

- escarpements rocheux des remparts et des fonds de cirques ;
- versants escarpés des îlets ;
- plateaux plus ou moins vallonnés, des îlets ;
- versants basals, de raccordement ;
- lits majeurs et mineurs des cours d'eau.



(cf. légende tableau 9; carte et coupes géotechniques p. 159-160)

FIG. 62 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE DANS LE SECTEUR PENTE CAROZIN

A - ZONES A RISQUE NUL

Zones dépourvues actuellement de risques prévisibles, ou pour lesquelles le risque est jugé acceptable, sa probabilité d'occurrence et les dommages éventuels étant négligeables (effet de souffle du à un écoulement exceptionnel, p.e.).

Zones plates ou faiblement pentées, ayant atteint un degré d'évolution avancé.

Zones constructibles sans conditions particulières (sauf les traditionnelles reconnaissances géotechniques et la prise en compte des problèmes de drainage).

Vocation urbaine (zones urbaines plus ou moins denses UA, UB, UC et zone d'extension urbaine prioritaire NAU ou futures NA) ou zone naturelle partiellement desservie par des équipements qu'il n'est pas prévu de renforcer et où la construction est autorisée dans certaines limites (zone NB, mi-rurale, mi-urbaine, ou zone agricole, éventuellement).

C'est là que devront être en priorité recherchés les terrains de reclassement.

Tout apport de charges nouvelles en bordure des plateaux (constructions lourdes, pierriers provenant de l'épierrement) est à proscrire dans un périmètre de protection de l'ordre de 10 à 50 m (suivant l'état des matériaux du versant, en contrebas).

Tailler les grands arbres isolés en bordure des talus, qui, sous l'action du vent, ouvrent des fissures, ceci d'autant plus que leur racines sont volumineuses (filaos de Hollande par exemples) et revégétaliser (engazonnement, au moins) les périmètres de protection.

Veiller aux problèmes de drainage, en particulier en empêchant un trop-plein des mares et des dépressions inondables proches des talus, car elles entretiennent des infiltrations importantes d'eau et ont un rôle de distributeur de charge hydraulique pour les versants situés à l'aval (fig. 66).

Par contre, il pourrait être intéressant d'imperméabiliser (géotextiles) le fond des dépressions inondables qui sont situées à une distance raisonnable des talus (fig. 63), pour en faire des réserves d'eau utilisables en saison sèche (prévoir alors un exutoire de trop-plein).

B - ZONES A RISQUE FAIBLE

Stabilité absolue non garantie, mais zones tout de même peu exposées. Risque d'origine anthropique possible.

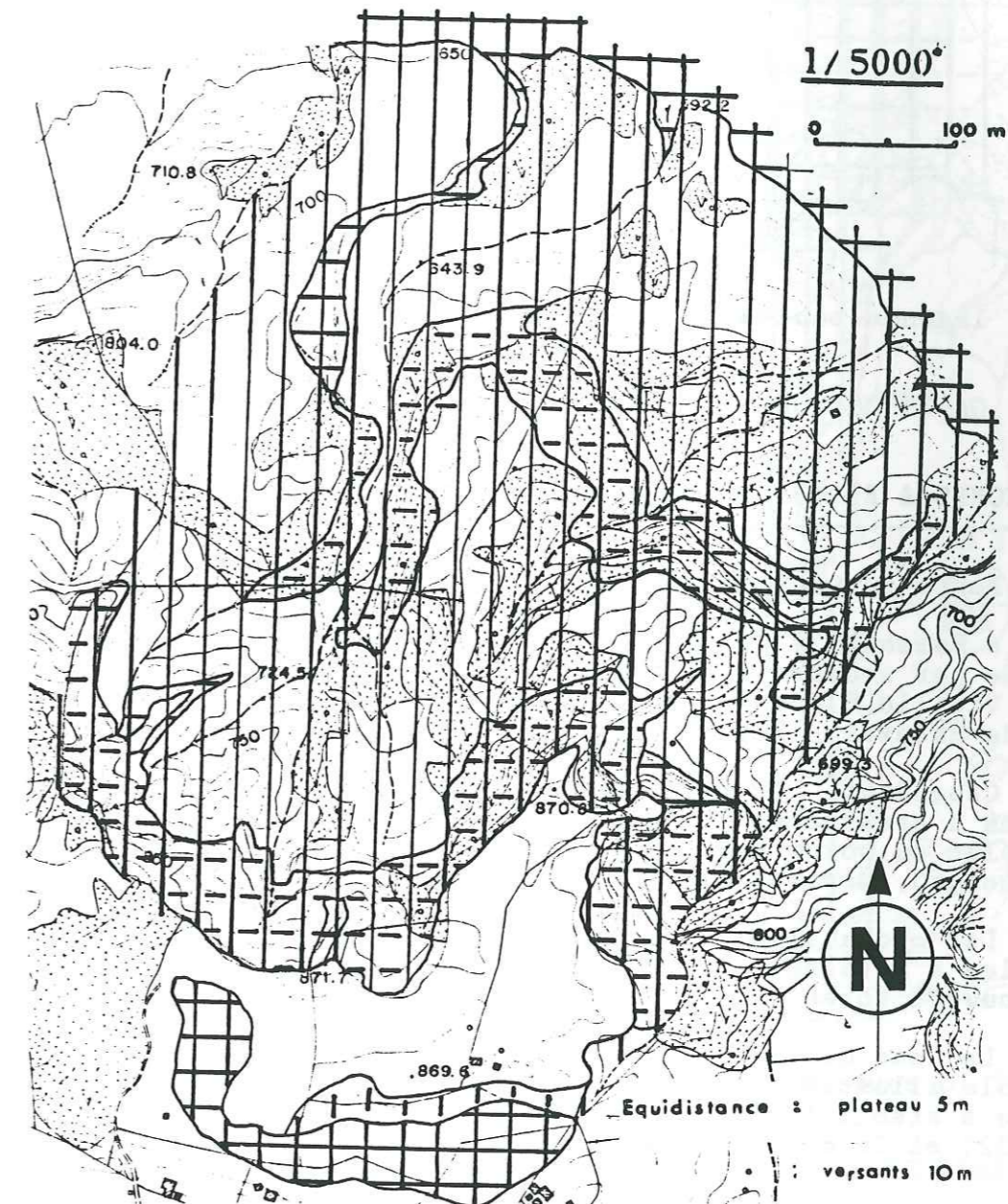
Versants à faible pente et secteurs plats, ne portant aucune trace de mouvements récents (éventuels mouvements anciens stabilisés : enfoncement des ravines, limites masquées par les

sols et la végétation, drainage assuré, etc.) éventuellement menacés en cas de phénomène exceptionnel.

Habitat lourd déconseillé sans études préalables d'implantation. Eventuelles protections, de faible importance et de bonne efficacité.

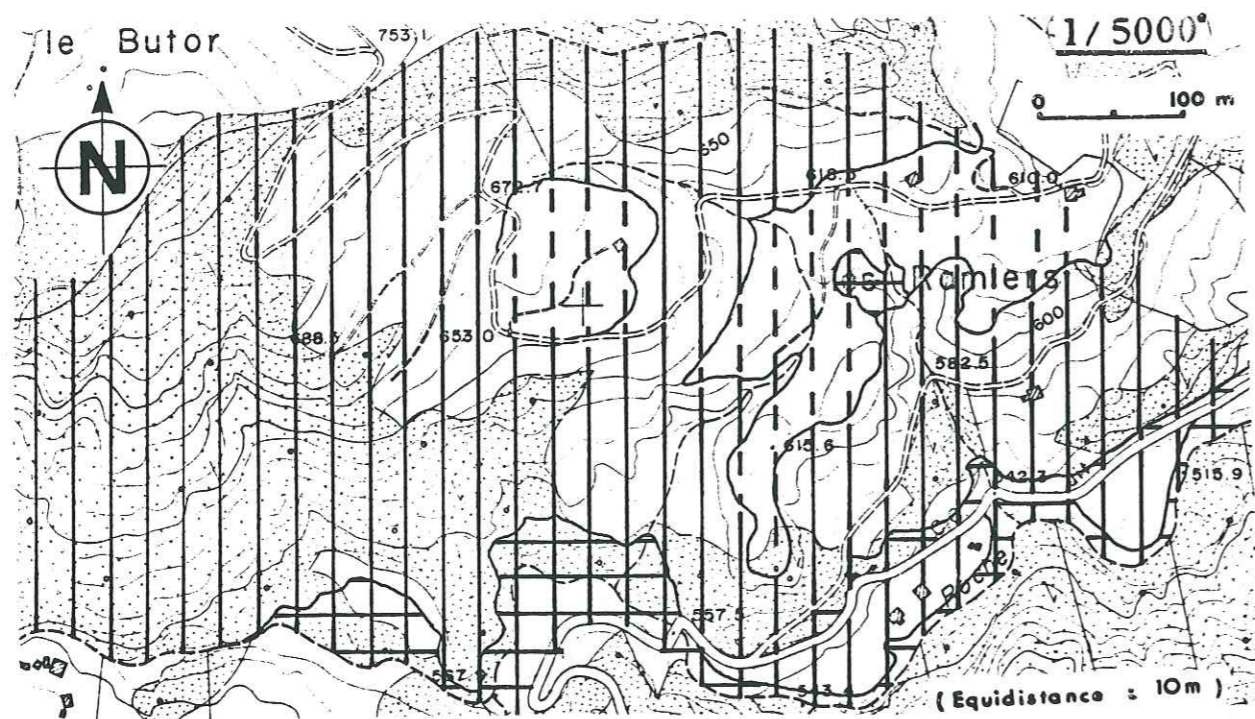
Tout apport de charges nouvelles en bordure des plateaux (constructions lourdes, pierriers provenant de l'épierrement) est à proscrire dans un périmètre de protection de l'ordre de 10 à 50 m (suivant l'état des matériaux du versant en contrebas).

Vocation de zones agricoles NC ou de zones NB.



(cf. légende tableau 9 et carte géotechnique p. 206)

FIG. 63 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE POUR LES VERSANTS AU NORD DE LA MARE A VIEILLE PLACE



(cf. légende tableau 9 et carte géotechnique p. 215)

FIG. 64 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE DANS LE SECTEUR DES RAMIERS

C - ZONES A RISQUE MOYEN

Zones suspectes, exposées à des risques intermédiaires.

■ Versants à forte pente, dont la stabilité d'ensemble est assurée par couverture forestière (ex. : versants du Butor, à la Mare à Vieille Place - fig. 63; versant de Bras Sec - fig. 65; versants de Salazie - Petit Sable ; rempart de Hell-Bourg).

Cependant, la trace de mouvements en masse, anciens, (cicatrices d'arrachement bien nettes mais envahies par la végétation), plus ou moins stabilisés, et quelques mouvements récents (peu fréquents), montrent bien que cette stabilité est précaire.

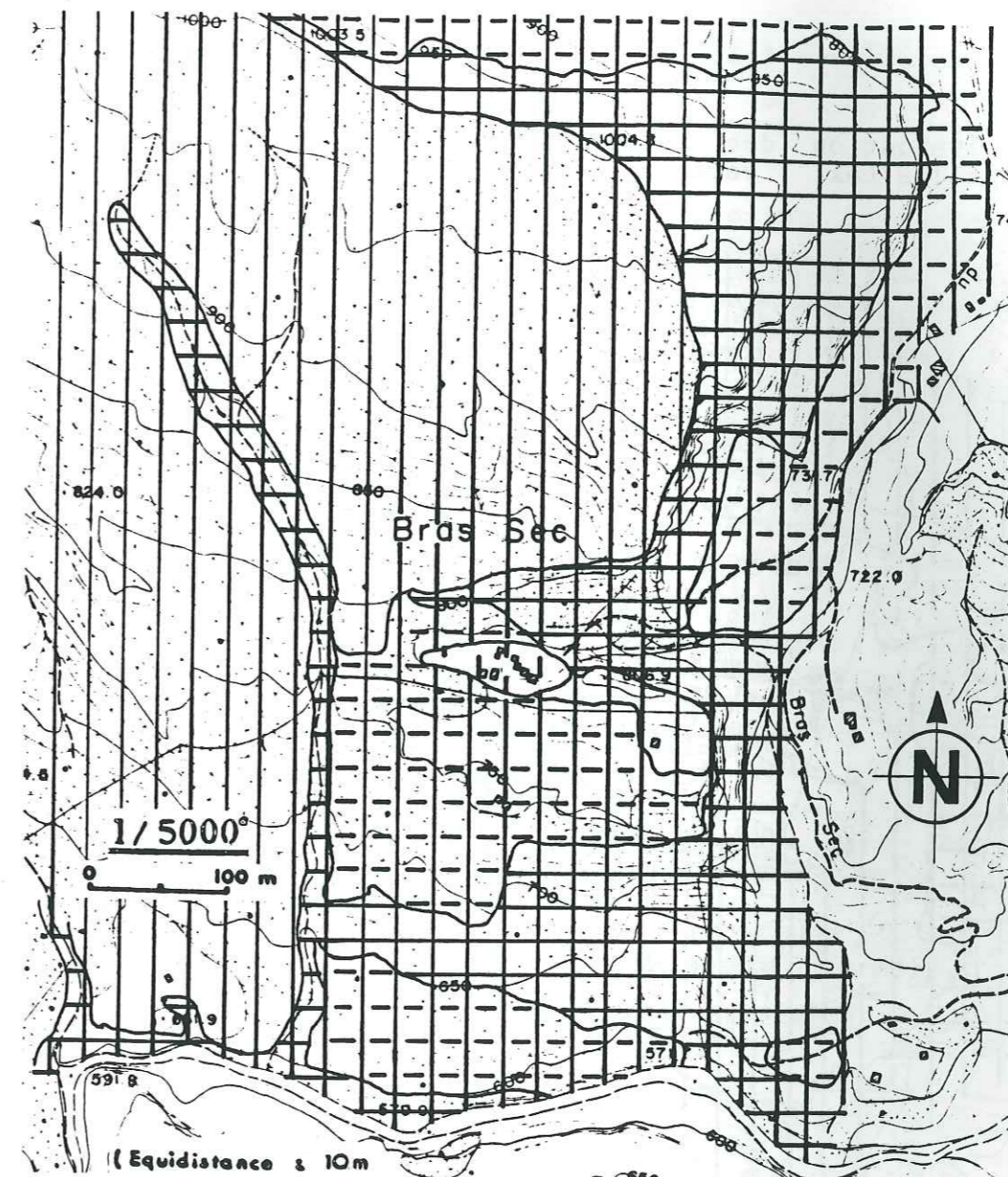
La probabilité d'occurrence du risque et son intensité sont faibles à moyennes, mais seraient fortes en cas de modification du couvert forestier et de terrassements importants.

Le cas des versants dominant le village de Salazie - Petit Sable illustre bien le problème de limite à l'aménagement d'une zone à stabilité précaire où l'élargissement des routes (CD 48 et CD 52) et le déboisement pourraient avoir des conséquences graves...

■ Versants déboisés, à pente moyenne, à bonne probabilité d'apparition de phénomènes d'instabilité (intensité faible à moyenne), bien qu'actuellement ne soient observables que quelques mouvements récents, de fréquence et d'intensité faibles (ex. : Le Radier).

■ Versants plus ou moins déboisés et aménagés, à pente moyenne, anciennement ou récemment déplacés en masse et dont la stabilité n'est pas assurée.

Bonne probabilité de réactivation (intensité moyenne à forte).



(cf. légende tableau 9 ; carte et coupes géotechniques p. 207)

FIG. 65 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE DANS LE SECTEUR DE BRAS SEC

Limitier, si possible, les défrichements, pour réduire l'érosion et ne pas aggraver l'équilibre précaire des versants.

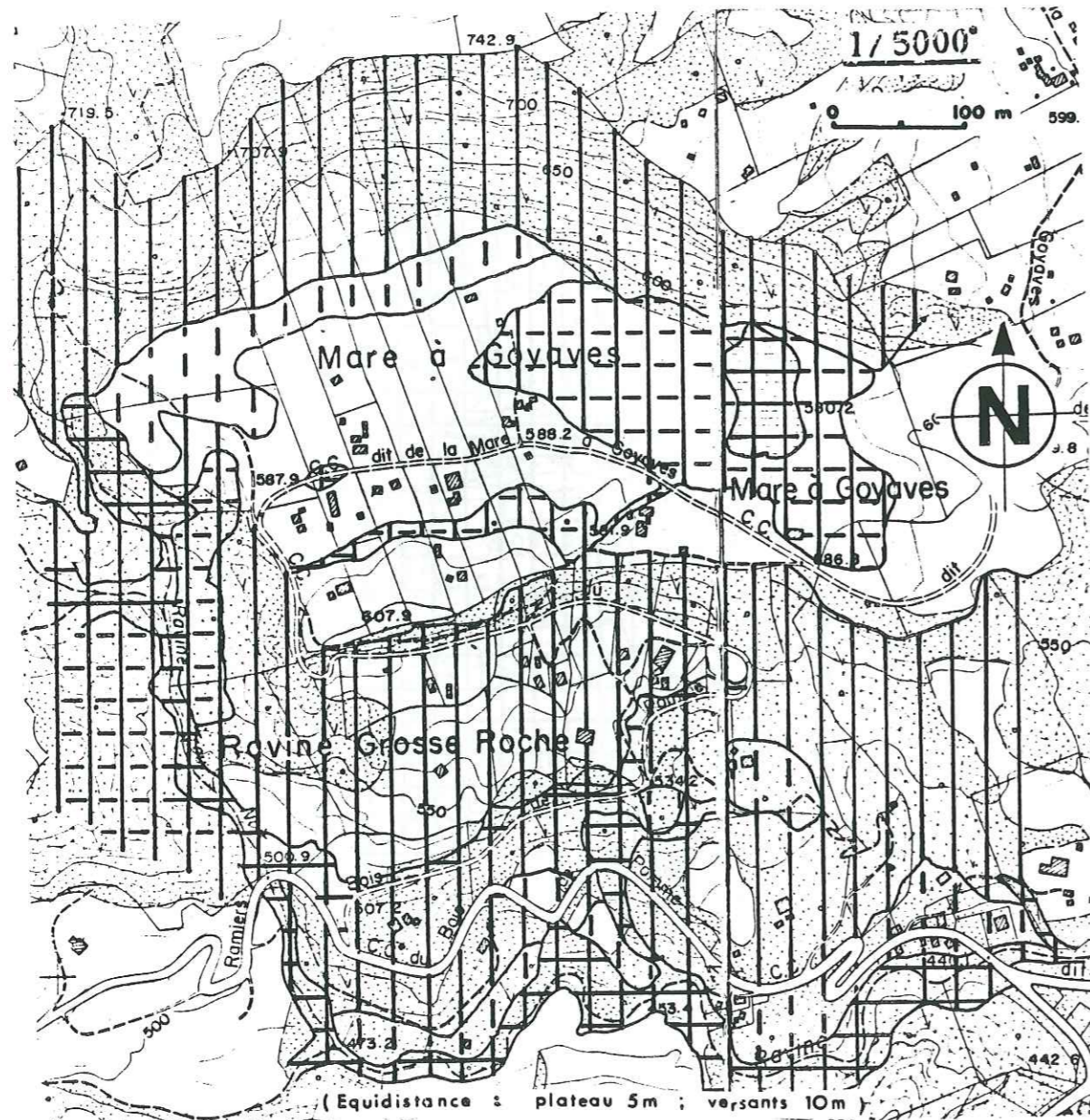
Zones inconstructibles ou aménagement futur d'importan-

ce limitée (habitat léger et fondations modestes), envisageable sous réserve d'études.

Les cultures, l'habitat léger et l'élevage vivrier familial attenant, préexistants, seront tolérés (au risque des habitants ?), s'ils ne compromettent pas la stabilité des versants.

Protections très variables dans leur conception et leur efficacité.

Evacuation des habitations, en périodes de pluies exceptionnelles (ex. : versant de la Mare à Goyaves - fig. 66).



(cf. légende tableau 9 et carte géotechnique p. 213)

FIG. 66 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE DANS LE SECTEUR DE MARE A GOYAVES

D - ZONES DE RISQUE IMPORTANT

Phénomènes récents, moyennement actifs; phénomènes anciens non stabilisés; phénomènes potentiels à grande probabilité d'apparition (extension des zones de risque déclaré) et d'intensité forte.

Versants à forte ou très forte pente (remparts, flancs d'îlets) non stabilisés par le faible couvert végétal (ex. : versant au niveau de la route de Grand-Ilet) ou fissurés (ex. : Maïdo); base de ces versants (ex. : secteur de l'Escalier); dépressions inondables (fig. 66).

Zones ND (zone naturelle de sites et paysages, de forêt, de tourisme, de risques ou de nuisances), inconstructibles (dans l'état actuel de ces versants, il n'existe pas de mesures habituelles de protection efficaces pour y permettre l'implantation de constructions) et où l'aménagement est à proscrire.

Les seules cultures préexistantes seront cependant tolérées, au risque des exploitants (indemnisation moindre en cas d'accident ?) au pied des versants rocheux et dans les zones inondables, là où l'érosion des sols est moins préoccupante.

Tout travaux de déboisement; de terrassement et tout apport de charges nouvelles, tendant à modifier l'équilibre précaire des versants, devront être évités (il n'est pas toujours souhaitable de purger des masses glissées, car le terrassement peut se solder par le développement de glissements en chaîne, régressifs; cette remarque est aussi valable en domaine de massif rocheux où le terrassement d'une masse jugée malsaine, peut mettre à découvert des terrains encore plus dangereux : ex. : la route du littoral).

Pas d'aménagement possible des remparts sinon, localement, des purges artificielles de masses instables menaçant des habitations et dont la chute naturelle serait imparable.

Dans des situations telles que celle du Maïdo, décourager l'extension de l'habitat et favoriser son déplacement.

Restauration des versants des îlets fragilisés par le déboisement (drainage, lutte contre le ravinement, reboisement).

E - ZONES DE RISQUE DECLARE

Phénomènes actifs, fréquents ou permanents, de grande intensité.

Versants à très forte ou forte pente, dénudés et ravinés, des îlets (ex.: versants de la ravine Bras sec, à Salazie) ou des remparts (ex. : rempart Ouest de Mafate; remparts du massif des Salazes); base de ces versants; lit des cours d'eau et dépressions inondables (fig. 63).

Zone à protéger, inconstructible, où aucune occupation humaine n'est possible: zone ND pour un P.O.S.

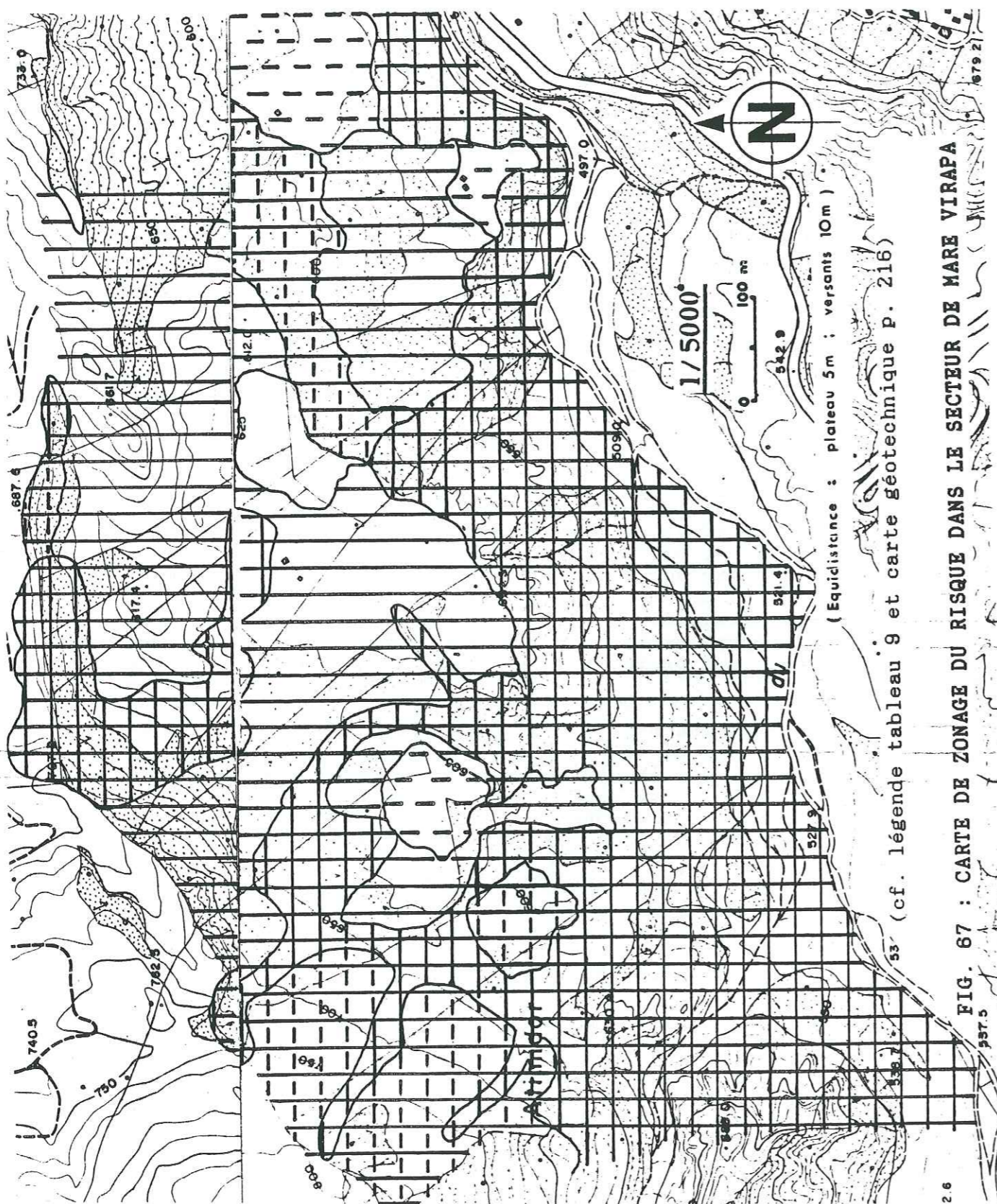
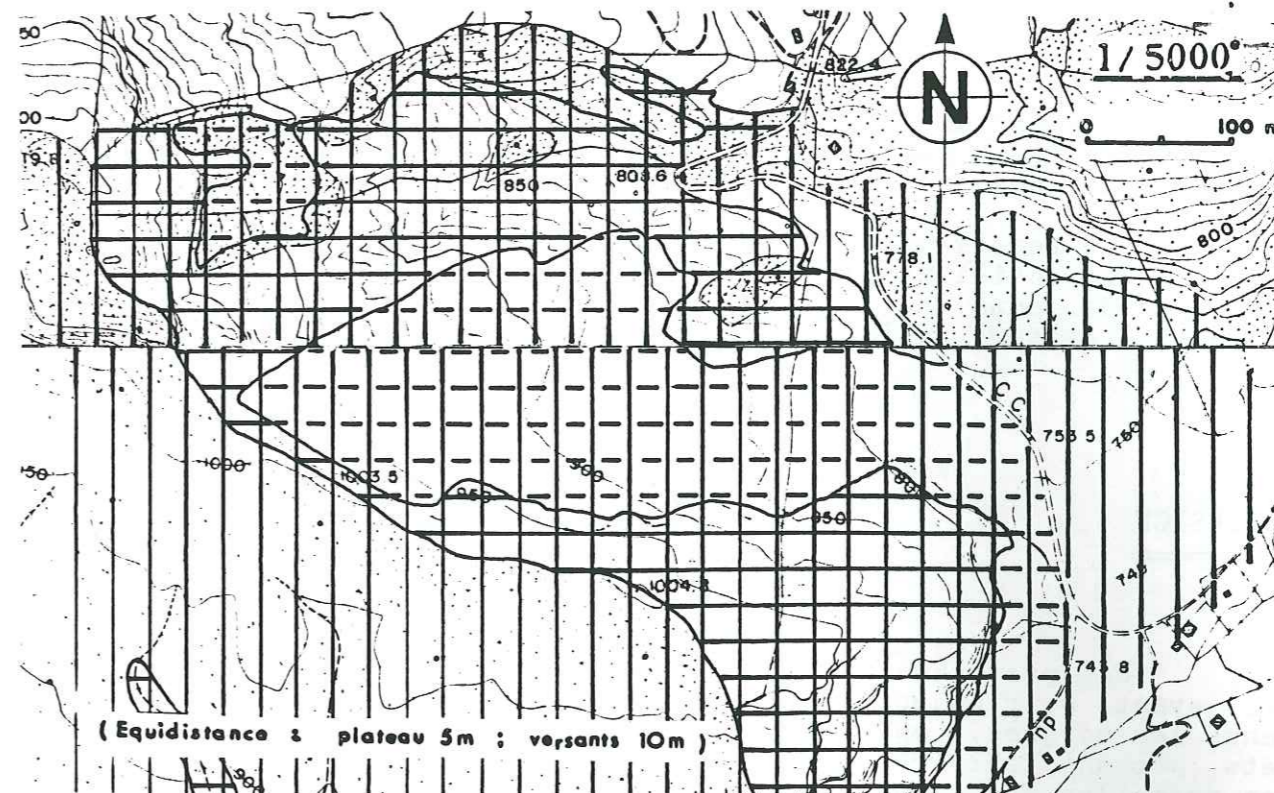


FIG. 67 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE DANS LE SECTEUR DE MARE VIRAPA

(cf. légende tableau 9 et carte géotechnique P. 216)

(Equidistance : plateau 5m ; versants 10m)



(cf. légende tableau 9 ; carte et coupes géotechniques p. 218)

FIG. 68 : CARTE DE ZONAGE DU RISQUE DANS LE SECTEUR PITON MAILLOT - BRAS SEC

Aucun aménagement possible des remparts; Restauration urgente des versants érodés des îlets.

a - Circonscrire, dans un premier temps, les zones critiques, pour éviter l'extension aux terrains contigus, cultivés ou équipés.

b - Suppléer à l'insuffisance du drainage naturel, en période de pluies exceptionnelles, pour empêcher la saturation des terrains et réduire l'action de la pression interstitielle :

1 - drainage du trop plein des mares (sur le plateau de l'îlet) mais veiller à ce que le déversement ne reporte le problème à l'aval puisqu'il augmentera la capacité érosive de la ravine réceptrice (canalisation ou endiguement dans les secteurs où les versants sont érodables) ;

2 - installation éventuelle de drains horizontaux dans le versant érodé.

c - Freiner l'érosion régressive, le ravinement et le départ des matériaux, pour aboutir à un adoucissement des pentes

et faciliter la colonisation végétale :

1 - pose de rangées de vétyver le long des courbes de niveau; de banquettes de protection dans les couloirs de ravinement, de gabions perméables au pied des talus sensibles, de filets métalliques dans les niches d'arrachement ;

2 - reboisement , systématique , pour les pentes supérieures à 30°: utilisation des espèces proliférantes et à installation rapide comme le filaos et les goyaviers ; arbres à faible futaie et à système radicaire profond.

CONCLUSION

Un programme de protection des zones sensibles de l'île, ayant pour objectif de retenir la population des "hauts" (dans les cirques, on voit "fondre", à l'échelle humaine, les îlets portant terroirs et villages) et d'établir une péréquation avec "les bas", doit impérativement prendre en considération le facteur "risques naturels", ce qui implique une cartographie spécifique.

Nous nous sommes attachés à montrer que les catastrophes brutales ou insidieuses qui affectent certaines zones n'étaient pas toujours d'origine naturelle, mais que beaucoup d'entre elles résultaient de l'installation de l'homme dans des secteurs exposés, ou bien étaient causées par une mauvaise exploitation du terrain.

Les risques dits "naturels" ne sont donc pas, dans beaucoup de cas, une fatalité ; mais il convient de s'en prémunir par une prévention systématique des mouvements de terrain potentiels (en particulier dans les zones habitées) ainsi qu'une meilleure gestion et une restauration du milieu naturel.

Nous avons vu que les observations de terrain (dans l'avenir, intérêt de la participation de la population et des services techniques des communes, pour la collecte exhaustive des données de base) pouvaient aboutir à une typologie sectorielle détaillée des versants à évolution homogène, et donc permettait une synthèse des caractéristiques du risque et de la vulnérabilité des biens et activités, à l'échelle des versants et des bassins-versants.

Le zonage du risque, basé sur l'établissement d'un document technique (fond géotechnique), et d'un document à vocation administrative (la carte de zonage du risque), ne pourra prendre sa véritable signification que s'il est adapté au contexte naturel, social et économique de La Réunion (pluies exceptionnelles sur une courte période de l'année, exigüité du territoire, rareté des terroirs dans les cirques, 30 % d'habitat sans permis, etc.).

Nous avons estimé que le seuil critique de durée de pluie au delà duquel la plupart des terrains, saturés, peuvent se déplacer, se situe vers 5 jours et que la fréquence de retour de pluies de durée supérieure à 5 jours (pluies "exceptionnelles") est d'environ 5 ans (Hyacinthe, 1980 ; Clotilda, 1986), par rapport aux pluies "normales" (durée très inférieure à 5 jours), de fréquence annuelle.

De nombreuses zones exposées ne devenant dangereuses qu'en période de forte pluies, et donc seulement sur une petite partie de l'année, il ne convient pas, le reste du temps, d'y interdire l'activité agricole, ni même l'habitat préexistant, à condition qu'ils n'aggravent pas la fragilité des terrains et qu'une évacuation ait lieu en période critique.

Nous avons défini cinq zones de risque, dont la vocation est commentée, permettant ainsi plus facilement le passage avec le Plan d'Occupation des Sols.

- Risque nul : zones plates, constructibles, à vocation urbaine ou semi-rurale. Veiller aux problèmes de drainage et établir un périmètre de protection de l'ordre de 10 à 50 m en bordure des versants.

- Risque faible : zones à faible pente, à vocation agricole ou semi-rurale et où l'habitat lourd est déconseillé, sans études préalables. Etablir un périmètre de protection de l'ordre de 10 à 50 m en bordure des versants.

- Risque moyen : versants exposés à des risques intermédiaires, où l'activité agricole préexistante et l'habitat léger associé sont tolérés, mais où de nouveaux défrichements sont à proscrire. Evacuation en période de pluies exceptionnelles.

- Risque important : versants fortement pentés où tout aménagement est à proscrire, les seules cultures préexistantes pouvant être tolérées, au risque des exploitants, si elles n'aggravent pas la fragilité des terrains. Restauration à entreprendre d'urgence.

- Risque déclaré : versants fortement pentés, à protéger, où aucune occupation humaine n'est possible.

La carte de zonage que nous proposons constitue donc un document intégré, constructif, permettant la prise de décisions circonstanciées (périodes de pluies "normales" ou "exceptionnelles"), que ce soit pour les Plans d'Occupation des Sols, le Plan O.R.S.E.C. ou les projets de travaux publics, de génie civil et rural.

Ainsi se justifieront au mieux les choix économiques (aménagement des îlets), les travaux de prévention (protection des versants et drainage) ou ... la fuite (dans laquelle réside souvent le salut), ces trois points prenant en compte, outre le niveau des risques, leur opportunité économique et sociale (des mesures sont parfois techniquement envisageables, mais certaines d'entre elles sont pratiquement, c'est à dire économiquement, irréalisables).

CONCLUSION DE LA QUATRIEME PARTIE

Nous avons mis en place les grandes unités géotechniques, en définissant leurs matériaux constitutifs, la géométrie globale de leurs limites, les conditions prévalant généralement à ces limites, et leur comportement mécanique in situ.

L'analyse de l'hétérogénéité de nature et de comportement des différentes unités géotechniques, nous a permis de modéliser (approche naturaliste) la constitution de l'édifice volcanique au niveau des cirques et de poser au mieux les bases de toute approche géotechnique dans ce secteur.

Nous avons présenté les éléments nécessaires à une appréciation du degré de stabilité actuelle et future des remparts et des versants du fond des cirques, dont l'évolution ne se fait pas de manière aléatoire mais correspond à un contexte, des causes et des effets bien précis.

La cartographie géotechnique et de zonage des risques géologiques (mouvements de terrains et inondations), au 1/5 000, dont nous avons présenté la méthodologie, se veut rationnelle, pratique, adaptée au cas de La Réunion. Elle trouve des applications directes :

- dans les projets de travaux publics, de génie civil et rural : reconnaissances géotechniques, interpolation des données ponctuelles d'affleurement ou de sondage, assainissement, etc. ;
- en hydrogéologie : comportement hydraulique des terrains et localisation des ressources en eau ;
- pour la recherche de matériaux utiles (granulats, sols argileux, sable, etc.) ;
- dans les projets de restauration des sols vis à vis de l'érosion (localisation des zones préférentielles de reboisement p.e.) ;
- pour le Plan O.R.S.E.C. ;
- pour les Plans d'Occupation des Sols : définition, prospection, reclassement de zones constructibles (urbanisables) ou naturelles (agricoles ou protégées).

CONCLUSION GENERALE

Au cours de ce travail nous avons peu à peu dégrossi l'image primaire des ... "cirques-poubelles" pour aboutir au schéma synthétique de la fig. 54 où nous avons fait ressortir l'agencement de la structure des cirques.

Dans ce mémoire, une grande part est faite à la reconstitution de l'histoire volcano-structurale du Piton des Neiges, dans l'optique d'adapter les données "fondamentales" aux besoins de la géotechnique.

Les données nouvelles résultant d'une cartographie géologique détaillée (1/5 000) du secteur Piton d'Enchain - Salazie, ainsi que la synthèse critique de l'ensemble des travaux antérieurs portant sur le massif du Piton des Neiges et sur l'île de La Réunion, menée de front avec des observations nouvelles faites dans les cirques (plus spécialement celui de Salazie) et des réflexions personnelles, nous ont conduit à remettre en question et à redéfinir, sur un certain nombre de points, le canevas géologique de base du massif.

La chronologie des événements, établie par des prédécesseurs, s'en trouve, de ce fait, bousculée et complétée.

Ainsi, a pu être dégagé le rôle important joué par les paramètres lithologiques, structuraux et d'altération tout au long de l'histoire du volcan, en particulier lors des épisodes de démantèlement des structures pendant lesquels se forment des cirques.

La fracturation oblique ou courbe, les structures en aval-pendage généralisé, la présence d'un substratum imperméable et de niveaux fragilisés à son toit, ont amplifié les effets de l'érosion et des mouvements gravitaires et sont responsables du creusement rapide des cirques (moins de 30 000 ans) où ils continuent à influencer sur la stabilité des versants.

Nous avons apporté des arguments décisifs à la compréhension de la genèse des cirques qui constituent des morphologies originales de démantèlement des cônes volcaniques de La Réunion, pouvant se développer au cours de périodes de calme éruptif, en fonction d'un contexte précis.

Des observations effectuées sur l'ensemble de l'île, ont permis de systématiser leur évolution et de mettre en évidence les raisons profondes de l'intensité particulière des manifestations d'instabilité dans ce secteur.

Si l'ensemble des mouvements de masse actuels ne doit finalement représenter, à l'échelle géologique, que l'étape terminale du démantèlement des cirques (mouvements de réajustement), il n'en reste pas moins vrai que ces phénomènes restent préoccupants, à l'échelle de l'occupation humaine.

Ceci nous a permis de poser les bases de toute approche géotechnique dans les cirques et, en particulier si l'on se place dans l'optique de la cartographie des risques, de présenter les éléments strictement nécessaires à une appréciation du degré de stabilité actuel et futur des divers types de terrains susceptibles d'être rencontrés dans ce secteur.

Tant sur le point de vue de la recherche fondamentale que de la recherche appliquée, La Réunion représente un terrain original où la profonde mise à nu des structures, le caractère grandiose de l'érosion (sens-large) et le développement préoccupant de l'occupation humaine permet qu'y soit développé un axe de recherche dont le but serait de réaliser la symbiose entre les différents données (amont et aval) propres à l'aménagement d'une île volcanique tropicale :

- caractéristiques physiques d'un strato-volcan (dans l'avenir : caractérisation géomécanique des unités géotechniques et modélisation géotechnique de l'île de La Réunion) ;

- modalités d'action des agents géodynamiques, en milieu tropical humide ;

- méthodologie adaptée de cartographie géotechnique et de zonage du risque de mouvement de versant.

Le zonage des risques implique ainsi une cartographie spécifique, celle-ci ne pouvant atteindre sa véritable signification sans une compréhension du rôle des divers facteurs induisant le risque, parmi lesquels les particularités géologiques du sous-sol ne sont pas les moindres.

Ce travail a voulu démontrer la nécessité de recourir à des études détaillées (tout en ne perdant pas la vision globale des choses) lorsque l'on désire travailler dans des terrains aussi complexes que les cirques.

De cette étude, basée sur un important travail de terrain nous retenons, d'une part, qu'il faut bien se garder de tout expliquer, soit par les mouvements de terrains, soit par l'érosion (sens strict), soit encore par la fracturation ; d'autre part qu'en domaine volcanique, les choses ne s'analysent pas avec la même vision en domaine sédimentaire et avec les mêmes schémas ; nous avons montré p.e. que la "trilogie" escarpement courbe (en plan) - replats étagés - mares, qui caractérise classiquement un mouvement de versant en masse, peut être analysée tout autrement ici.

Nous souhaitons que cette réflexion et la cartographie détaillée correspondante puisse servir de base à toute décision d'aménagement intégré susceptible d'être prise à la Réunion, en particulier dans le cadre de la protection et de la restauration des terrains dans la zone des "hauts" de l'île.

Il est donc souhaitable que la prise en compte du risque (au sens large) ne se fasse plus "au coup par coup", avec une vision "à court terme" des choses (ce qui se traduit souvent par des compromis sur la sécurité de l'habitat et de certains équipements vitaux : à La Réunion, bon nombre de phénomènes géologiques potentiellement dangereux sont ignorés ou sous-

estimés, dans la conception des aménagements et le dimensionnement des ouvrages), et surtout loin des applications directes (Beaucoup d'argent est ainsi dilapidé en études trop générales ou peu naturalistes), mais qu'elle s'intègre dans une vision de l'aménagement à l'échelle régionale, à long terme, associée étroitement aux Plans d'Occupation des Sols.

Exigüité de l'espace, relief tourmenté, érosion accélérée, faiblesse des ressources naturelles, démographie galopante.

D'autre part, cet axe de recherche, s'intègre dans les relations internationales de l'île avec les pays limitrophes, tels Madagascar où les problèmes de géologie appliquée sont cruciaux, mais aussi Maurice, Les Comores, Les Seychelles (Coopération dans l'Océan Indien - C.O.I.).

Encore plus loin, des relations peuvent se créer avec des régions volcaniques où se posent des problèmes du même ordre, tels Hawaï ou l'Indonésie.

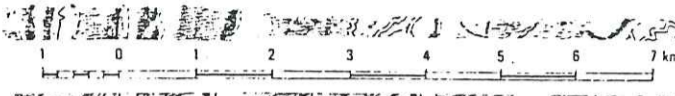
ANNEXES

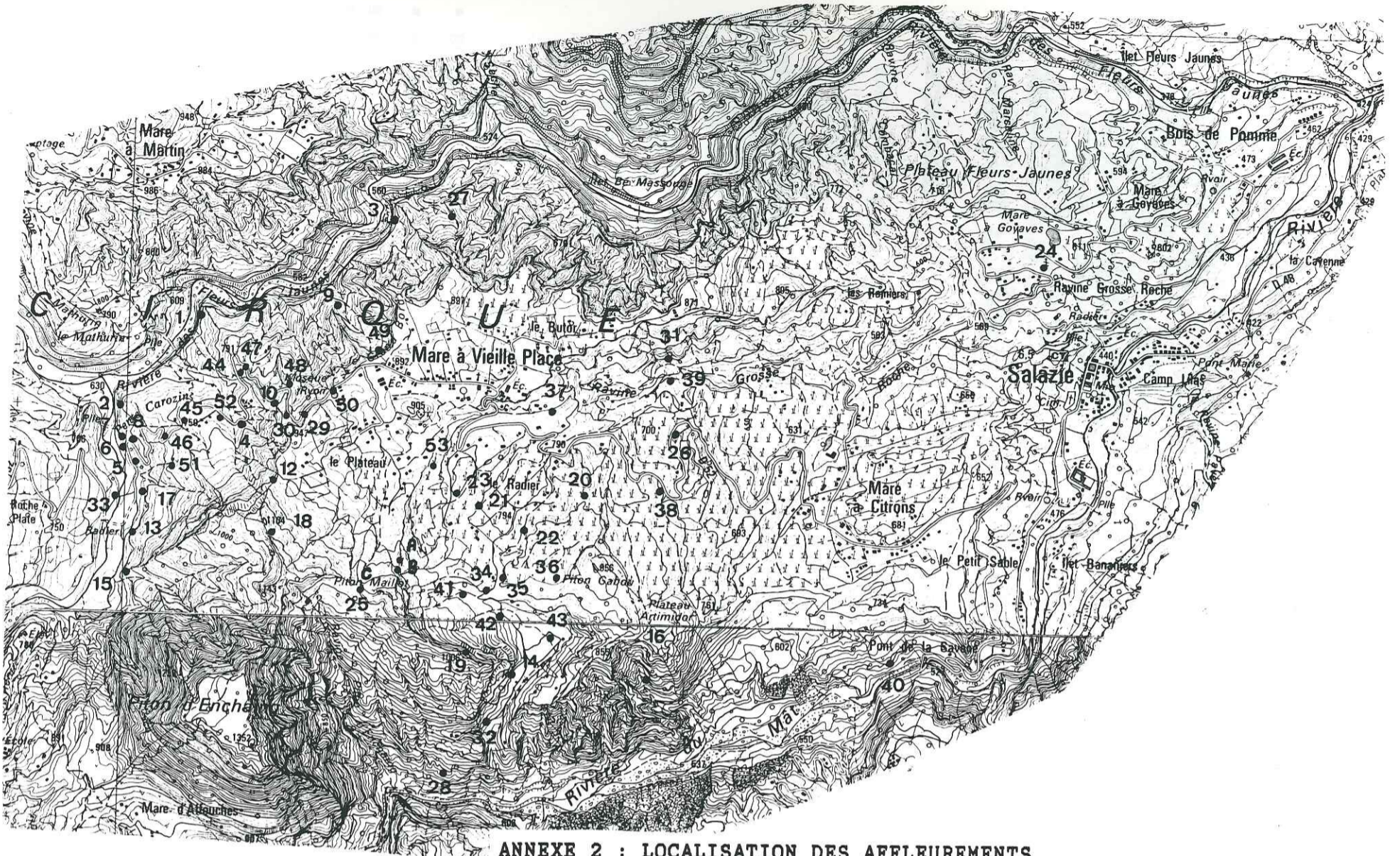
- Annexe 1 : carte de localisation des termes géographiques utilisés
- Annexe 2 : carte de localisation des affleurements
- Annexe 3 : microscopie des faciés volcaniques de la série des océanites
- Annexe 4 : pétrographie des intrusions de basalte aphyrique, antérieures à la phase II
- Annexe 5 : pétrographie d'une intrusion bréchique
- Annexe 6 : microscopie des brèches d'écroulement de phase II
- Annexe 7 : pétrographie de la coulée ignimbrétique soudée du Piton d'Enchain
- Annexe 8 : pétrographie d'une lave pâteuse du Piton Gabou
- Annexe 9 : pétrographie de coulées bréchiques de phase IV
- Annexe 10 : caractéristiques pétrographiques d'ensemble des brèches pyroclastiques de phase IV
- Annexe 11 : pétrographie de coulées de lave différenciée, à la base de la série de phase IV
- Annexe 12 : pétrographie d'intrusions trachytiques de phase IV
- Annexe 13 : méthodes sédimentologiques employées



FIG. : LOCALISATION DES TERMES GEOGRAPHIQUES UTILISES

- ECHELLE : 1/100 000 -





ANNEXE 2 : LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS

- Echelle : 1/25 000 -

ANNEXE 3

MICROSCOPIE DES FACIES VOLCANIQUES
DE LA SERIE DES OCEANITESA - COULEE BRECHIQUE

- **AFFLEUREMENTS** : n° 3 et 4 (quatre lames minces et un diffractogramme de RX).
- **MATRICE** ($\approx 40\%$) : crypto-cristalline.
- **ELEMENTS** ($\approx 60\%$) :
 - océanites; basaltes à olivine ;
 - basaltes à structure intergranulaire (phéno-cristaux d'olivine et clino-pyroxène ; cristallites de clino-pyroxène ; microlites de labrador ; opaques : $\approx 3\%$; quelques infra-cristallites de clino-pyroxène) ou intersertale (présence d'agrégats inter-microlites) ;
 - basaltes à structure sub-ophitique ;
 - quelques éléments vitreux ;
 - lapilli rouges ;
 - phénocristaux d'olivine, diopside, labrador.
- **ALTERATION** : agrégats de smectites, serpentines, chlorites, très hydroxydés (iddingsite) ; ferro-magnésiens très souvent pseudomorphosés en serpentine et iddingsite, avec formation de calcite; analcime.

B - BRECHE PYROCLASTIQUE

- **AFFLEUREMENT** : n° 5 (deux lames minces et un diffractogramme de RX).
- **MATRICE** ($\approx 40\%$) : crypto-cristalline.
- **ELEMENTS** ($\approx 60\%$) :
 - océanites ;
 - basaltes aphyriques ou porphyriques, plus ou moins bulleux, à structure intersertale (phénocristaux d'olivine plus ou moins serpentinisés et iddingsitisés, et microlites de plagioclase, olivine, clino-pyroxène) ou intergranulaire ;
 - lapilli rouges ;
 - phéno-cristaux sub-automorphes de diopside, olivine, labrador.
- **ALTERATION** : agrégats ($\approx 30\%$) de smectites, serpentines et plus ou moins d'iddingsite (hydroxydes $\approx 4\%$) ; calcite ($\approx 1\%$).

ANNEXE 4

PETROGRAPHIE DES INTRUSIONS DE BASALTE
APHYRIQUE, ANTERIEURES A LA PHASE II

(description représentative d'une dizaine d'affleurements, échantillons et lames minces).

- **COULEUR** : roche mésocrate à mélanocrate, à patine claire et cassure bicolore (veinules sombres dans un fond gris vert à ocre).
- **EPAISSEUR** : décimétrique (généralement autour de 50 cm, photo 6); plus rarement métrique; regroupement parfois en sills jointifs (fig. 16; affleurements n° 4 et 7).
- **MISE EN PLACE** : les sills jointifs sont souvent accompagnés de cataclasites serpentineuses (niveaux de sills feuilletés et suintants, fig. 16). Remobilisation observée de certains plans d'intrusion (injections secondaires crochonnées, fractures décalées).
- **FRACTURATION** : prismation grossière et diaclasage en "box-work" (veinules vert sombre, calcitisées en leur milieu -photo 5).
- **STRUCTURE** : vésiculaire, aphyrique, microlitique, intersertale.
- **MICROSCOPIE** :
 - Vésicules ($\approx 13\%$) : souvent calcitisés ($\approx 6\%$), et peu zéolitisés.
 - Pâte ($\approx 15\%$) : plagioclasique.
 - Minéraux magmatiques : rares phénocristaux de ferro-magnésiens, cristallites aciculaires d'augite ($\approx 13\%$) ; microlites de labrador et andésine ($\approx 15\%$) ; infra-cristallites de clino-pyroxène vert ($\approx 4\%$) ; opaques ($\approx 10\%$: magnétite, hématite, dendrites).
 - Minéraux d'altération : agrégats crypto-cristallins ($\approx 25\%$) de serpentine, chlorite, iddingsite, limonite, pseudomorphosant parfois d'anciens phéno-cristaux d'olivine ; clino-pyroxènes ouralitisés en actinote - hornblende verte et parfois pseudomorphosés en calcite ; calcite ($\approx 5\%$) et quelques zéolites dans les vacuoles, en filonnets dans les fractures ("fleurs" de calcite), dans les plans d'intrusion.

ANNEXE 5

PETROGRAPHIE D'UNE INTRUSION BRECHIQUE

- **AFFLEUREMENT** : n° 8 (deux lames minces; un diffractogramme de RX sur la matrice).
- **COULEUR** : cassure grise, à vert violacé.
- **TEXTURE** : dyke bréchique monogénique, assez compact ($\approx 8\%$ de vacuoles), épais de 4 à 5 m.
- **ELEMENTS** ($\approx 61\%$) : anguleux ou subanguleux, de basaltes aphyriques; basaltes à structure microlitique intergranulaire: clino-pyroxènes ($\approx 30\%$), plagioclases ($\approx 25\%$), opaques ($\approx 6\%$); ou intersertale; phéno-cristaux de diopside.
- **MATRICE** ($\approx 31\%$) : micro-bréchique.
- **ALTERATION** : agrégats ($\approx 25\%$) de smectites, serpentines, chlorites, intersertaux et dans les fissures; zéolites, en palissade dans les vides ($\approx 6\%$) inter-éléments (coronisation); hydroxydation dans les bulles et fissures. Calcitisation ou zéolitisation des fractures.

ANNEXE 6

MICROSCOPIE DES BRECHES D'ECROULEMENT DE PHASE II

- **AFFLEUREMENT** : n° 10 (deux lames minces; un diffractogramme de RX sur la matrice).
- **MATRICE** ($\approx 10\%$).
- **ELEMENTS** ($\approx 90\%$) de basalte vacuolaire (bulles $\approx 15\%$) aphyrique, à structure microlitique intersertale: cristallites d'augite titanifère ($\approx 15\%$) et rares hornblendes basaltiques, microlites de labrador et andésine ($\approx 25\%$), infra-cristallites de clino-pyroxène vert ($\approx 5\%$), opaques ($\approx 10\%$): magnétite et dendrites); fonds plagioclasiq (e $\approx 10\%$).
- **ALTERATION** ($\approx 20\%$), de la matrice surtout, mais aussi à l'interface éléments-matrice, et en pseudomorphose de ferro-magnésiens. Présence, en général sur le fond plagioclasiq (e, d'agrégats crypto et poly-cristallins, vermiculés à fibreux, de smectites, serpentines, iddingsites, chlorites; semi-opaques; peu de calcite.

ANNEXE 7

PETROGRAPHIE DE LA COULEE IGNIMBRITIQUE SOUDEE DU PITON D'ENCHAIN

A - COULEE IGNIMBRITIQUE

- **AFFLEUREMENTS** n° 12, 13, 14, 15 (quatre lames minces).
- **STRUCTURE** : fluidale, hypo-cristalline.
- **XENOLITES** ($\approx 15\%$), à bordure souvent figée :
 - différenciés (basalte: clino-pyroxènes $\approx 15\%$, hornblende basaltique $\approx 5\%$, magnétite $\approx 10\%$, andésine $\approx 70\%$; trachyte; enclaves grenues leucocrates);
 - basaltiques (basalte porphyrique à structure intergranulaire: clino-pyroxènes, andésine, labrador);
 - scories ou niveaux finement scoriacés et orientés;
 - nombreuses fiammes bleu sombre.
- **CRISTAUX** ($\approx 16\%$) : phénoclastes d'anorthoses (et sanidine?) maclés Carlsbad (limpides, blancs laiteux à vert jaunâtre) et perthitiques (craquelures remplies de plagioclases vitreux à limpides); ferro-magnésiens (lattes millimétriques); rares andésines; magnétite ($\approx 1\%$).
- **MATRICE** ($\approx 65\%$), vitreuse, chloritisée et hydroxydée ($\approx 35\%$): sphérulites d'hydroxydes ($\approx 3\%$), chlorite et verre noir hydroxydés; calcite dans les craquelures des feldspaths et dans les autres discontinuités.

B - FACIES ENTIEREMENT FIAMME

- **AFFLEUREMENT**: blocs décimétriques entièrement noirs, prélevés en éboulis (affleurement n° 17).
- **STRUCTURE** : fluidale, hypo-cristalline, perlitique.
- **XENOLITES** ($\approx 15\%$) : différenciés (basalte porphyrique, à plagioclase saussuritisé en épidote; trachyte à contour calcitisé et hydroxydé) et basaltiques (basalte serpentinisé, calcitisé, limonitisé).
- **CRISTAUX** ($\approx 35\%$) : nombreux phénoclastes ($\approx 28\%$) macro et micro-perthitiques (anorthose, sanidine?); quelques clino-pyroxènes ($\approx 3\%$), souvent ouralitisés et calcitisés; rares andésines et oligoclases ($\approx 1\%$); magnétite ($\approx 2\%$).
- **MATRICE** (50%) vitreuse (semi-opaques $\approx 1\%$).

ANNEXE 8

PETROGRAPHIE D'UNE LAVE PATEUSE DU PITON GABOU

- **AFFLEUREMENT n° 22** (deux lames minces).
- **LAVE** craquelée, à vacuoles plutôt orientées, à xénolithes et nombreux infra-cristallites de clino-pyroxène vert (dont une cristallisation en couronne autour d'un xénolithe) et magnétite.
- **XENOLITHES** (les contours de certains sont arrondis; ou plus ou moins diffus ?) :
 - basaltes à olivine (iddingsitisée) et clino-pyroxène ;
 - océanites ;
 - dolérites ;
 - basaltes aphyriques ;
 - basalte porphyrique (phéno-cristaux d'olivine iddingsitisée, clino-pyroxènes, plagioclases) ;
 - cristaux d'olivine (iddingsitisée), de clino-pyroxène, de feldspath (zoné).
- **PARTIE EXPLOSIVE** ; vacuolaire : nombreux micro-phénocristaux déchiquetés de clino-pyroxène (sain) et d'olivine (complètement iddingsitisée); nombreux feldspaths zonés (à inclusions vitreuses), dont certains ont des bords arrondis (ou plus ou moins diffus ?) ; nombreux grains de magnétite.

Les passages lave-partie explosive sont plutôt flous.

- **RECRISTALLISATION** affectant la lave, mais peu les xénolithes. Recristallisation en mosaïque des fonds feldspathiques, pour la partie explosive, et recristallisation plus fine pour la lave.
- Vacuoles et autres discontinuités, très hydroxydées.

ANNEXE 9

PETROGRAPHIE DE COULEES BRECHIQUES DE PHASE IV

(associées aux ignimbrites sens-large ?)

- **AFFLEUREMENTS** : Le Radier (n° 23 - une lame mince) ; Mare à Goyaves (n° 24 - quatre lames minces).
- **COMPOSITION** :
 - lave vitreuse (opaque), à structure microlitique porphyrique (phéno-cristaux de feldspath, craquelés ou éclatés, et quelques ferro-magnésiens) , très vacuolaire et très fragmentée, abondante ;
 - nombreux fragments (subanguleux), des laves précédentes, de feldspaths et d'autres laves différenciées ;
 - matrice peu abondante.
- **ALTERATION** :
 - agrégats poly-cristallins (hydroxydes, chlorite, calcite), pseudomorphosant de nombreux ferro-magnésiens et remplissant les discontinuités ;
 - calcite, abondante dans les discontinuités.

ANNEXE 10

CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES D'ENSEMBLE DES BRECHES PYROCLASTIQUES DE PHASE IV

(associées aux ignimbrites sens-large ?)

- **AFFLEUREMENTS** n° 20 (deux lames minces), 21 (six lames), 23 (une lame), 24 (quatre lames), 25 (six lames), 26 (deux lames), 27 (deux lames).
- **COULEUR** : patine sombre et cassure claire, grise à beige, fréquemment rubéfiée.
- **ELEMENTS** centimétriques à décimétriques, subanguleux, hétérogènes :

- laves vitreuses (opaques), à structure microlitique (avec des phéno-cristaux de feldspath, éclatés pour 25 A), vacuolaires, dominantes ;
- fragments de lave vitreuse (refonte ?), à microlites de feldspath, vacuolaires, dominantes ;
- océanites, basaltes (hydrothermalisés ou pas) ;
- laves à structure doléritique ;
- laves à feldspath, clino-pyroxènes, olivine, magnétite ;
- laves différenciées (porphyriques ou non) ;
- trachytes ;
- nombreuses scories ;
- cristaux de feldspath (parfois craquelés), clino-pyroxène, olivine (iddingsitisée), magnétite, parfois fracturés (Le Radier).

■ **MATRICE** : claire, micro-bréchique, cendreuse, finement vacuolaire, riche en clastes (feldspaths, olivines, clino-pyroxènes, magnétite), parfois oxydée (Le Radier).

■ **ALTERATION** : hydroxydation fréquente des fragments vitreux, de la matrice et des vacuoles ; calcite et zéolites peu fréquentes.

REMARQUE : l'affleurement n° 25 montre la superposition d'une brèche hétérogène (25 A), témoignant d'une première expulsion riche en gaz, et d'une brèche (à matrice cendreuse et à fragments) qui, ne contenant plus que les éléments suivants, proviendrait d'une deuxième expulsion, moins riche en gaz (25 B - 1 lame mince) :

- lave à structure microlitique (avec des micro-phénocristaux de feldspath), dominantes ;
- lave à structure vitreuse (opaque) ;
- cristaux.

ANNEXE 11

PETROGRAPHIE DE COULEES DE LAVE DIFFERENCIEE
A LA BASE DE LA SERIE DE PHASE IV

A - COULEE, DE TYPE MUGEARITE, D'UN CONE STROMBOLIEN

- **AFFLEUREMENT** n° 29.
- **COULEUR** : roche mésocrate, à patine grise à gris-vert jaunâtre, à cassure grise à gris foncé violacé, miroitante.
- **CASSURE** : esquilleuse; sonore.
- **TEXTURE** : compacte, fluidale ("foliation" grise et claire).
- **STRUCTURE** : microlitique, aphyrique ou peu porphyrique.
- **CRISTAUX** (≈ 50 %) :
 - PHENOCRISTAUX: labradors (≈ 2 %), zonés; olivines (< 1 %), à golfes de corrosion (fonte dans le bain silicaté postérieur) et amphiboles ;
 - CRISTALLITES : clino - pyroxènes (≈ 6 %) et hornblendes basaltiques ;
 - MICROLITES : plagioclases (≈ 10 %) ;
 - INFRA-CRISTALLITES : clino-pyroxènes verts (≈ 16 %) ;
 - OPAQUES (≈ 15 %) : magnétite, essentiellement.
- **PATE** (≈ 50 %) : plagioclasique.
- **ALTERATION** : plagioclases plus ou moins verdis (saussurite ?) et clino-pyroxènes plus ou moins ouralitisés ?

B - COULEE PATEUSE, DE TYPE MUGEARITE ?

- **AFFLEUREMENT** n° 32.
- **COMPOSITION** : lave cristallisée, parsemée de petits grains de clino-pyroxène vert et de magnétite, assez pâteuse (chambre superficielle sous-jacente) pour avoir arraché des éléments basaltiques.
- **XENOLITHES** (leurs contours sont arrondis et assez flous : plus ou moins fondus dans la chambre magmatique ?) :
 - dolérites (certaines, à lattes feldspathiques et amphiboles, sont calcitisées) ;
 - océanites et basaltes (à clino-pyroxène et olivine) ;
 - lave à phénocristaux de feldspath et xénolithes, calcitisée ;
 - cristaux de feldspath alcalin (un cristal pseudomorphosé en calcite) et plagioclase (dont certains sont calcitisés) ; olivines et clino-pyroxènes.

ANNEXE 12

PETROGRAPHIE D'INTRUSIONS TRACHYTIQUES DE PHASE IV

- AFFLEUREMENTS : n° 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39 (une dizaine de lames minces).
- COULEUR : roches leucocrates, à patine beige à jaunâtre et cassure grise.
- CASSURE : esquilleuse.
- TEXTURE : finement bulleuse (\approx 10 % de vésicules) ou compacte ;
- STRUCTURE : microlitique, fluidale, pilotaxitique (pas de verre entre les microlites), peu porphyrique.
- CRISTAUX :
 - MICRO-PHENOCRISTAUX (< 15 %) : oligoclases et andésines (souvent zonées); feldspaths potassiques ;
 - CRISTALLITES (<< 10 %) : clino-pyroxènes ;
 - MICROLITES (45 à 60 %) : plagioclases alcalins et feldspaths potassiques (sanidine, notamment ?), orientés ;
 - INFRA-CRISTALLITES (\approx 5 %) : clino-pyroxène vert ;
 - OPAQUES (\approx 3 %) : magnétite, essentiellement, et hématite possible ;
 - SEMI-OPAQUES (\approx 4 %) : hématite et limonite.
- PATE (\approx 10 %) : plagioclasique.
- ALTERATION (\approx 15 %) :
 - hydroxydation caractéristique (couleur jaune rouille), notamment dans les bulles ;
 - agrégats crypto-cristallins de serpentine et iddingsite, sur le fond plagioclasique et dans les bulles (\approx 12 %) ;
 - clino-pyroxènes plus ou moins ouralitisés ;
 - calcitisation, des feldspaths alcalins (en plages), et des discontinuités.

ANNEXE 13 : METHODES SEDIMENTOLOGIQUES EMPLOYEES

A - GRANULOMETRIE

De l'examen des affleurements et des courbes de fréquences cumulées (fig. 37, 40, 47, 51), peuvent être déduites les caractéristiques suivantes (tableaux 3 et 6).

■ GROSSIERETE

Elle est estimée en fonction :

- de la taille dominante des éléments à l'affleurement ;
- de la médiane de la courbe cumulée ;
- du pourcentage de fines (< 0,074 mm).

■ CONTINUTE

C'est l'absence ou non d'une classe granulométrique.

Une discontinuité granulaire peut exister dès la mise en place du matériau originel (ex. : éboulis) ou bien résulter de l'action d'entraînement de l'eau, lors de la mise en place ou après le dépôt du matériau.

■ CLASSEMENT

Il est donné par la pente de la courbe de fréquences cumulées (fig. 69) et les indices suivants :

- Hé (Hétérométrie, de CAILLEUX) est l'intervalle d'abscisse (en unités ϕ), pour un intervalle d'ordonnée de 25 %, dans la partie où la courbe est la plus redressée (c'est à dire pour le quart le plus redressé de la courbe) ;

- $Qd\phi$ est l'intervalle, sur l'échelle des ϕ , entre le premier quartile (Q1) et le troisième (Q3), divisé par 2 ;

- SO (Sorting Index, de TRASK) = $\sqrt{Q1 / Q3}$ et $Qd\phi = \log SO / \log 2$.

Ces indices sont utilisés en sédimentologie pour essayer de préciser l'agent de dépôt final d'un matériau (tableau 10).

TABLEAU 10 : INDICES SEDIMENTOLOGIQUES DE CLASSEMENT DE QUELQUES FORMATIONS GEOLOGIQUES - (d'après TRICART et CAILLEUX, 1963)

FORMATIONS	QdPhi			Hé		
	mini.	méd.	maxi.	mini.	méd.	maxi.
EBOULEMENTS BRUSQUES					3,8	
COULEES BOUEUSES	1,47	1,32	1,38	1,7		5,5
SOLS	0,55	1,6	3,7	0,48	1,22	9 ?
EBOULIS de GRAVITÉ	0,77	0,88	0,98	0,77	1,05	1,4
FLEUVES et RIVIERES	0,12	1	4,6	0,11	0,71	4
CENDRES VOLCAN., POUSSIÈRES	0,39	0,72	2,2	0,24	0,69	1,7

En géotechnique, les indices suivants s'en tiennent à l'analyse de la forme de la courbe de fréquences cumulées (tableau 11) :

- Cu (coefficient d'uniformité) = d_{60} / d_{10} ;
- Cc (coefficient de courbure) = $\frac{d_{30}^2}{d_{60} \cdot d_{10}}$

TABLEAU 11 : INDICES GEOTECHNIQUES DE CLASSEMENT D'UNE COURBE GRANULOMETRIQUE

COURBE	Cu	Cc
TRÈS UNIFORME, MAL GRADUÉE	< 2	
UNIFORME	$2 < Cu < 5$	
MOYENNEMENT UNIFORME	$5 < Cu < 15$	
ÉTENDUE, BIEN GRADUÉE	> 15	$1 < Cc < 3$

En cas de non concordance de ces indices, il semble falloir privilégier Qd ϕ et Cu.

Le volume des vides efficaces (pouvant contenir de l'eau) étant fonction de la proportion en fines et de la compacité d'un matériau, on peut, à partir de la granulométrie de celui-ci, approcher sa porosité effective (ne) potentielle (fig. 69).

- bon classem.
- bon triage (80 % p.e.)
- développ. grossiers
- développ. des fines
- discont. granul. du côté des fines
- ne peut être intéressante
- peu ou pas de vides efficaces
- n identique
- ne inté-ressante
- ne augmente avec le diam. des grains
- ne peut être intéressante
- ne peu in-téressante

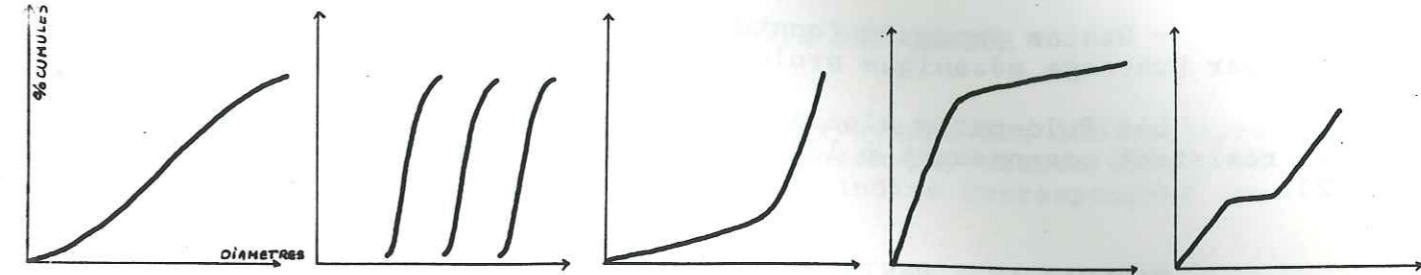


FIG. 69 : INTERPRETATION DE COURBES GRANULOMETRIQUES TYPES

D'autre part, une estimation de sa perméabilité (K) peut être donnée à partir du d_{10} , qui est le calibre granulométrique caractéristique de Allen HAZEN :

$$K \text{ (cm/s)} = 100 \cdot d_{10}^2 \text{ (en cm)}$$

B - MORPHOLOGIE DES SABLES ET DES GALETS

Elle permet de cerner l'agent de fragmentation et d'usure (de transport) du matériau.

■ MORPHOSCOPIE DES SABLES

Les sables donneront essentiellement les altérations chimiques, mais aussi les usures anciennes. La méthode lie donc les deux aspects suivants.

- L'aspect de surface du grain, plutôt caractéristique de l'altération chimique - grains altérés.

Les olivines (en particulier), les pyroxènes et les plagioclases calciques, sont très altérables (oxydation et hydroxydation) - (tableau 12).

La pauvreté en feldspaths et la richesse en iddingsite permettent donc d'envisager une altération chimique notable d'un sable (argilisation des feldspaths).

- La forme des grains est plutôt caractéristique de son usure ancienne, donc de la fragmentation mécanique et de

l'évolution du sédiment.

- Grains non usés (limpides, contours anguleux, cassures lisses ou ternes, faces cristallines), pouvant provenir de la désagrégation sur place, de torrents, d'éboulis, de coulées boueuses. Un sable riche en feldspaths non usés montre la prédominance de la fragmentation mécanique des roches mères.

- Grains émoussés (contours subanguleux à subarondis), usés par brassage mécanique prolongé dans l'eau.

Les feldspaths alcalins, les chlorites et les magnétites résistent moyennement à l'altération et à l'abrasion (tableau 12).

TABLEAU 12 : RESISTANCE DE QUELQUES MINERAUX

(indices croissants avec la résistance)	RESISTANCE à l'ALTERATION CHIMIQUE (DRYDEN)	RESISTANCE MECANIQUE à l'abrasion (FRIESE)
ZIRCON	710	
SPINELLE	550	
QUARTZ	530	
LIMONITE	600	
ANORTHOSE	400	
CHLORITE	400	
ORTHOSE	350	150
MICROCLINE	290	
MAGNETITE	270	380
HEMATITE	200	
ALBITE	170	
BIOTITE	160	
OLIGOCLEASE	130	
ANDESINE	110	
EPIDOTE	110	320
PLAGIOCLASE (moy.)	100	
LABRADOR	80	
HORNBLLENDE	70	
AUGITE	60	420
DIOPSIDE	50	460
BYTOWNITE	40	
ANORTHITE	30	
OLIVINE	20	250

■ MORPHOMETRIE DES GALETS

Les galets donneront surtout les érosions mécaniques et, s'usant plus vite, l'usure récente.

La méthode très éprouvée depuis 1945 consiste à mesurer sur 100 galets (nous les avons échantillonnés entre 3 et 8 cm de longueur), la plus grande longueur (L) la plus grande largeur (l), l'épaisseur (E), le rayon (r1) de la plus petite courbure, AC (fig. 70), puis de calculer trois indices.

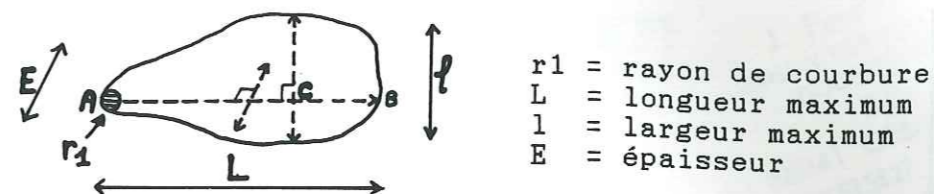


FIG. 70 : METHODE DE MESURE DES GALETS

On classe ensuite par ordre croissant les 100 valeurs de chaque indice, en donnant les fréquences par classe (fig. 42 et 52). Enfin on détermine la médiane (indice correspondant au galet de rang 50) de ces 100 valeurs.

• APLATISSEMENT : $A = \frac{L + l}{2 E} \times 100$

Les limites théoriques sont de 100 pour une sphère, à l'infini pour un galet d'épaisseur nulle ; les limites pratiques vont de 120 à 700.

Avec un même agent d'usure, l'aplatissement augmente avec la fissilité de la roche. Les galets de roche volcanique et filonienne compacte, dans des coulées boueuses, ont un indice de 170 (TRICART et CAILLEUX, 1963).

• EMOUSSE : $I = \frac{2 r_1}{L} \times 1000$

Les limites théoriques sont de 0 pour un cube, à 1 000 pour une sphère ; les limites pratiques vont de 50 à 700.

Les galets de roche volcanique et filonienne compacte, dans des coulées boueuses, ont un indice d'émoussé de 65 (TRICART et CAILLEUX, 1963).

• DISSYMETRIE : $D = \frac{AC}{L} \times 1000$

L'usure tend à rendre symétrique un galet. Ainsi, les limites théoriques sont de 500 pour une sphère, à 1 000 pour un cône.

La plurimodalité des courbes de dissymétrie exprime la différence d'usure entre certains types de galets (l'échantillonnage a parfois conduit à mesurer des galets de résistance mécanique différente).

L'agent de transport du matériau peut alors être approché, par le report des indices d'émoussé et d'aplatissement sur la fig. 71.

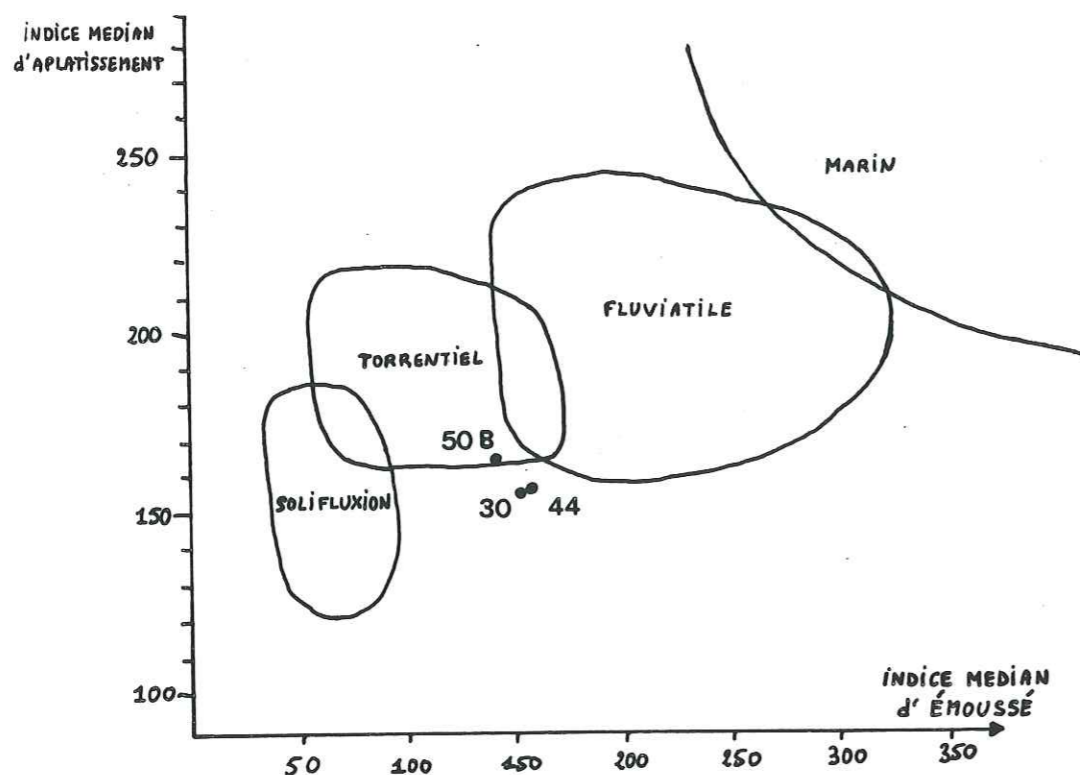


FIG. 71 : DETERMINATION DE L'AGENT DE TRANSPORT

C - COMPTAGE PETROGRAPHIQUE DES GALETS

Pour chaque matériau, nous avons prélevé 100 galets (entre 1 et 20 cms de longueur) parmi lesquels nous donnons les pourcentages des faciès pétrographiques principaux (fig. 43 et 53).

Cette variation de composition globale renseigne sur la nature, le degré de dissection des terrains producteurs, à l'époque où s'est mis en place le matériau, et peut donner son âge relatif, suivant le contexte.

D - COMPETENCE DE L'AGENT DE TRANSPORT

Selon TRICART et CAILLEUX (1963), des coulées boueuses peuvent transporter des blocs de 15 m et 800 m³, et parfois davantage.

Nous avons estimé, à l'affleurement, le poids des plus gros blocs transportés (tableaux 3 et 6) en prenant leur dimension moyenne (moyenne de la longueur et de l'épaisseur, apparentes), que l'on assimile au diamètre d'une sphère (volume = $\frac{4}{3} \pi r^3$), de densité égale à 3.

LISTE DES FIGURES

PREMIERE PARTIE

- Fig. 1 : situation de l'île de La Réunion dans l'Océan Indien 13
 Fig. 2 : topographie du complexe volcanique de La Réunion.... 14
 Fig. 3 : carte oro-hydrographique de l'île de La Réunion... 16
 Fig. 4 : carte des vents..... 18
 Fig. 5 : isohyètes moyennes annuelles..... 19

DEUXIEME PARTIE

- Fig. 6 : hypothèse des points chauds des Comores et des Mascareignes..... 31
 Fig. 7 : fractures et linéations magnétiques dans l'Océan Indien Occidental..... 32
 Fig. 8 : carte et coupe géologiques simplifiées du massif du Piton des Neiges..... 37
 Fig. 9 : coupes géologiques simplifiées des cirques..... 38
 Fig. 10 : colonne stratigraphique synthétique du forage de Mare à Vieille Place..... 40
 Fig. 11 : schéma récapitulatif des différents découpages opérés au sein des séries basaltiques du massif du Piton des Neiges..... 41
 Fig. 12 : coupes paléo-géologiques schématisant la mise en place des séries basaltiques..... 44
 FIG. 13 : coupes géologiques schématiques dans les séries basaltiques des fonds de cirques..... 45
 Fig. 14 : carte géologique simplifiée du secteur Piton d'Enchain - Salazie..... 46
 Fig. 15 : coupes géologiques simplifiées du secteur Piton d'Enchain - Salazie..... 47
 Fig. 16 : intrusions basaltiques variées traversant les océanites..... 52
 Fig. 17 : schéma paléo-géographique et coupe paléogéologique simplifiés du volcan à la fin de la phase III..... 64

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003

Fig. 18 : schéma paléo-géographique et coupe paléo-géologique simplifiés du volcan à la fin de la phase IV.....	66
Fig. 19 : carte de la fracturation et des intrusions associées dans le massif du Piton des Neiges.....	80
Fig. 20 : interprétation des structures N 30 et N 70.....	83
Fig. 21 : schéma paléo-géographique et coupe paléo-géologique simplifiés de la caldeira I du bouclier basaltique	86
Fig. 22 : les différents jeux des rebords de la caldeira I	87
Fig. 23 : schéma paléo-géographique et coupe paléo-géologique simplifiés de la caldeira II, vers 220 000 ans BP	88
Fig. 24 : carte interprétative de la géométrie du système courbe.....	90
Fig. 25 : géométrie des intrusions au sein des océanites....	93
Fig. 26 : extension de l'hydrothermalisation dans l'île de La Réunion.....	99

TROISIEME PARTIE

Fig. 27 : schéma paléo-géographique et coupe paléogéologique simplifiés du bouclier basaltique, à l'interphase II-III.....	115
Fig. 28 : schéma paléo-géographique et coupe paléogéologique simplifiés du strato-volcan, à l'interphase III-IV	117
Fig. 29 : contrôle initial de l'érosion régressive par la fracturation, sur le flanc Nord du massif du Piton des Neiges.....	124
Fig. 30 : exploitation initiale, par l'érosion régressive, du contact entre les deux massifs.....	125
Fig. 31 : contrôle initial de l'érosion régressive, par la fracturation sur le flanc Ouest de La Fournaise...	127
Fig. 32 : effets de l'enfoncement du réseau hydrographique dans le strato-volcan du Piton des Neiges.....	137

QUATRIEME PARTIE

Fig. 33 : carte géotechnique du secteur Pente Carozin.....	159
Fig. 34 : coupes géotechniques du secteur Pente Carozin.....	160
Fig. 35 : coupe géotechnique du secteur d'Artimidor.....	163

Fig. 36 : diffractogrammes de rayons X caractéristiques de la fraction < 2 μ des océanites argilisées.....	166
Fig. 37 : courbes granulométriques de différents faciés argilisés d'océanites.....	167
Fig. 38 : contact sol argileux grossier - produits différenciés de phase IV.....	168
Fig. 39 : texture de sol argileux grossier.....	170
Fig. 40 : courbes granulométriques de sols argileux grossiers	170
Fig. 41 : diffractogrammes de rayons X caractéristiques de la fraction < 2 μ des sols argileux grossiers.....	171
Fig. 42 : courbes morphométriques des galets de sols argileux grossiers.....	172
Fig. 43 : comptage pétrographique des galets de sols argileux grossiers.....	173
Fig. 44 : diffractogrammes de rayons X de la fraction < 2 μ d'un sol argilo-cendreuse grossier.....	174
Fig. 45 : sol argilo-cendreuse grossier, recouvert par des produits différenciés.....	175
Fig. 46 : coupes géotechniques des versants de la riv. Fleurs Jaunes, dans le secteur de Mare à Vieille Place	181
Fig. 47 : courbe granulométrique d'une brèche de pente associée aux terrains supérieurs.....	182
Fig. 48 : paléo-chenaux alluviaux fossilisés.....	187
Fig. 49 : profil schématique en travers d'une ravine.....	188
Fig. 50 : hétérogénéité du détritique indifférencié.....	190
Fig. 51 : courbes granulométriques des coulées boueuses et matériaux détritiques indifférenciés, de couverture	191
Fig. 52 : courbes morphométriques des galets d'une coulée détritique sablo-terreuse.....	192
Fig. 53 : comptage pétrographique des galets d'une coulée détritique sablo-terreuse.....	193
Fig. 54 : schéma synthétique de l'agencement et du comportement mutuel des grandes unités géotechniques....	198
Fig. 55 : carte géotechnique de terrains rocheux fracturés et décomprimés, affectés d'éroulements et de glissements en masse, anciens.....	206
Fig. 56 : carte et coupe géotechniques de la zone de glissements rocheux plans de Bras Sec.....	207

	Pages
Fig. 57 : hypothèse d'un ancien tassement en masse profond, dans le secteur Mare à Vieille Place-Mare à Citrons	211
Fig. 58 : carte géotechnique d'un glissement-tassement en masse de flanc de vallée, à Mare à Goyaves.....	213
Fig. 59 : carte géotechnique du glissement-tassement des Ramiers.....	215
Fig. 60 : carte géotechnique du glissement-tassement en masse de Mare Virapa.....	216
Fig. 61 : carte et coupes géotechniques du glissement - coulée de Bras Sec.....	218
Fig. 62 : carte de zonage du risque dans le secteur de Pente Carozin.....	233
Fig. 63 : carte de zonage du risque pour les versants au Nord de la Mare à Vieille Place.....	235
Fig. 64 : carte de zonage du risque dans le secteur des Ramiers.....	236
Fig. 65 : carte de zonage du risque dans le secteur de Bras Sec.....	237
Fig. 66 : carte de zonage du risque dans le secteur de Mare à Goyaves.....	238
Fig. 67 : carte de zonage du risque dans le secteur de Mare Virapa.....	240
Fig. 68 : carte de zonage du risque dans le secteur Piton Maillot - Bras Sec.....	240

ANNEXES

Fig. 69 : interprétation de courbes granulométriques types	266
Fig. 70 : méthode de mesure des galets.....	266
Fig. 71 : détermination de l'agent de transport.....	269

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Pages

PREMIERE PARTIE

Photo 1 : vue en perspective de l'île de La Réunion.....	15
--	----

DEUXIEME PARTIE

Photo 2 : contact océanites de phase I - basaltes de phase II	43
Photo 3 : faciés des coulées pahoehoe d'océanite.....	49
Photo 4 : faciés de coulée bréchique d'océanite.....	50
Photo 5 : faciés en "box-work" des intrusions de basalte aphyrique, traversant les océanites.....	53
Photo 6 : passage substratum rocheux d'océanites - océanites fragilisées.....	54
Photo 7 et 8 : faciés des coulées de basalte aphyrique de phase II.....	60
Photo 9 : microscopie d'une brèche d'écroulement, associée aux basaltes de phase II.....	61
Photo 10 : remplissage du paléo-cirque de Salazie - Bélouve par les formations différenciées de phase IV.....	65
Photo 11 : basculement du Piton d'Enchain.....	67
Photo 12 : le Piton d'Enchain, butte-témoin du plateau de Bélouve.....	68
Photo 13 : cône scoriacé strombolien de phase IV.....	73

TROISIEME PARTIE

Photo 14 : panorama de la partie amont du cirque de Cilaos	132
Photo 15 : panorama de la partie aval du cirque de Salazie	135

QUATRIEME PARTIE

	Pages
Photo 16 : terrains argileux à blocs et alternance scories-coulées désorganisées, appartenant à l'Unité Intermédiaire.....	158
Photo 17 et 18 : faciés d'océanites fragilisées.....	161
Photo 19 : faciés de sol argileux grossiers.....	169
Photo 20 : sol argilo-cendreux grossiers.....	175
Photo 21 : les terrains stratifiés, cohérents, du Piton d'Enchain.....	183
Photo 22 : le rempart courbe, de ligne de faille, du Sud-Ouest de Mafate.....	201
Photo 23 : écroulements en panneaux le long du rempart de ligne de faille, au Sud de Cilaos.....	202
Photo 24 : écroulement d'un panneau, dans le rempart Nord de Salazie.....	202
Photo 25 : écroulements en paquet et en écailles, le long du rempart Ouest de Mafate.....	203
Photo 26 : écroulement affectant une barre rocheuse dans le secteur du Piton d'Enchain.....	205
Photo 27 : morphologie du secteur Piton Maillot - Mare à Citrons.....	210

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1 : chronologie de l'évolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges.....	36
Tableau 2 : mécanismes géologiques fondamentaux du démantèlement des volcans de La Réunion.....	129
Tableau 3 : caractéristiques sédimentologiques de terrains argileux à blocs appartenant à l'Unité Intermédiaire.....	164
Tableau 4 : typologie géotechnique des terrains intermédiaires.....	179
Tableau 5 : typologie géotechnique des terrains rocheux supérieurs.....	185
Tableau 6 : caractéristiques sédimentologiques de coulées détritiques de couverture.....	194
Tableau 7 : typologie géotechnique des terrains de couverture.....	195
Tableau 8 : caractéristiques synthétiques des grandes unités géotechniques.....	197
Tableau 9 : légende pour l'évaluation du degré de risque...	232
Tableau 10 : indices sédimentologiques de classement de quelques formations géologiques.....	265
Tableau 11 : indices géotechniques de classement d'une courbe granulométrique.....	265
Tableau 12 : résistance de quelques minéraux.....	267

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE P. (1977): Réflexions sur la cartographie ZERMOS et bilan des expériences en cours - Bull. du B.R.G.M. ; 2^e série; Section III ; n° 1/2 ; pp. 9-20.
- ANTOINE P., FABRE D. (1981) : Géologie appliquée au Génie Civil - Masson - 291 p.
- ANTOINE P., GIRAUD A., HAURIE J.L., PINCHINOT H. (1988) : Geological history of Piton des Neiges volcano (Reunion Island) and its effects on slope stability - Bull. Association Internationale de la Géologie de l'Ingénieur - juillet 1988.
- ARNOULD M. et Coll. (1969) : Aspects géologiques des problèmes d'urbanisme - Bull. Liaison Labo. Routier P. et Ch. ; n° 41.
- BARGEAS A. (1984) : Apport de la simulation par modèles hydrologiques ; applications à l'évaluation globale de la ressource en eau de l'Ile de La Réunion - Thèse 3^{ème} cycle; Université Bordeaux III ; 384 p.
- BENDA P. (1957) : L'érosion des sols à La Réunion - Bulletin de l'Académie de la Réunion ; n°19.
- BILLARD G. et VINCENT P.M. (1974) : Carte géologique structurale du département de la Réunion au 1/50 000 ; 4 feuilles - notice explicative par BILLARD G. - Ed. B.R.G.M.
- BOCQUEE F., GIVONE P. (1980) : Esquisse hydrométéorologique des effets du cyclone Hyacinthe - D.D.A. ; Service de l'Aménagement hydraulique - 14 p.
- BOMBARD J.P. (1968) : Une approche des problèmes posés par l'étude des mouvements de terrain ; essai méthodologique - Thèse de 3^{ème} cycle ; Université de Grenoble.
- BUSSIÈRE P. (1967) : Carte géologique de La Réunion au 1/100 000^e - Notice explicative ; 27 p. - Ed. Ministère de l'Industrie - Paris.
- CALICHIAMA C., GRUCHET J. (1983) : Inventaire des mouvements de terrain à La Réunion, depuis 1718 , d'après les recherches d'archives - Rapport BRGM 83 REU 20 ; 9 p. et ann.
- CHEVALLIER L. (1979) : Structures et évolution du volcan Piton des Neiges - Ile de La Réunion - leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes - Océan Indien Occidental - Thèse 3^o cycle ; Grenoble ; 187 p. + carte.
- CHEVALLIER L., VATIN-PERIGNON N. (1982) : Volcano-structural evolution of Piton des Neiges - Reunion Island - Indian Ocean - Bull. Volcanol. ; Vol. 45-4 ; pp. 285-298.

CHEVALLIER L. (1987) : Tectonophysique des volcans - Exemples pris dans l'Océan Indien et Atlantique Sud - Thèse d'Etat, Grenoble.

CHUBERT G. (1963) : Essai de mise au point du problème des ignimbrites - Extrait du bull. volcanol. de l'assoc. de volcanol. de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale ; tome XXV.

COSTARELLA R. : Caldeiras et structures associées - Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques.

CHOVELON P. (1986) : Forage géothermique de Salazie (SLZ1) - Etude géologique du forage - Rapport n° 86 CFG 018.

DAYRE M., FABRE D., LETOURNEUR J., ANTOINE P. et ORENGO Y. (1978) : Eléments pour une classification géotechnique des terrains - Congrès International A.I.G.I. - Section II; vol. 2; pp. 131-139.

DEFOS DU RAU J. (1956) : Un cirque des Hauts de La Réunion : Cilaos - Les Cahiers d'Outre-Mer ; juil. - sept. ; pp. 263-313.

DEFOS DU RAU J. (1959) : L'île de La Réunion, étude de géographie humaine - Thèse d'Etat - Institut de Géographie - Faculté des lettres de Bordeaux ; 716 p.

DEFOS DU RAU J. (1959) : Le relief de l'île de La Réunion : thèse complémentaire - Institut de Géographie - Faculté des lettres de Bordeaux ; 319 p.

DEMANGE J., PUVILLAND P., RANCON J.Ph. (1984) : Prospection Géothermique de l'île de La Réunion ; Grand Brûlé - Salazie - Rapport CFG ; 84 GTH 001 CFG.

DEMANGE J. (1986) : Bilan de l'Exploration Géothermique de l'île de La Réunion ; réinterprétation des données, au vu des résultats des forages SR1 et SLZ1 (Grand Brûlé - Salazie) - rapport de synthèse.

DERRUAU M., KARCHE J.P. et MOTTET G. (1970) : Problèmes de morphologie volcanique à l'île de La Réunion - Revue de géographie ; n° 17 ; pp. 7-35; juillet-décembre 1970 - Université de Madagascar ; Faculté des Lettres; Laboratoire de Géographie.

DESVARREUX P. (1970) : Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrain et applications pratiques - Thèse Docteur - Ingénieur - Université de Grenoble.

DURET M. et BESETTE P. (1985) : Pluies génératrices de crues à la Réunion - D.D.E. (Cellule Eau et Assainissement ; Section Hydrologie Superficielle).

GERARD A., BENDERITTER Y., FITTERMAN D., PUVILLAND P. (1981) : Evaluation du potentiel géothermique de l'île de La Réunion ; synthèse géophysique - rapport B.R.G.M. ; 81 SGN 669 GTH.

GERARD A., RANCON J.Ph. (1981) : Evaluation du Potentiel Géothermique de l'île de La Réunion; étude détaillée du site de Salazie - rapport B.R.G.M. ; 81 SGN 669 GTH.

GILLOT P.Y. and NATIVEL P. (1982) : K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano; Reunion Island; Indian Ocean - Journ. of Volcanol. and Geoth. Res. ; 13 ; pp. 131-146.

GODEFROY P. et HUMBERT M. (1983) : La cartographie des risques naturels liés aux mouvements de terrain et aux séismes ; application en France à l'élaboration des plans d'exposition aux risques (P.E.R.) - Hydrogéologie - Géologie de l'ingénieur ; 2 ; pp. 69-90.

GOGUEL J. (1984) : Le rôle des éboulements dans la morphologie de l'île de La Réunion - Sér. Documents du BRGM ; n° 83 - colloque "Mouvements de terrains" - Caen 22-24 mars 1984.

GUENNELON R. (1953) : La mise en valeur des terres nouvelles à la Réunion - Informations Agricoles ; n° 10.

GUENNELON R. (1953) : Les phénomènes d'érosion et leur importance à l'île de La Réunion - Informations Agricoles n° 12 et 13 ; Octobre 1953 et janvier 1954.

GUENNELON R. (1955) : Conservation des sols et lutte contre l'érosion à l'île de La Réunion - Ann. Agronom. Paris ; n° 3 ; mai-juin ; pp. 423-497.

HAURIE J.L., PINCHINOT H., GIRAUD A., ANTOINE P. (1988) : Geological history of Piton des Neiges volcano (Reunion Island) and its effects on slope stability - Bull. Association Internationale de la Géologie de l'Ingénieur - juillet 1988.

HAVETTE A. et P. NATIVEL, (1977) : Apport de l'analyse ionique à l'étude minéralogique d'une ignimbrite à chimisme de benmoréite, du cirque de Salazie (île de La Réunion) - Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal. ; 100 ; pp. 20-27.

HOLTZAPFFEL T. (1985) : Les minéraux argileux - Société Géologique du Nord - publication n° 12.

HUMBERT M., PASQUET R., STIELTJES L. (1978) : Les risques géologiques dans les cirques de Salazie et de Cilaos (île de La Réunion) - Rapport B.R.G.M. ; 81 SGN 543 REU ; 101 p. ; 2 cartes 1/25 000 hors texte.

HUMBERT M., ALLIEZ V., STIELTJES L. (1985) : Les systèmes érosifs des grandes ravines "au vent" à l'île de La Réunion : leurs conséquences sur l'aménagement du littoral et des Hauts - rapport B.R.G.M. - Dir. Séc. Civ. ; 85 SGN 121 GEG ; 72 p. ; 3 cartes 1/25 000 hors texte.

LE GOURIERES D. (1961) : Hydrologie superficielle de La Réunion ; caractères généraux - rapp. mission hydrologique ORSTOM (inéd.).

LE GOURIERES D., TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY P. (1964) : Hydrologie souterraine de la Réunion (1959-1961) - Paris ; ORSTOM ; 105 p.

LEREBOUR P. (1987) : Etude du forage du Grand Brulé (Piton de la Fournaise, île de La Réunion) : lithostratigraphie, pétrologie, minéralogies primaires et secondaires - Paris Sud ; Orsay.

LIPMAN P.W., SELF S., et HEIKEN G. (1984) : Introduction to calderas special issue - Journal of Geophysical Research ; Vol. 89 ; n° B10.

MAC DOUGALL I. (1971) : The géochronology and évolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean - Geochimica et Cosmochimica Acta ; V.35 ; pp. 261-288.

MALATRAIT A.M. (1975) : Analyse et classement des mouvements gravitaires (feuille St-Jean-de-Maurienne au 1/50 000) - Thèse de 3ème cycle ; 219 p. ; Université de Grenoble.

MARSH BRUCE D. (1984) : On the mechanics of caldera resurgence - Journal of Geophysical Research ; Vol. 89 ; n° B10.

MENEROUD J.P. (1976) : Expérience de cartographie géotechnique systématique pour les Plans d'Occupation des Sols dans les Alpes Maritimes - Bull. Liaison Labo. P. et Ch. ; 85.

MONTAGGIONI L.F. (1978) : Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien Occidental) - Thèse d'Etat - Aix-Marseille III ; 2 vol. ; 217 p.

MOUGIN J.P. (1973) : Les mouvements de terrain. Recherche sur les apports mutuels des études géologiques et mécaniques à l'estimation de la stabilité des pentes - Thèse Docteur - Ingénieur - Université de Grenoble ; 295 p.

NATIVEL P. (1978) : Volcans de La Réunion - vol.1 : volcanologie, pétrologie - vol.2 : faciés zéolite (Piton des Neiges) - sublimés (La Fournaise) - Thèse d'Etat - Paris-Sud (Orsay) ; 510 p.

OLIVIER G. et CAMBOLY D. (1979) : Cartographie géotechnique pour l'aménagement - Bull. Liaison Labo. P. et Ch. ; 99 ; janvier, février 1979.

PASKOFF R. (1987) : Les variations du niveau de la mer - La recherche n° 191 ; 1010 ; vol. 18.

PINCHINOT H. (1984) : Etude géologique des formations superficielles et du proche substratum à Grand Ilet (cirque de Salazie) : application à la cartographie du risque de mouvements de terrains - Thèse 3ème cycle ; Géol. Appliq. - Université de Grenoble ; IRIGM ; 215 p. ; cartes hors texte.

PORCHER M. et GUILLOPE P. (1979) : Cartographie des risques ZERMOS appliquée à des Plans d'Occupation des Sols en Normandie - Bull. Liaison Labo. P. et Ch. ; 99 ; janvier, février 1979.

RANCON J.Ph., ROCHER P., STIELTJES L. (1981) : rapport du forage de gradient géothermique de Roche Plate (cirque de Salazie, Ile de La Réunion) - rapport BRGM 81 REU 02.

RANCON J.Ph. (1982) : Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de La Réunion - Thèse de 3ème cycle ; Orsay ; 225 p.

RANCON J.Ph. (1985) : Hydrothermal history of Piton des Neiges volcano (Réunion island, Indian Ocean) - Journal of Volcanology and Geothermal Research ; 26 ; pp. 297-315.

RIVALS P. (1950) : Histoire géologique de l'île de La Réunion - Thèse d'Université ; Toulouse.

RIVALS P. (1950) : Histoire géologique de l'île de La Réunion - Thèse complémentaire - Paris - 145 p.

RIVALS P. (1953) : Les conditions de l'hydrologie à la Réunion ; les problèmes de la recherche des eaux souterraines - Informations Agricoles n° 9.

ROBERT D. (1980) : Inventaire et analyse systématique des différents ensembles d'intrusions volcaniques (dykes et sills) de l'île de La Réunion ; répartition, nature, extension et chronologie relative - Orléans ; BRGM ; rapports 80 SGN 532 GTH et 80 REU 17.

ROBERT R. (1985) : Climat et hydrologie à La Réunion - Etude typologique et régionale des pluies et de l'écoulement - Thèse d'Etat - Université Paul Valéry ; Montpellier.

ROCHER Ph., WESTERCAMP D. (1987) : The Salazie cirque ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Reunion Island) ; chronostratigraphie, description and significance of lithic fragments, eruptive mechanism - Journ. of Volcanol. and Geoth. Research - Amsterdam.

STIELTJES L., ROBERT D. (1981) : Evaluation du potentiel géothermique de l'île de La Réunion ; synthèse géologique ; 2° partie : analyse structurale - Rapport BRGM ; 81 SGN 669 GTH ; pp. 47 - 95.

STIELTJES L., et STEENHOUDT M. (1984) : Ground water research in an oceanic basaltic strato-volcano under tropical climate, in Reunion Island (western Indian Ocean) - 27 ème Congrès Géologique International ; Moscou ; août 1984.

THOREZ (1975) : Phyllosilicates and clay minerals - A laboratory handbook for their X-Ray diffraction analysis - Lelotte ed. ; 579 p.

TOUCHEBOEUF de LUSIGNY P. (1950) : Etude de l'alimentation des nappes souterraines de l'île de la Réunion - Paris - ORSTOM - Annuaire hydrologique ; n° 976.

TOUCHEBOEUF P. (1952) : Etude de l'alimentation des nappes souterraines de l'île de La Réunion - Informations Agricoles - Réunion.

TOUCHEBOEUF de LUSIGNY P. (1960) : Recherche d'eaux souterraines dans la région "sous le vent" de l'île de La Réunion - VI èmes Journées de l'Hydraulique - Nancy - Question III ; rapport n° 10 ; 7 p.

TOUCHEBOEUF de LUSIGNY P., LE GOURIERES D. (1964) : Hydrogéologie souterraine de La Réunion - Exposé des résultats obtenus par la mission hydrologique de l'ORSTOM.

TRICART et CAILLEUX (1950) : Un type de solifluxion : les coulées boueuses - Rev. Géom. Dynam ; n° 1.

TRICART et CAILLEUX (1963) : Initiation à l'étude des sables et des galets.

UPTON B.G.J. et WADSWORTH W.J. (1965) : Geology of Reunion Island, Indian Ocean - Nature ; Lond. ; vol. 207 ; pp. 151-154.

UPTON B.G.J. et WADSWORTH W.J. (1966) : The basalts of Reunion Island, Indian Ocean - Bull. Volc. ; vol.29 ; pp. 7-24.

VOGT J. (1981) : Sismicité des Mascareignes - Premiers éléments de sismicité historique - rapport B.R.G.M. 81 SGN 17 REU.

WALKER Georges P.L. (1984) : Downsag Calderas, Ring Faults, Caldera Sizes, and Incremental Caldera Growth - Journal of Geophysical Research ; Vol. 89 ; n° B10.

WOOD C. A. (1984) : Calderas : A planetary perspective - Journal of Geophysical Research ; Vol. 89 ; n° B10. b

UNIVERSITÉ DE
MARTINIQUE
DOCUMENTATION
LE 15 JAN 1984
BIBLIOTHÈQUE GÉNÉRALE
DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

Titre de l'ouvrage :

GEODYNAMIQUE
DES CIRQUES DE LA REUNION
IMPLICATIONS GEOTECHNIQUES
ET STABILITE DES VERSANTS

Nom de l'auteur : Jean-Louis HAURIE

Etablissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires
de Géologie et de Mécanique

21 NOV. 1988

RESUME

Ce travail analyse l'ensemble des paramètres nécessaires à la compréhension du mécanisme de la formation des cirques et des mouvements de versants actuels qui s'y rattachent, ceci en vue d'y définir les conditions géotechniques indispensables au zonage du risque, comme à tout projet d'aménagement.

• La première partie présente les traits généraux de l'île, l'occupation du sol des cirques et souligne les particularités hydro-météorologiques.

• La deuxième partie concerne tous les événements géologiques qui se sont produits avant l'arrêt de l'activité volcanique du Piton des Neiges, vers 25 000 ans BP. On y expose le contexte géotectonique, puis les données lithostratigraphiques et structurales, ainsi que l'altération hydrothermale subie par les matériaux originels, en faisant ressortir les faits géologiques qui ont une incidence marquée sur les caractéristiques géotechniques globales du massif.

• La troisième partie analyse les modalités de l'action des principaux agents morphogénétiques présidant à l'évolution des reliefs, lors des périodes de calme éruptif, et aboutit à une interprétation des mécanismes de la naissance et du développement des cirques.

• La quatrième partie exploite le schéma de distribution spatiale et temporelle issu des analyses précédentes pour une analyse de la dynamique et de l'érosion des versants, une classification géotechnique des terrains et une méthodologie de zonage du risque.

MOTS-CLEFS

Ile de la Réunion - Cirque - Salazie - Terrains volcaniques - Océanites - Brèches - Laves différenciées - Hydrothermalisation - Saeetites - Zéolites - Caldeiras - Intrusions - Formations détritiques - Mouvements de terrain - Coulées boueuses - Ravinement - Risques naturels - Pyroclastites - Coulées boueuses - Plans d'Occupation des Sols - Erosion -

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