



HAL
open science

Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé - La Réunion (Océan Indien).

Yannick Fevre

► **To cite this version:**

Yannick Fevre. Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé - La Réunion (Océan Indien).. Hydrologie. Université de la Réunion, 2005. Français. NNT: . tel-00789183

HAL Id: tel-00789183

<https://theses.hal.science/tel-00789183>

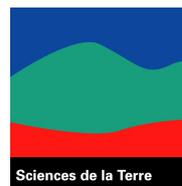
Submitted on 16 Feb 2013

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

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



UNIVERSITE DE LA REUNION
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
Laboratoire des Sciences de la Terre



THESE

présentée à l'Université de La Réunion pour l'obtention du titre de Docteur en Sciences de la Terre
SPECIALITE : Géologie, Hydrogéologie

*Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle
géologique sur une île volcanique jeune à relief
élevé – La Réunion (Océan Indien).*

Par

Yannick FEVRE

Soutenue le 17 juin 2005 à l'Université de la Réunion devant le jury composé de :

VAN DEN DRIESSCHE Jean	Rapporteur, Professeur, Université de Rennes 1
LENAT Jean-François	Rapporteur, Physicien, OPG - Clermont-Ferrand
COUDRAY Jean	Directeur de thèse, Professeur émérite, <i>Université de La Réunion</i>
ROBINEAU Bernard	CoDirecteur de thèse, MC – HDR, <i>Université de La Réunion détaché à l'IRD- Nouméa</i>
BANTON Olivier	Examineur, Professeur, Université d'Avignon
BACHELERY Patrick	Examineur, Professeur, Université de La Réunion

"Ce sont les échecs les mieux surmontés qui
donnent le droit de réussir"

Jean Mermoz

AVANT PROPOS

Avant tout, je tiens ici à remercier mes parents, à qui je dois ce que je suis, et qui m'ont toujours donné les moyens de faire ce qui m'intéressait sans jamais remettre en question mes choix, même si ils furent parfois discutables...

Ce manuscrit est l'accomplissement d'une longue aventure (certainement trop longue...) qui m'a amené à découvrir La Réunion sous un jour nouveau. Je voudrais pour cela affirmer ma reconnaissance et mon affection à Bernard Robineau qui m'a proposé ce travail en 1999 avec un financement de la Région Réunion. Il a accepté de m'encadrer comme thésard et a toujours su trouver les mots justes pour me motiver malgré la distance. Bernard, merci à toi infiniment, même si je t'ai parfois déçut, j'espère avoir quand même produit un travail à la hauteur de ton engagement.

En effet, à mes débuts en thèse, ma formation d'hydrogéologue et ma méconnaissance de la géologie de mon île ne m'avait pas préparé à l'étude d'un sujet aussi vaste que celui-ci. C'est donc un peu perdu que j'ai vu passer mes premières années de thèse à essayer de comprendre la géologie de cet édifice passionnant. Le doute s'est rapidement installé devant la tâche à accomplir et le temps restant pour le faire. Heureusement, ma route a croisé celles d'amis et de collègues qui m'ont aidé à venir à bout de ce challenge. C'est pourquoi, je tiens à remercier en premier lieu Laurent Bret mon compagnon de terrain pour nos échanges de point vue au fond des principales ravines de la planèze nord, et Francky Saint Ange qui m'a fait profiter de son enthousiasme débordant, et m'a permis d'y croire jusqu'au bout.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement Patrick Bachèlery Directeur du LSTUR pour avoir accepté de m'héberger dans son Laboratoire et avoir toujours été présent et ce jusque dans mon jury ...malgré un emploi du temps surchargé.

Je tiens d'autre part à remercier l'équipe de Rennes et son Directeur Jean Van Den Drieshe pour m'avoir accueilli pendant près de 6 mois dans son équipe et m'avoir fait découvrir la modélisation analogique avec l'aide de Stéphane Bonnet, et d'Alain Crave.

Je remercie également Jean Coudray qui a permis que cette thèse se réalise et a toujours su répondre à mes besoins. Il m'a fait découvrir la géologie en DEUG et c'est lui, qui m'a donné envie de continuer dans cette voie.

Mes remerciement, irons aussi à Jean-Lambert Join pour m'avoir fait partager sa vision moderne de l'hydrogéologie en milieu volcanique et m'avoir encadré durant mes quatre années d'enseignement.

Merci également à Eric Nicolini ancien Directeur du Département des Sciences de la Terre pour son sens de la justice, et son énergie à trouver des solutions aux problèmes de tous les jours.

Enfin, un grand merci aux rapporteurs de cette thèse pour la rapidité avec laquelle ils ont lu ce manuscrit : merci à messieurs Jean-François Lénat et Jean Van Den Driessche.

Merci également aux autres membres du jury qui ont accepté de juger ce mémoire : Patrick Bachèlery et Olivier Banton.

Je voudrais exprimer ma sollicitude à Isabelle Basile pour m'avoir accordé une partie de son temps précieux pour améliorer ce manuscrit. Ses remarques sans failles ont été un réel plus pour mon manuscrit. A elle et à tous mes autres correcteurs Martine, Rachel, ma soeur, maman et Laurent ;-), je vous suis reconnaissant d'avoir rendu ce manuscrit plus facile à lire et surtout plus « français » !!

A Sébastien Martial mon jumeau de thèse dans cette aventure, j'adresse un clin d'œil solidaire, ça y est ! Nous y sommes arrivés !!

Enfin un grand merci à mes amis de la recherche et d'ailleurs pour avoir croisé mon chemin, échangé des idées et m'avoir soutenu, je pense notamment à : Jean-Luc F., Jean-Luc H., Hamidou N., Delpine D., Iseult F., Manu C., Olivier O., Philippe M., Bill T., Eric D., les trois Nicolas ;-), Alexis D., Aline P., Geneviève L., Fabienne G., Bertrand C., Martine H. et j'en oublie certainement...et je m'en excuse.

Pour finir, un grand merci à Rachel pour m'avoir supporté et pour tous les coups de mains dans le rush final, à charge de revanche;-)

Mes derniers remerciements iront à ma grand-mère à qui je dédie ce travail : « oui mémé » j'ai fini
...

*Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique
sur une île volcanique jeune à relief élevé – La Réunion
(Océan Indien).*

SOMMAIRE	5
LISTE DES FIGURES	11
LISTE DES TABLEAUX	14
INTRODUCTION	18

PREMIERE PARTIE

LA REUNION, UN CONTEXTE SPECIFIQUE FAVORABLE A L'EROSION ? 20

CHAPITRE 1 - LA GEOLOGIE	22
---------------------------------	-----------

1.1) Le contexte géodynamique	22
1.2) Les structures majeures	24
1.2.1) Le Piton des Neiges	25
1.2.1.1) Les rifts zones et les intrusions	25
1.2.1.2) Les caldeiras.....	26
1.2.1.3) Les glissements	27
1.2.2) Le Piton de la Fournaise	29
1.2.2.1) Les Rifts Zones et les Intrusions	29
1.2.2.2) Les caldeiras.....	30
1.2.2.3) Les glissements	31
1.2.3) Les autres édifices	31
1.3) Histoire géologique de La Réunion	34
1.3.1) Le Piton des Neiges	34
1.3.1.1) Caractères généraux	34
1.3.1.2) Synthèse bibliographique.....	36
-la Phase I	36
-la Phase II ,	36
-la Phase III	38
-la Phase IV ,	38
1.3.1.3) Nouvelle nomenclature	38
-« Période Basaltique ».....	38
-« Période des laves différenciées »	38
1.3.1.4) Périodes d'érosion dans l'histoire du Piton des Neiges	40
1.3.2) Le Piton de La Fournaise	41
1.3.2.1) Synthèse bibliographique.....	42
- <i>Séries du bouclier ancien (de 530 ka à 150 ka)</i>	42
- <i>Séries du bouclier récent (de 150 ka à nos jours)</i>	43

1.3.2.2) Périodes d'érosion intense dans l'histoire du Piton de la Fournaise.....	43
1.4) Impact du contexte géologique sur l'érosion	45
1.4.1) Altération en milieu volcanique	45
1.4.1.1) Altération de surface	45
1.4.1.2) Altération profonde	46
1.4.2) Erosion et mode de mise en place des formations	47
1.4.2.1) Discontinuités spatiales.....	47
1.4.2.2) Discontinuités temporelles.....	48
1.4.3) Erosion et structures volcaniques.....	48
1.4.3.1) Erosion de surface et structures	49
- <i>Massif et réseaux de drainage</i>	49
- <i>Structures et réseaux de drainage</i>	50
1.4.3.2) Démantèlement et structures	51
1.4.4) Erosion et nature des formations	51
1.4.4.1) Sensibilité à l'érosion des formations réunionnaises	52
1.4.4.2) Rôle de l'alternance des formations.....	52
- <i>Sur les profils en long des rivières</i>	53
- <i>Sur les sections transversales des rivières</i>	53
1.5) Conclusions sur la géologie	54

CHAPITRE 2 - LE CLIMAT

56

2.1) Le climat actuel de la Réunion.....	56
2.1.1) Situation générale	56
2.1.2) La température	57
2.1.3) Les précipitations	58
2.1.4) Des épisodes climatiques exceptionnels : les cyclones	59
2.1.5) Impact du climat actuel en terme d'érosion.....	61
2.2) Le climat réunionnais ancien	63
2.2.1) Les grands événements glaciaires dans le monde.....	63
2.2.2) Variations du niveau marin dans le monde	62
2.2.3) Variations du niveau marin à La Réunion	63
2.2.4) Impact des variations climatiques anciennes sur l'érosion.....	64
2.3) Conclusions sur le climat.....	66

CHAPITRE 3 - COMPARAISON AVEC LES ILES HAWAII ET LES ILES DES CANARIES. 68

3.1) Répartition, origine, et évolution des points chauds.....	68
3.1.1) Répartition des points chauds.....	68
3.1.2) Origine des points chaud	69
3.1.3) Evolution.	70
3.2) Comparaison avec les îles Hawaii.....	71
3.2.1) Le contexte général.....	71
3.2.2) Les produits	72
3.2.3) Les structures principales	73

3.2.4) <i>Le climat</i>	74
3.2.5) <i>Conclusion de la comparaison avec les îles Hawaii</i>	75
3.3) <i>Comparaison avec les îles des Canaries</i>	76
3.3.1) <i>Le contexte général</i>	76
3.3.2) <i>Les produits</i>	77
3.3.3) <i>Les structures</i>	78
3.3.4) <i>Le climat</i>	79
3.3.5) <i>Conclusion de la comparaison avec les îles Canaries</i>	79
3.4) <i>Conclusion sur les spécificités de La Réunion</i>	80

CONCLUSIONS SUR LA REUNION, UN CONTEXTE SPECIFIQUE FAVORABLE A L'EROSION ?	82
-----------------------------------------------------------------------------------	-----------

DEUXIEME PARTIE

L'EROSION MECANIQUE A LA REUNION : PRODUITS ET MECANISMES. 83

CHAPITRE 4 - DEFINITIONS DES PROCESSUS EROSIFS ET DES PRODUITS DE L'EROSION	84
------------------------------------------------------------------------------------	-----------

4.1) <i>Définition des processus</i>	84
4.2) <i>Définition des produits</i>	87
4.3) <i>Conclusions sur les définitions des produits de l'érosion et des processus érosifs</i>	88

CHAPITRE 5 - LES PROCESSUS ET PRODUITS D'EROSION FAISANT INTERVENIR L'EAU COMME AGENT DE TRANSPORT	90
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------

5.1) <i>L'érosion littorale</i>	90
5.1.1) <i>les dépôts côtiers</i>	90
5.1.2) <i>Mise en place des dépôts côtiers</i>	91
5.1.3) <i>Répartition et importance</i>	92
5.2) <i>L'érosion fluviale et les produits fluviaux</i>	93
5.2.1) <i>Les produits alluvionnaires</i>	93
5.2.1.1) <i>Description</i>	93
- Les alluvions récentes ou actuelles	93
- Les alluvions anciennes	94
5.2.1.2) <i>Processus de mise en place</i>	95
5.2.1.3) <i>Répartition et importance</i>	96
5.2.2) <i>Les dépôts de coulées de débris et de coulées de boue</i>	96
5.2.2.1) <i>Description</i>	96
- Dépôts de coulées de débris du Bras de Ste Suzanne	98
- Dépôts de coulée de débris de la Rivière des Pluies	99
- Dépôts de coulées de débris de la Rivière Saint Etienne	100

- Dépôts de coulées de débris dans la falaise de St Paul	100
<i>Ravine la Plaine</i>	101
<i>Bassin Vital</i>	101
5.2.2.2) Processus de mise en place	103
5.2.2.3) Répartition et importance.....	104
5.3) Conclusions sur les processus et produits d'érosion faisant intervenir l'eau comme agent de transport	105

CHAPITRE 6 - PRODUITS ET PROCESSUS D'ÉROSION DIT « A SEC » **106**

6.1) Les dépôts de Talus.....	106
6.1.1) <i>Description</i>	106
6.1.2) <i>Mécanisme de mise en place</i>	107
6.1.3) <i>Estimation de leur importance</i>	108
6.2) Les dépôts d'avalanches de débris.....	109
6.2.1) <i>Description générale</i>	109
6.2.2) <i>Mise en place</i>	111
6.2.3) <i>Exemples et estimation volumétrique</i>	111
6.2.3.1- Saint-Gilles	111
6.2.3.2- Les Cirques	115
6.2.3.3- Nouvelles interprétations d'affleurements sur les flancs du Piton des Neiges	117
- Sainte Suzanne	117
- Rivière des Galets	118
- Rivières des Pluies et des Patates à Durand.....	119
6.3) Discussion sur les processus et produits d'érosion dits « à sec »	121
6.3.1) <i>Est-il possible que ces formations ne soient pas issues d'une avalanche de débris, mais d'événements localisés, de petites dimensions, ayant des caractéristiques de dépôts comparables ?</i>	122
6.3.2) <i>Quels sont les mécanismes impliqués dans ces glissements ?</i>	123
6.3.3) <i>Ces mécanismes peuvent-ils être généralisés ?</i>	124
6.4) Conclusions sur les processus et produits d'érosion dit « à sec »	125

CONCLUSIONS SUR L'ÉROSION MÉCANIQUE A LA REUNION : PRODUITS ET MÉCANISMES. **127**

TROISIEME PARTIE
QUANTIFICATION ET PARAMETRES DES VITESSES D'ÉROSION A LA REUNION **129**

CHAPITRE 7 - EXPERIMENTATION ANALOGIQUE **131**

7.1) Les dispositifs expérimentaux d'érosion existants.....	132
7.1.1) <i>Les dispositifs basés sur l'étude des processus de surface</i>	132

7.1.2- Dispositifs basés sur l'étude des processus hydrogéologiques de type écoulements souterrains.....	133
7.2) MERUSA : notre dispositif expérimental de Modélisation d'Erosion par Ruissellement et Sapping	134
7.2.1) Nos objectifs :.....	134
7.2.2) Mise en place du dispositif :	135
7.2.2.1) Le choix des matériaux	136
7.2.2.2) Le choix des modèles.....	136
7.2.2.3) Les paramètres fixés	137
7.2.2.4) Les paramètres testés	137
7.3) Résultats et discussion	138
7.3.1) Les principaux résultats.....	138
7.3.1.1) Les modèles plats	139
- Les modèles plats avec la pluie seule (MPP).....	139
- Les modèles plats avec la pluie et l'injection (MPPI)	141
7.3.1.2) Les modèles en V.....	141
- Les modèles en V avec pluie seule (MVP).....	141
- Les modèles en V avec la pluie et l'injection (MVPI).....	143
7.3.1.2) Les vitesses d'érosion	143
7.3.2) <i>Interprétation des processus d'érosion identifiés avec MERUSA</i>	144
7.3.2.1) Les processus de surface associés au ruissellement.....	145
-L'incision	145
-Le transport sédimentaire.....	145
7.3.2.2) Les processus de sapement ou sapping.....	147
7.3.2.3) Les processus issus du couplage du ruissellement et du sapement.....	148
7.3.3) <i>Analogie avec le système naturel</i>	151
7.3.3.1) en terme de géométrie	151
7.3.3.2) en terme de matériaux	153
7.3.3.3) en terme de processus	153
7.4) Conclusions de l'approche expérimentale	155

CHAPITRE 8 - ETUDE DE L'ÉROSION ET DU TRANSIT SEDIMENTAIRE DANS LA RIVIÈRE DES PLUIES **157**

8.1) La Rivière des Pluies : contexte hydrologique et géologique	157
8.1.1) <i>Contexte hydrologique</i>	157
8.1.2) <i>Contexte géologique</i>	159
8.2) L'érosion dans la Rivière des Pluies.....	160
8.2.1) <i>Les études antérieures</i>	160
- les débits d'étiage.....	160
- les débits de crue estimés	161
- Valeurs empiriques : débits, débits solides	161
8.2.2) <i>Identification des formes d'érosion dans la Rivière des Pluies</i>	162
8.2.3) <i>méthode de quantification de l'érosion</i>	165
8.2.3.1) Pour les processus de versant.....	165
8.2.3.2) Pour l'érosion fluviale	165
8.3) Résultats et discussion	169
8.3.1) <i>Résultats par section</i>	169
- Pour la section amont.....	169
- Pour la section intermédiaire	170

- Pour la section aval	171
8.3.2) Résultats à l'échelle de la rivière	172
8.3.3) Apport de nos résultats.....	173
- Comparaison des taux d'érosion	173
- Pour les autres rivières	175
8.4) Conclusion sur la dynamique sédimentaire de la Rivière des Pluies	176

CHAPITRE 9 : ETUDE DE L'ÉROSION A PARTIR DU MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN
177

9.1) Le Modèle Numérique de Terrain de La Réunion.....	177
9.1.1) Généralités sur les MNT.....	177
9.1.3) Les caractéristiques du MNT de La Réunion	178
9.2) Etude du réseau Hydrologique	180
9.2.1) Matériel et méthode.....	180
9.2.2) Principaux résultats et discussion	183
9.2.2.1) Morphologie des profils de rivière.....	183
9.2.2.2) Organisation du réseau : loi de Hack	187
9.2.2.3) Relation Pente /Aire Drainée : relation au processus.....	189
9.2.3) Discussion et conclusions sur le réseau hydrologique à La Réunion	191
9.3) Calcul global de volumes érodés à partir du MNT	194
9.3.1) Méthode utilisée	194
9.3.2) Résultats et interprétations	194
9.3.2.1) Approche en 2 dimensions.....	194
9.3.2.2) Approche en 3 dimensions.....	195
9.4) Conclusions sur l'Etude de l'érosion à partir du Modèle Numérique de Terrain	198

CONCLUSIONS DE LA TROISIEME PARTIE SUR LA QUANTIFICATION ET LES
PARAMETRES DES VITESSES D'ÉROSION
199

CONCLUSION GENERALE
200

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES
203

ANNEXES
218

LISTE DES FIGURES

Introduction :

Fig. 1 : Situation générale de la Réunion avec ses deux édifices volcaniques. 1 : Rivière des Pluies, 2 : Rivière Saint-Denis, 3 : Rivière des Remparts, 4 : Rivière Langevin..... 18

Partie I : La Réunion, un contexte spécifique favorable à l'érosion ?

<i>M.N.T. (Modèle Numérique de Terrain) aérien et sous marin de La Réunion à 100m.</i>	20
Fig. I-1 : Ages en millions d'années des manifestations aériennes du point chaud de La Réunion dans l'Océan Indien modifié d'après Duncan et Hargraves (1990) et Fretzdorff <i>et al.</i> (2000). En pointillés rouges, la trace laissée par le point chaud sur les plaques océanique.....	22
Fig. I-2 : Contexte géodynamique de La Réunion, structure magnétique et tectonique de l'Océan Indien occidental (Schlich, 1975).....	23
Fig. I-3 : Modèle Numérique de Terrain aérien et sous-marin de La Réunion à 100m.	24
Fig. I-4 : Synthèse réalisée à partir des principales structures identifiées sur le Piton des Neiges par Chevallier (1979), pour le détail des phases cf. § 1.3.1.2.	25
Fig. I-5 : Répartition statistique des dykes dans le massif du Piton des Neiges (Rocher, 1988a)	26
Fig. I-6 : Synthèse réalisée à partir des limites des caldeiras I et II proposées par Chevallier 1979.....	27
Fig. I-7 : Interprétation des dépôts sous marins autour de La Réunion (Oehler <i>et al.</i> , 2004)...	28
Fig. I-8 : Synthèse des rift zones majeures du Piton de La Fournaise adapté de Bachèlery (1995)	29
Fig. I-9 : Synthèse des limites des caldeiras du Piton de La Fournaise adapté de Bachèlery et Lénat (1993) et Bachèlery (1995).	30
Fig. I-10 : Glissements sous marins à l'Est du Piton de La Fournaise (Oehler <i>et al.</i> , 2004)	31
Fig. I-11 : Schéma d'évolution de La Réunion possible proposé par Maillot (1999).....	32
Fig. I-12 : Modèle structural proposé par Lénat et Gibert-Malengreau, (2001).	33
Fig. I-13 : Synthèse géologique drapée sur le M.N.T. de La Réunion d'après données LSTUR, BRGM (2003).	35
Fig. I-14 : Histogramme de répartition des datations sur le Piton des Neiges	40
Fig. I-15 : Coupe géologique schématique Ouest-Est du Piton de La Fournaise reconstituée et modifiée d'après Bachèlery et Chevallier (1982) et Bachèlery et Mairine (1990). 1 : Série de la Plaine des Cafres; 2 : Série du Bouclier ancien ; 3 : Série du volcan de Mahavel ; 4 : Coulées de débris ; 5 : Série de la Plaine des Remparts ; 6 : Série de la Plaine des Sables ; 7 : Séries actuelles.	42
Fig I-16 : Altération en boules des basaltes du Piton de la Fournaise (photo Philippe Mairine)	46
Fig. I-17 : Extension des zones altérées sur le Piton des Neiges (Bret, 2002).....	47
Fig. I-18 : Influence de la mise en place de coulées de lave sur le réseau de drainage, modifié d'après Ollier (1988). 1 : inversion de relief ; 2 : rivière détournée par une coulée de lave ; 3 : lacs de barrage de coulée ; 4 : détournement d'une rivière dans une autre vallée ; 5 : cascade ; 6 : paléorivières.....	48
Fig. I-19 : Stade d'érosion d'un volcan et formation de planèzes (Ollier, 1988) (a) volcan intact, (b) stade de planèzes, (c) volcan résiduel, (d) squelette volcanique.	49
Fig. I-20 : Influence de la mise en place de nouveaux édifices sur le réseau hydrographique (Ollier, 1988). Exemple du SE de l'île de Cough, avec un drainage radiale au départ (a) et	

la mise en place de nouveaux ruisseaux entre les nouveaux édifices et le volcan initial (b et c).....	50
Fig. I-21: Schéma montrant (A) l'arrangement radial dendritique conséquent des rivières sur un cône volcanique (B) la déviation du réseau due à une faille et (C) la capture d'une partie de rivière, dans laquelle la rivière 1 capture la partie amont qui appartenait à la rivière 2 (Mac Donald et Abbott, 1979).	50
Fig. I-22 : Facteurs favorisant les instabilités structurales des volcans actifs (McGuire, 1996)	51
Fig. I-23 : Représentation schématique de sensibilité à l'érosion des principales formations géologiques de La Réunion	52
Fig I-24 : Profil schématique d'une ravine type, et principe d'érosion régressive sur des alternances coulées/scories (Raunet, 1991).....	53
Fig I-25: Rôle de la dureté des matériaux dans les reliefs, implication sur la forme des vallées et rivière de La Réunion (Raunet, 1991).....	54
Fig. I-26 : Régime des vents sur la Réunion (Soler, 1997)	57
Fig. I-27 : Répartition des températures à la Réunion (Soler, 1997).	58
Fig. I-28 : Moyennes annuelles des précipitations en mm entre 1971 et 2000, à La Réunion (d'après données Météo France 2001)	59
Fig. I-29 : Probabilités des trajectoires des cyclones dans le Sud ouest de l'Océan Indien (Raunet, 1991).....	60
Fig. I-30 : Réseau hydrographique de La Réunion extrait à partir du MNT à 25 m. (d'après données DDE)	61
Fig. I-31 : Modèle hydrogéologique de La Réunion (Join, 1991; Folio, 2001).....	62
Fig. I-32 : Synthèse des périodes de glaciation durant les derniers 5 millions d'années adapté de Furon (1972b)et Riser (1999a).	63
Fig. I-33 : Variations isotopiques δD , en bleu : EPICA Dome C, en rouge : Vostok , chiffres : indicateur de séquences des isotopes marins. (EPICA, 2004).....	61
Fig. I-34 : Variation des températures de l'Océan Indien en fonction de la Latitude (Jouzel, 2003).....	62
Fig I-35 : Paléo-niveaux marins. A : courbes détaillées pour les âges récents (Arvidson <i>et al.</i> , 1994; Bard <i>et al.</i> , 1996; Fleming <i>et al.</i> , 1998; Blum et Törnqvist, 2000) ; B : niveau marin relatif sur 5 Ma à Hawaii (McMurtry <i>et al.</i> , 2004)	63
Fig. I-36 : Reconstitution des niveaux marins à La Réunion depuis 60 ka à partir des coraux de La Réunion (Colonna, 1994).....	64
Fig I-37 : Evolution du trait de côte de la Réunion en fonction du niveau marin à partir du M.N.T. actuel.	64
Fig. I-38 : Variation des profils de rivières en fonction du niveau de base (Schumm, 1993) A : rehaussement du profil, B : abaissement du profil, C : baisse du niveau de base entraînant un rehaussement du profil.	65
Fig. I-39 : Effet sur la production sédimentaire A) du changement du niveau de base B) du changement de climat (Schumm, 1993).....	65
Fig. I-40 : Principaux points chauds et des chaînes associées (Nicolas, 1990).....	68
Fig. I-41 : Coupe schématique de la dynamique de la Terre (Courtillet et al., 2003), montrant les 3 types de Hot Spot : profond (1), intermédiaire (2) et superficiel (3). (Inner Core : Noyau interne, Outer Core : Noyau externe, Lower mantle : Manteau inférieur, Upper mantle : Manteau supérieur.).....	69
Fig. I-42: Modèle d'évolution des volcans hawaïens proposé par Peterson et Moore (1987). N.B. : Les conduits d'alimentation et les chambres magmatiques superficielles ne sont pas figurés dans un souci de simplicité. La longueur des flèches indique l'importance de la subsidence crustale causée par la surcharge en matériaux volcaniques sur la lithosphère océanique.....	70

Fig. I-43 : Situation générale, stades d'évolution et âges les plus anciens en millions d'années (en rouge) des principales îles de la chaîne Hawaii Empereur et de l'archipel d'Hawaii (Mc Dougall, 1964; Mac Donald <i>et al.</i> , 1983; Peterson et Moore, 1987; Carracedo, 1999)	71
Fig. I-44 : Rift Zones et failles des îles de l'archipel d'Hawaii (Mac Donald et al., 1983)	73
Fig. I-45 : Glissements de flancs sur les îles d'Hawaii (Moore <i>et al.</i> , 1989; Carracedo, 1999). Flèches bleues : glissements principaux	74
Fig. I-46 : Précipitations moyennes annuelles sur Grande Hawaii (Juvik et Nullet, 1994)	75
Fig. I-47 : Situation générale, stades d'évolution et âges les plus anciens en millions d'années (en rouge) des îles Canaries (Carracedo, 1999)	77
Fig. I-48 : Rift Zones des îles Canaries (Carracedo, 1999)	78
Fig. I-49 : Déstabilisations et glissements de flancs sur les îles Canaries (Carracedo, 1999; Krastel et al., 2001)	79

Partie II : L'érosion mécanique à La Réunion : produits et mécanismes

Fig. II-1 : Exemples de plages : à gauche, une plage de galets sur le front de mer de St Denis ; à droite, une plage de sable corallien à St Gilles	91
Fig. II-2 : Action des vagues sur la côte (Coque, 2002)	91
Fig. II-3 : Plage de galets au pied de la falaise de pyroclastites du Grand Hazier, et figures d'érosion de pied de falaise.	92
Fig. II-4 : Alluvions récentes dans le lit de la Rivière des Pluies	94
Fig. II-5 : Alluvions anciennes revégétalisées dans la Rivière des Pluies	95
Fig. II-6 : Cycle classique de l'érosion	96
Fig. II-7 : Texture des dépôts de coulées de débris.(A) support matriciel, les éléments sont portés par une matrice fine, (B) support clastique, les éléments se touchent et ne sont pas entièrement portés par la matrice.	97
Fig. II-8 : Localisation des affleurements cités. 1 : Bras de Ste Suzanne ; 2 : Rivière des Galets ; 3 : La Montagne ; 4 : Rivière des Pluies ; 5 : Sainte Suzanne ; 6 : Rivière du Mât ; 7 : Rivière Langevin ; 8 : Rivière des Remparts ; 10 : Rivière St Etienne ; 11 : Les Avirons ; 12 : Baie de St Paul	98
Fig. II-9 : Log géologique dans le Bras de Sainte Suzanne, 3 km en amont d'îlet à Déjeuner modifié de Bret (2002). 1 : formations basaltiques intensément zéolitisées ; 2 : formations basaltiques peu zéolitisées ; 3 : coulées de vallées ; 4 : coulées de débris et coulées de boue ; 5 : alluvions, 6 : dykes	99
Fig. II-10 : Dépôts de coulée de débris dans le lit de la Rivière des Pluies 12 km en aval du chantier de basculement des eaux et bois daté à 5800 prisonnier des dépôts.	100
Fig. II-11 : Dépôts de coulée de débris en amont de la Rivière St Etienne. (1) dépôts de coulée de débris; (2) coulées de basalte à olivine; (3) dépôts de talus; (4) produits alluvionnaires récents (Bret <i>et al.</i> , 2003a).	100
Fig. II-12 : Affleurement de brèches dans la partie amont de la Ravine la Plaine (pointillés = limite de faciès).	101
Fig. II-13 : Log géologique du Bassin Vital	102
Fig. II-14 : Mise en place d'une coulée de débris ou d'une coulée de boue	103
Fig. II-15 : Localisation non exhaustive des coulées de débris et de boue reconnues à La Réunion (Synthèse Base de Données mouvements de terrain historiques BRGM et Bret et al., 2003)	104
Fig. II-16 : Dépôts de talus dans Salazie.	107
Fig. II-17 : Mécanisme de formation de dépôts de talus.	108

Fig. II-18 : Localisation des chutes de pierres historiques à La Réunion (d'après la Base de Données sur les mouvements de terrains historiques du BRGM).....	109
Fig. II-19 : Evolution des caractéristiques des affleurements d'avalanche de débris modifiés de Reubi et Hernandez (2000). A : Zone proximale du glissement; B : Zone intermédiaire ; C : Zone distale	110
Fig. II-20 : Mise en place d'un dépôt avalanche de débris sur le flanc d'un édifice.	111
Fig II-21 : Vue globale schématique de dépôts d'avalanche de débris de St Gilles modifié d'après Bachèlery <i>et al.</i> (2003).	112
Fig. II-22 : Coupe interprétative CSMAT sur les flancs Ouest du Piton des Neiges (Résistivités en Ohm.m).....	113
Fig. II-23 : Identification en mer de la zone de glissement et de ses limites à l'Ouest du Piton des Neiges (Bachèlery <i>et al.</i> , 2003). SG : Saint Gilles ; SP : Saint Paul, CLH : Cap Lahoussaye.	114
Fig. II-24 : Log stratigraphique des formations de St-Gilles (Fèvre <i>et al.</i> , 2003).....	115
Fig. II-25 : Affleurement de dépôts présentant des fantômes de structures, faciès « bloc » typique dans Cilaos sur la route d'îlet à Cordes.....	116
Fig. II-26 : Faciès de type avalanche de débris dans Mafate (sentier entre Marla et La Nouvelle).....	116
Fig. II-27 : Dépôts d'avalanche de débris dans Salazie (Route de Grand îlet).	117
Fig. II-28 : Formations bréchiques de Ste Suzanne avec des fantômes de structures.....	118
Fig. II-29 : Dépôts d'avalanche de débris dans la Rivière des Galets.....	119
Fig. II-30 : Affleurement du Grand Eboulis dans la Rivière des Pluies.....	120
Fig. II-31 : Affleurement de brèches dans la Ravine des Patates à Durand.....	121
Fig. II-32 : Affleurement du Grand Eboulis dans la Rivière des Pluies, évolution de la pétrographie des éléments de la brèche.....	122
Fig. II-33 : Photo-interprétation de l'affleurement du Grand Eboulis. A gauche, morphologie de la zone ; à droite, limites des glissements proposés	123
Fig. II-34 : Processus de glissement rotationnel ou <i>slump</i>	124
Fig. II-35 : Classification synthétique des processus érosifs à La Réunion.....	126

Partie III : Quantification et paramètres des vitesses d'érosion.

Fig. III-1 : Exemples de dispositifs expérimentaux de modélisation des processus d'érosion de surface adaptés de Pelletier (2003) et Lague (2001).	132
Fig. III-2 : Dispositifs expérimentaux de <i>sapping</i> et exemples de résultats adaptés de Lobkovsky et al. (2004) et Howard (1988c).	134
Fig. III-3 : Système expérimental MERUSA (Modélisation d'Erosion par RUissellement et SApping)	135
Fig. III-4 : Schéma conceptuel des modèles utilisés dans MERUSA	136
Fig. III-5 : Les deux tailles de « boîte à érosion » utilisées dans MERUSA.....	137
Fig. III-6 : Les deux géométries de modèles utilisés dans MERUSA.....	138
Fig. III-7 : Les deux configurations hydrologiques testées avec MERUSA (en bleu les flux d'eau).....	138
Fig. III-9 : Evolution d'une discontinuité de pente vers l'équilibre suivant la résistance des matériaux, (τ_0 : contrainte de cisaillement et τ_c : contrainte de cisaillement critique) (Gardner, 1983)	139
Fig. III-8 : Résultats des expérimentations sur les petits et grands modèles plats	140
Fig. III-10 : Résultats des expérimentations sur les petits et grands modèles en V.....	142
Fig. III-11 : Remontée du front d'érosion en fonction du temps dans les modèles plats.....	143

Fig. III-12 : Remontée du front d'érosion en fonction du temps dans les modèles en V.....	144
Fig. III-13 : Processus d'érosion identifiés dans MERUSA	145
Fig. III-14 : Les différents mécanismes du <i>sapping</i> . A : sapement de source, B : sapement par glissement de masse, C : sapement de type karstique, D : sapement par affouillement ..	147
Fig. III-15 : Développement d'une vallée et influence sur les lignes de flux de l'écoulement souterrain. Concentration des flux en tête de vallée et sur les parois (Crosta et di Prisco, 1999).....	148
Fig. III-16 : Système de glissement en masse engendré par un écoulement souterrain trop important (photo 3h après le début de l'expérimentation d'injection seule).....	149
Fig. III-17 : Résultat typique d'un MVPI, à noter A : présence d'un « pseudo îlet » dans la vallée, B : incision importante de la couche inférieure de talc, C : Figure de glissement en masse sur les bords de la vallée.....	149
Fig. III-18 : Evolution morphologique des grands modèles en V (à gauche la pluie seule, à droite avec la pluie et l'écoulement souterrain)	150
Fig. III-19 : Comparaison du modèle hydrogéologique de La Réunion (Join, 1991; Folio, 2001; Join, 2004) (B), avec le modèle conceptuel du dispositif MERUSA (A).....	152
Fig. III-20 : Quelques exemples in situ de figures typiques des processus de <i>sapping</i>	154
Fig. III-21 : Contexte de la Rivière des Pluies	158
Fig. III-22 : Caractéristiques des sous-bassins versant de plus de 10 km ² de la Rivière des Pluies obtenues avec River Tools 3.5.....	158
Fig. III- 23 : Contexte géologique de la Rivière des Pluies	159
Fig. III-24 : Evolution de l'étiage caractéristique sur la Rivière des Pluies à l'Îlet Quinquina (alt. 140m). Valeurs en m ³ .s ⁻¹ sur 17 ans de 1986 à 2002.....	161
Fig. III-25 : Evidence de formes d'érosion dans la zone du Grand Eboulis	163
Fig. III-26 : Evolution de l'affleurement du Grand Eboulis depuis 1950 (Photos IGN).	163
Fig. III-27 : Barrage et lac de barrage engendré par l'effondrement de l'îlet Quinquina en mars 2002, avant et après sa remobilisation par la rivière (Photos BRGM).....	164
Fig. III-28 : Barrage et lac de barrage engendrés par l'effondrement de Mahavel en 1965. ...	164
Fig. III-29 : Situation des sections étudiées dans le bassin versant de la Rivière des Pluies ...	166
Fig. III-30 : Réseau de point de mesure sur la section intermédiaire, campagne d'avril 2004.	166
Fig. III-31 : Traitement des résultats sous Surfeur pour calculer les volumes mobilisés sur la section intermédiaire.	167
Fig. III-32 : Bilan des variations morphologiques des trois sections d'étude de l'amont (gauche) vers l'aval (droite) de la Rivière des Pluies.....	168
Fig. III-33 : Enregistrements pluviométriques entre janvier et avril 2004 (source Météo France).	169
Fig. III-34 : Variations de la topographie de la section amont de la Rivière des Pluies entre janvier et avril 2004.....	170
Fig. III-35 : Variations de la topographie de la section intermédiaire de la Rivière des Pluies entre janvier et avril 2004.....	170
Fig. III-36 : Section intermédiaire de la Rivière des Pluies lors de la crue du 12 mars 2004 et après la décrue le 17 avril 2004.....	171
Fig. III-37 : Variations de la topographie de la section aval de la Rivière des Pluies entre janvier et avril 2004.....	171
Fig. III-38 : Histogramme des pluies sur les quatre stations encadrant la Rivière des Pluies (source Météo France).....	173
Fig. III-39 : Schéma du mode de fonctionnement des rivières à La Réunion.....	175
Fig. III-40 : Semis de points cotés ayant servi à la réalisation du MNT de La Réunion à 25 m (densité 10 points par km ²).....	178

Fig. III-41 : Cartes des pentes de La Réunion. A : valeurs de pentes drapées sur le MNT, B : Répartition par classe des pentes.....	179
Fig. III-42 : Extraction du réseau hydrologique à l'aide RiverTools 2.4 à partir du MNT IGN au pas de 25m. (Ordre de Strahler : 1 = noir ; 2 = mauve ; 3 = bleu ; 4 = marron et 5 = Rouge)	181
Fig. III- 43 : Calcul de l'erreur en Z sur le profil de la Rivière des Pluies extrait avec RiverTools.....	182
Fig. III- 44 : Zones géographiques et géomorphologiques d'étude des profils de rivière à partir du MNT.....	182
Fig. III-45 : Comparaison des profils longitudinaux de 3 zones géographiques présentant des âges différents.	184
Fig. III-46 : Relations entre les principales caractéristiques des ruptures de pente dans les profils de rivières à La Réunion.	186
Fig. III-47 : Développement des ruptures de pente par rapport à la chute du niveau de base et relation avec le taux d'incision (Lague, 2001).....	187
Fig. III-48 : Application de la loi de Hack (1957) sur les profils de rivières de La Réunion. A : histogramme des fréquences des exposants de la loi de Hack, B : Relation de Hack : longueur du profil en fonction de l'aire drainée.....	188
Fig. III-49 : Différents processus de transport et d'érosion dans un graphe pente/aire drainée/ A : (Lague, 2001) et B : (Montgomery et Dietrich, 1994)	189
Fig. III-50- : Résultats des relations pentes aires drainées.....	190
Fig. III-51 : Résultats des relations pentes aires drainées.	191
Fig. III-52 : Schéma d'évolution des vallées d'Hawaii présentant des processus de sapping (Baker <i>et al.</i> , 1990).....	192
Fig. III-53 : Schéma des processus d'érosion impliqués à l'échelle d'une rivière, modifié de Baker et al. (1990). 1 : Surface topographique initiale ; 2 : Profil d'incision par ruissellement nécessaire à l'initiation des réseaux ; 3 : Profil de rivière où les processus de <i>sapping</i> sont présents, il se développe lorsque l'incision par ruissellement a été suffisante pour atteindre un aquifère.	193
Fig. III-54 : Etude 2D des taux d'érosion à l'échelle des deux massifs de La Réunion, comparaison de leur morphologie avec celle de Maurice.	195
Fig. III-55 : Méthodologie de calcul des volumes incisés.....	196

LISTE DES TABLEAUX

Partie I : La Réunion, un contexte spécifique favorable à l'érosion ?

Tableau I-1 : Les variables pertinentes pour étudier l'érosion et leur dépendance en fonction de l'échelle de temps considérée, adaptée d'après Schumm et Lichty (1965).	20
Tableau I-2 : Tableau de synthèse des différentes chronostratigraphies proposées sur le Piton des Neiges adapté de Bret et al. (2003a).	37
Tableau I-3 : Nouvelle nomenclature pour les formations du Piton des Neiges.....	39
Tableau I-4 : Dureté de surface des principales formations géologiques de La Réunion, mesurées au scléromètre. - : valeurs hors de la courbe d'étalonnage.	52
Tableau I-5 : Principales tempêtes et cyclones passés à moins de 100 km de La Réunion (données Météo France)	61

Tableau I-6 : Les principales variations du niveau marin et l'histoire géologique du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. (1) données de Colonna 2004 (2) données issue de la synthèse Fig. I-38.	67
Tableau I-7 : Comparaison des paramètres définissant le type de Point Chaud (Courtillet <i>et al.</i> , 2003).....	69
Tableau I-8 : Produits des volcans Hawaïens (Clague et Dalrymple, 1987).....	72
Tableau I-9 : Tableau de synthèse de la comparaison entre La Réunion, les îles Hawaii et les îles Canaries.	81

Partie II : L'érosion mécanique à La Réunion : produits et mécanismes

Tableau II-1 : Extrait de la classification des processus et dépôts volcano-détritiques modifiées d'après McPhie <i>et al</i> (1993), traduction Flageollet (1989).	85
Tableau II-2 : Classification des processus de transport sédimentaire en milieu volcanique (Cas et Wright, 1988). Modes de transport principaux identifiés à La Réunion.....	86
Tableau II-3 : Classification des brèches en milieu volcanique (Clément <i>et al.</i> , 2002).....	87
Tableau II-4 : Dénomination des produits volcaniques d'après Rey (1997), en grisé les produits issus de l'érosion.	88
Tableau II-5 : Synthèse des caractéristiques des différents produits et processus d'érosion mécaniques rencontrés à La Réunion.....	128

Partie III : Quantification et paramètres des vitesses d'érosion.

Tableau III-1 : Synthèse des principaux dispositifs expérimentaux d'étude de la dynamique des bassins versants et de la topographie (Lague, 2001).....	133
Tableau III-2 : Combinaison des paramètres testés	139
Tableau III-3 : Valeurs de débits d'étiage en différents lieux de l'amont vers l'aval, sur la Rivière des Pluies (source ORE). nm : non mesuré.	160
Tableau III-4 : Principaux débits estimés durant de fortes crues de la Rivière des Pluies (Garcin et Pouget, 2003).....	161
Tableau III-5 : Synthèse des valeurs de débits obtenues par modélisation d'après Garcin et Pouget (2003). Q : débits ; Qs : débits spécifiques	162
Tableau III-6 : Comparaison des résultats entre les différentes sections et extrapolation à l'ensemble de la Rivière des Pluies.....	172
Tableau III-7 : Comparaison des volumes annuels totaux érodés dans différents contextes, sources Louvat (1997) et Couvert <i>et al.</i> , (1999).	174
Tableau III-8 : Débits solides estimés pour les différentes crues exceptionnelles mesurées... ..	174
Tableau III-9 : Caractéristiques des MNT suivant les données sources et les techniques utilisées (Charleux-Demargne, 2001).....	178
Tableau III-10 : Volumes des principales incisions de La Réunion.	197
Tableau III-11 : Comparaison des valeurs d'incisions.....	198

Introduction

La Réunion est une île volcanique basaltique jeune, située dans le Sud Ouest l'Océan Indien à 800 km à l'Est de Madagascar. Elle fait partie de l'archipel des Mascareignes et est composée de deux édifices volcaniques principaux juxtaposés : le Piton de La Fournaise toujours en activité et le Piton des Neiges, plus ancien, émergé il y a trois millions d'années environ. Ce volcan bouclier culmine à plus de 3000 m (Fig. 1), et a la particularité d'être fortement découpé et disséqué. Cela se traduit principalement par :

- de profondes ravines creusées dans les flancs de ces deux édifices comme la Rivière des Pluies et la Rivière Saint-Denis sur le flanc Nord du Piton des Neiges ou encore la Rivière des Remparts et la Rivière Langevin sur le flanc Sud du Piton de la Fournaise,
- d'importantes dépressions, appelées « cirques », au cœur du Piton des Neiges : les cirques de Mafate, Cilaos et Salazie.

L'érosion à la Réunion apparaît donc essentielle et structurante.

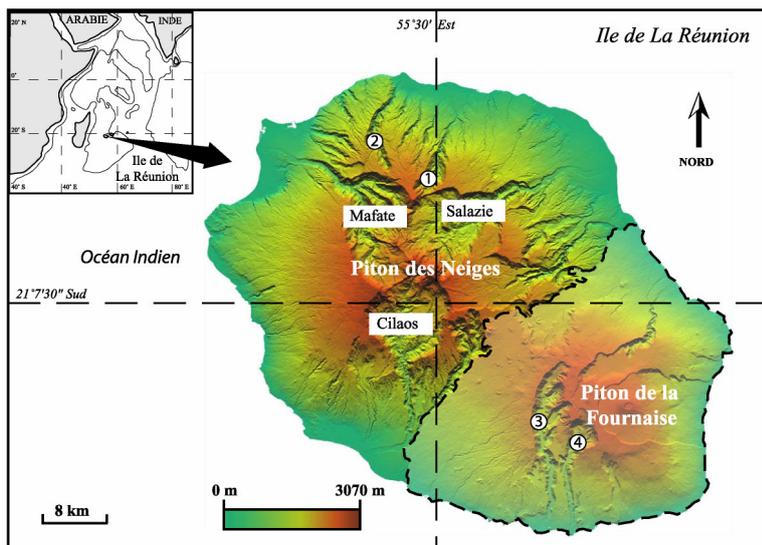


Fig. 1 : Situation générale de la Réunion avec ses deux édifices volcaniques. 1 : Rivière des Pluies, 2 : Rivière Saint-Denis, 3 : Rivière des Remparts, 4 : Rivière Langevin

L'érosion se définit en général comme un processus exogène ou de subsurface qui enlève de la matière pour conduire à la diminution de l'élévation du relief par l'action d'agents tel que l'eau, l'air ou la glace, associé à la gravité. Nous pouvons noter ici, le rôle prépondérant de la gravité dans tous les phénomènes d'érosions en général. En effet, la gravité a un rôle majeur dans tous les phénomènes d'érosions en général. Sans la gravité, la plupart des phénomènes d'érosions n'existeraient tout simplement pas. A la Réunion, l'eau et la gravité sont les agents principaux de l'érosion.

Par définition, l'érosion s'oppose aux processus endogènes qui eux ont tendance à créer des reliefs : comme c'est le cas à La Réunion avec l'activité volcanique.

Pour étudier précisément l'érosion et la quantifier, il faut d'abord distinguer clairement les deux types de processus qui la composent :

- d'une part, les processus chimiques de type altération et lixiviation : ils sont bien visibles au niveau des minéraux, des sols et des formations superficielles. Ces

processus ont déjà fait l'objet de plusieurs travaux de recherche à La Réunion (Bret, 2002; Hoareau, 2001; Louvat, 1997; Rançon, 1982; Raunet, 1991), nous ne les aborderons donc pas en détail;

- d'autre part, les processus mécaniques de type érosion fluviale, et érosion en masse qui regroupent tous les processus de ruissellement, transport, écroulement, glissement, et démantèlement qui feront l'objet de ce travail,

Comme il existe une interaction importante entre ces deux familles de processus, nous évoquerons succinctement l'action des processus chimiques.

Par ailleurs, l'étude de l'érosion pose aussi la question du choix des échelles temporelles et spatiales. Dans notre travail, l'échelle spatiale est définie par notre objet d'étude, l'île de La Réunion. Nous nous placerons donc toujours : soit à l'échelle de l'île, d'une rivière ou d'un affleurement. En revanche, le choix de l'échelle temporelle a été plus difficile à définir, compte tenu de la diversité des phénomènes. Nous avons réalisé ce travail à l'échelle géologique, pour avoir une vision la plus globale des phénomènes. Parfois, nous avons changé d'échelle (étude de l'érosion actuelle de la Rivière des Pluies) pour mieux comprendre le rôle de certains paramètres vis-à-vis de l'érosion et extrapoler leur impact à l'échelle géologique.

Les questions qui se posent à propos de l'érosion à la Réunion et auxquelles nous avons tenté de répondre dans ce travail sont :

La Réunion représente-t-elle vraiment un contexte favorable à l'érosion ?

Quels sont les mécanismes d'érosion présents à l'échelle géologique sur l'île ?

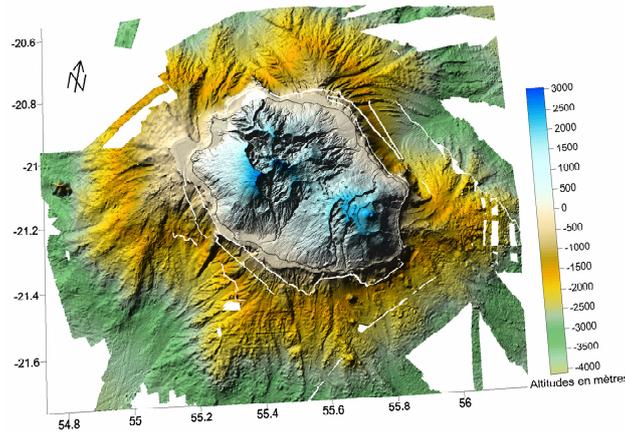
Pouvons nous les identifier aisément sur le terrain ?

Pouvons nous proposer une quantification des vitesses d'érosion à l'échelle géologique pour l'île ?

Pour y répondre, nous avons abordé l'érosion mécanique à La Réunion :

- en proposant une synthèse complète des principaux facteurs d'érosion sur l'île, et en les comparant à ceux d'autres îles dans un contexte similaire : îles Hawaï et îles Canaries,
- en identifiant, par des études de terrain ciblées, les principales familles de produit de l'érosion et leurs mécanismes de mise en place à l'échelle géologique,
- en réalisant des expérimentations en laboratoire pour identifier et comprendre les processus de base impliqués dans la formation des rivières et des ravines de La Réunion.
- en effectuant une étude de l'érosion actuelle à l'échelle d'un bassin versant,
- et en étudiant le Modèle Numérique de Terrain de la Réunion pour quantifier et généraliser nos résultats à l'ensemble de l'île.

Les différentes approches de ce travail permettent (i) de porter un regard nouveau sur les phénomènes érosifs majeurs d'une île volcanique jeune telle que La Réunion et (ii) d'apporter des ordres de grandeurs pour les différents phénomènes considérés.



M.N.T. (Modèle Numérique de Terrain) aérien et sous marin de La Réunion à 100m.

Première partie

La Réunion, un contexte spécifique favorable à l'érosion ?

Toute étude sur le thème de l'érosion doit, dans un premier temps, faire le point sur le contexte général du milieu étudié. En effet, l'érosion dépend du contexte considéré en fonction de paramètres de contrôle dont l'importance peut varier. Il faut rappeler que les principaux facteurs mis en cause dans les phénomènes d'érosion au sens large et leurs interrelations varient selon l'échelle de temps (Schumm and Lichty, 1965).

Facteurs de l'érosion

1. Géologie
2. Climat
3. Relief
4. Végétation
5. Hydrologie
- ⋮

Tableau I-1 : Les variables pertinentes pour étudier l'érosion, adaptée d'après Schumm et Lichty (1965).

L'importance des cinq variables majeures de contrôle de l'érosion (Tableau I-1) que sont la géologie, le climat, le relief, la végétation, et l'hydrologie, varie en fonction de l'échelle de temps considérée.

Nous avons donc réalisé, dans cette première partie, la synthèse des connaissances du contexte géologique et du contexte climatique de La Réunion, pour mieux cerner les contraintes qui régissent les processus d'érosion sur l'île à l'échelle de temps qui nous intéresse, les temps géologiques.

Nous avons aussi comparé les traits caractéristiques de ces deux facteurs principaux de l'érosion à La Réunion avec ceux d'autres îles dans des contextes similaires : les îles d'Hawaii et les îles des Canaries. Ceci nous a permis de vérifier si le contexte réunionnais pouvait être réellement considéré comme spécifique et favorable à l'érosion.

CHAPITRE 1 - LA GEOLOGIE

Ce chapitre est le résultat d'un travail de synthèse important des différents travaux disponibles sur la géologie de La Réunion, afin d'en avoir une vision la plus actuelle possible. C'est une étape indispensable pour comprendre l'interaction qui existe entre la géologie et les processus d'érosion sur l'île. Dans cette synthèse, nous essayons de dégager les axes principaux de la géologie de La Réunion pour nous permettre par la suite d'affiner notre analyse de l'érosion à l'échelle géologique.

1.1) LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La Réunion est une île volcanique située dans l'Océan Indien occidental par 21°07' de latitude Sud et 55°30' de longitude Est. Il s'agit d'un complexe volcanique récent issu du fonctionnement d'un point chaud (ou « Hot Spot »), et dont l'âge d'apparition sur le plancher océanique est estimé à 5 millions d'années. Ce point chaud constitue l'expression d'un panache mantellique. Il a créé un léger bombement de la croûte au niveau de l'île contrariant la flexure de la lithosphère sous le poids de l'édifice (Bonneville, 1990; Duncan, 1981; Duncan et al., 1989). Les traces de l'activité de ce point chaud sont visibles à travers tout l'Océan Indien, depuis les Trapps du Deccan en Inde qui sont le témoin de son activité initiale (datée à 65 millions d'années), en passant par la ride Chagos-Laccadives (datée autour de 50 millions d'années), pour finir par la formation du plateau des Mascareignes, de Maurice et de La Réunion (à partir de 40 millions d'années) (Courtilot et al., 1986; Duncan et al., 1989; Duncan and Hargraves, 1990; Fretzdorff et al., 2000; Mac Donald and Chamalaun, 1969; Mc.Dougall, 1971) (Figure I-1).

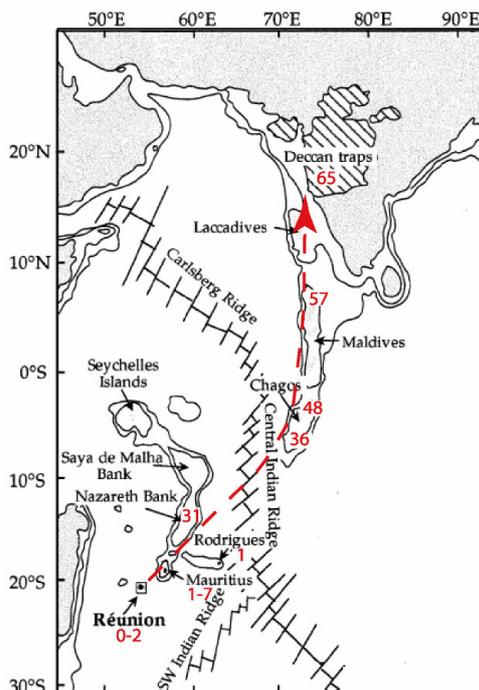


Fig. I-1 : Ages en millions d'années des manifestations aériennes du point chaud de La Réunion dans l'Océan Indien modifié d'après Duncan et Hargraves (1990) et Fretzdorff *et al.* (2000). En pointillés rouges, la trace laissée par le point chaud sur les plaques océanique

Le plateau océanique des Mascareignes est limité à l'Ouest par Madagascar, à l'Est par la dorsale médio-indienne et, au Nord et Sud, par respectivement les bassins des Mascareignes et de Madagascar (Figure I-2). La Réunion fait partie de l'archipel des Mascareignes comme les îles Maurice, et Rodrigues. L'île Maurice est située sur la terminaison SO du plateau océanique des Mascareignes contrairement à l'île de La Réunion qui en est séparée.

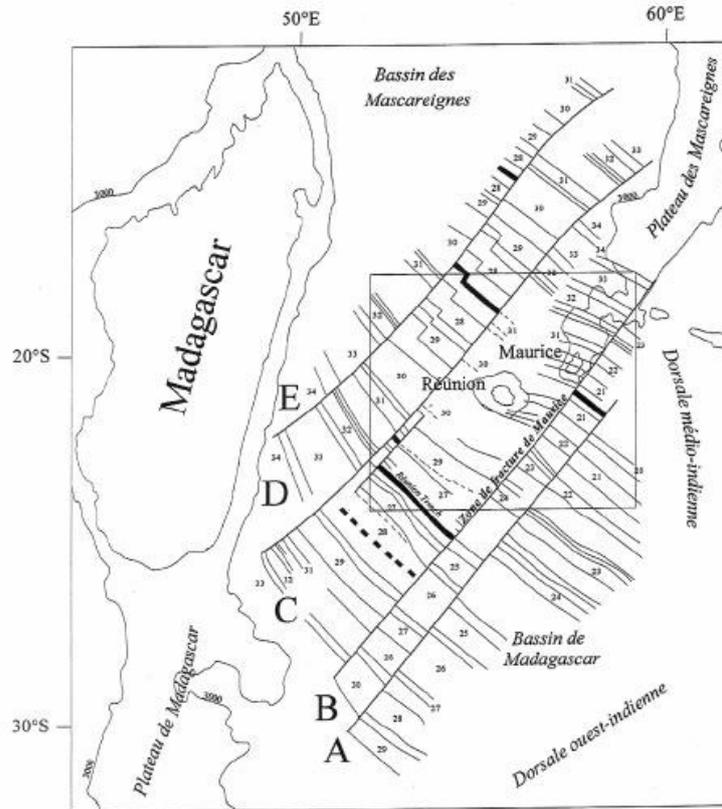


Fig. I-2 : Contexte géodynamique de La Réunion, structure magnétique et tectonique de l'Océan Indien occidental (Schlich, 1975)

La région est découpée par d'importantes zones de fractures d'orientation NE-SO, qui séparent les deux bassins des Mascareignes et de Madagascar en 5 compartiments (notés de A à E) (Malengreau, 1995).

La plaque lithosphérique sur laquelle se situe La Réunion se déplace lentement vers le Nord-Est avec une vitesse inférieure à 2 mm.an^{-1} (Duncan and Hargraves, 1990). Or, l'île est composée de la juxtaposition de deux édifices volcaniques principaux : le Piton des Neiges (le plus ancien) et le Piton de la Fournaise (le plus récent) selon un axe d'orientation NO / SE (Figure I-3). Cette différence d'orientation montre que cette juxtaposition ne peut être attribuée au mouvement de la plaque qui supporte ces édifices. En revanche, la zone d'influence du point chaud qui est de l'ordre de quelques centaines de kilomètres et la structuration tectonique de la lithosphère à l'aplomb de La Réunion peuvent expliquer cette disposition (Piton des Neiges/Piton de la Fournaise).

L'île de La Réunion apparaît ainsi comme un imposant édifice volcanique de plus de 7500 m de hauteur posé sur le plancher océanique par 4500m de fond, et dont la partie émergée représente $1/32^{\text{ème}}$ du volume total de l'édifice (Figure I-3).

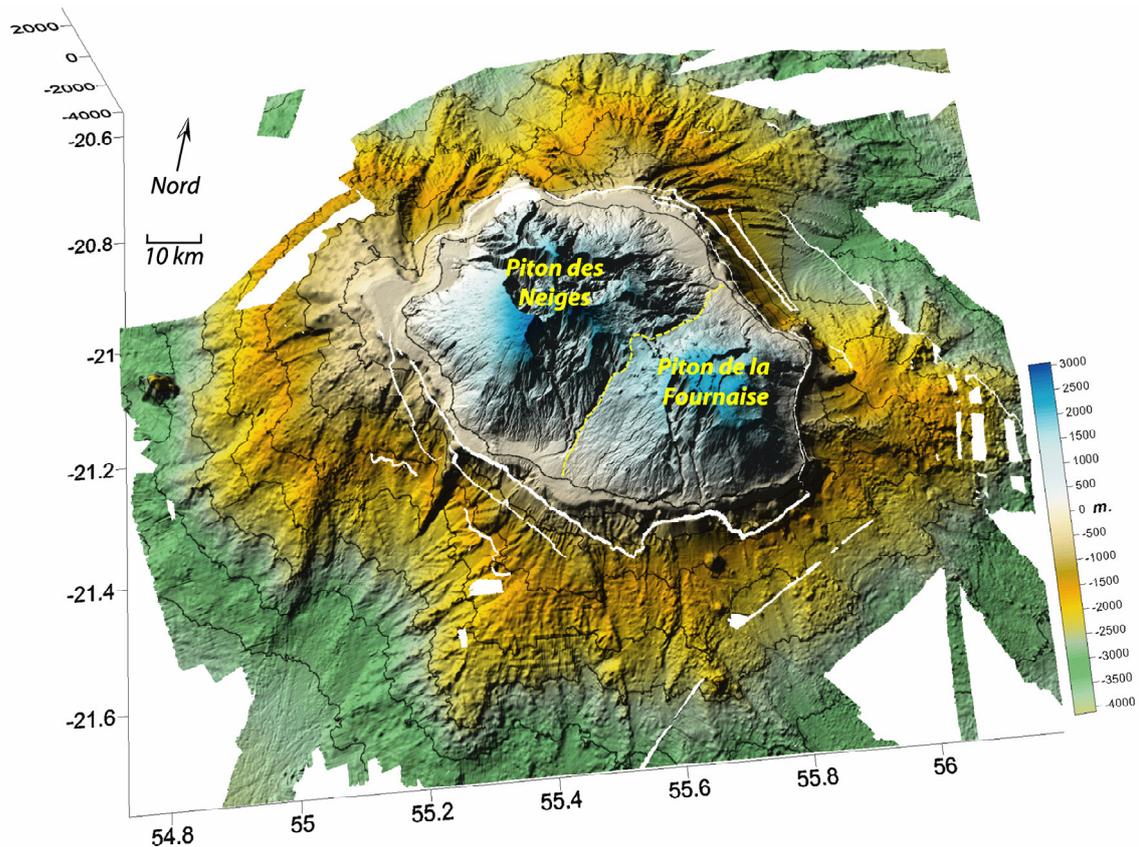


Fig. I-3 : Modèle Numérique de Terrain aérien et sous-marin de La Réunion à 100m.

1.2) LES STRUCTURES MAJEURES

Nous allons présenter les principaux traits structuraux de l'édifice réunionnais, en nous intéressant essentiellement aux structures majeures. Les différents facteurs structuraux susceptibles de jouer un rôle dans l'érosion, ont été étudiés afin de cerner l'interaction existante entre ces structures et l'érosion. Les principales structures identifiées à La Réunion sont : les rifts zones au sens « hawaïen », les effondrements de type caldeirique et les grands glissements de flanc.

- **les rifts zones**, connues ou supposées. Ce sont les axes préférentiels d'ascension du magma qui se traduisent dans le paysage par des reliefs (grandes rides ou crêtes allongées de plusieurs dizaines de kilomètres) le long desquels se concentrent les fissures éruptives et les appareils éruptifs. Ces structures ont un rôle majeur dans la compréhension de l'évolution de l'édifice dans son ensemble, car elles interviennent à la fois dans la construction de celui-ci (apport de matière avec la mise en place de dykes, d'intrusions et de coulées) et aussi lors de la déstabilisation de l'édifice (orientation des processus d'érosion et de démantèlement),

- **les effondrements de type caldeirique** : ces grands phénomènes structurants de l'île de La Réunion, sont l'objet de discussions (Chevallier, 1979; Haurie, 1987; Kieffer, 1990; Rocher, 1990), mais leur présence n'est pas contestée. Leur rôle est considérable dans l'évolution des reliefs de l'île, car ils vont influencer les processus d'érosion.

- **les grands glissements de flanc**, identifiés récemment en domaine sous-marin et aérien à La Réunion (Bachelery and Mairine, 1990; Cochonat et al., 1990; Lénat et al., 1989; Lénat and Labazuy,

1990). Ils ont fait l'objet de nouvelles investigations démontrant qu'ils ont joué un rôle incontestable dans le schéma d'évolution de La Réunion (Oehler *et al.*, 2004). Ces structures sont un peu à part, car elles sont à la fois structurantes pour l'édifice et le résultat de processus de démantèlement.

1.2.1) Le Piton des Neiges

Compte tenu de l'âge et des changements d'activité de cet édifice, ces structures sont difficiles à identifier, et à mettre en évidence chronologiquement. Nous nous baserons sur les travaux déjà existants, les plus couramment acceptés (Chevallier, 1979; Chevallier and Bachèlery, 1981; Haurie, 1987; Rocher, 1988a; Rocher, 1988b), tous ayant étudié dans le détail ces structures.

1.2.1.1) Les rifts zones et les intrusions

Chevallier (1979) propose une étude complète et toujours d'actualité des structures du Piton des Neiges (Figure I-4).

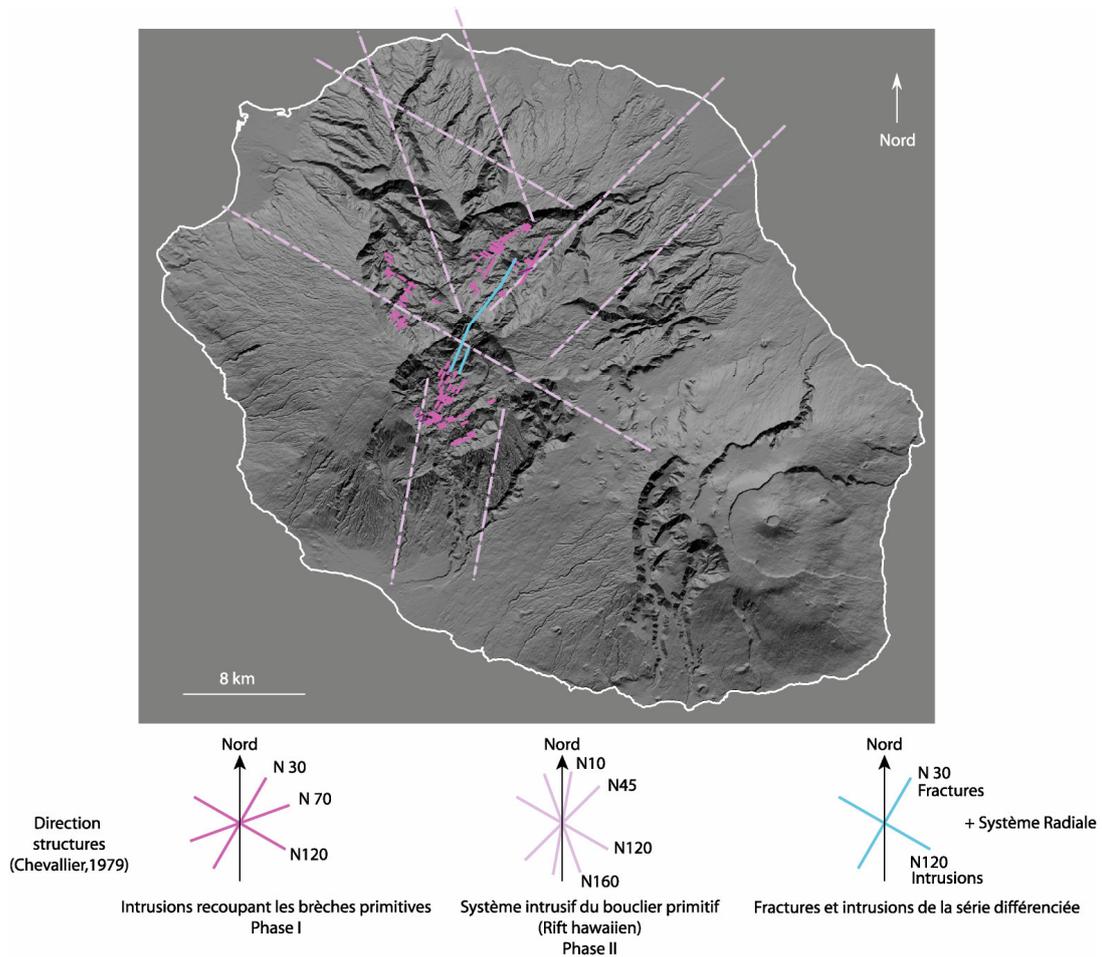


Fig. I-4 : Synthèse réalisée à partir des principales structures identifiées sur le Piton des Neiges par Chevallier (1979), pour le détail des phases cf. § 1.3.1.2.

En résumé, pour lui les intrusions de la séquence basaltique inférieure se sont mises en place selon un rift majeur **N120**, accompagnées d'ouvertures mineures perpendiculaires **N30**. Par la suite, lors de la séquence basaltique supérieure, le gonflement du bouclier aurait engendré un système extensif radial avec comme directions principales **N160**, **N10** et **N45**. La période des laves différenciées va voir la mise en place : (i) de systèmes concentriques et de systèmes radiaux avec un axe préférentiel

NO/SE marqué par l'alignement du massif du Piton des Neiges et du Gros Morne ; et (ii) d'un système concentrique de fractures autour du centre d'activité principal situé à l'aplomb du rond de Bras Rouge. Le point de rencontre de toutes ces directions d'intrusions se trouvant dans le coteau Kerveguen, à proximité du Piton des Neiges actuel : il représente sans doute le centre d'émission de l'époque.

Pour Rocher (1988a), l'étude détaillée des dykes sur le Piton des Neiges (Figure I-5) montre six directions principales : N 30, N50, N 80, N 120, N150, N165, certaines d'entre elles divergent quelque peu de celles proposées par Chevallier (1979). Elles correspondent pour lui, soit à des rifts zones, soit à des systèmes de fractures radiales (N 30, N 50, N85).

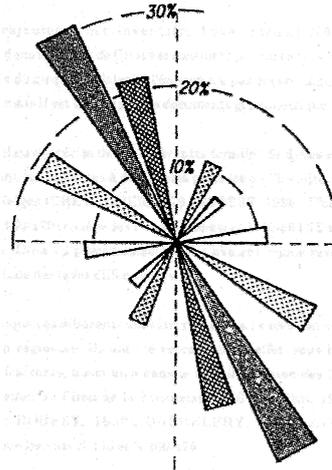


Fig. I-5 : Répartition statistique des dykes dans le massif du Piton des Neiges (Rocher, 1988a)

Au final une chronologie précise de ces différentes structures est difficile à établir car elles ont été actives à différentes périodes de l'histoire du Piton des Neiges (Rocher, 1988a). Nous noterons que ces axes structuraux ont une dimension régionale, ce qui est important au regard des processus érosifs comme nous le verrons par la suite.

1.2.1.2) Les caldeiras

L'existence de caldeiras sur le Piton des Neiges est assez mal contrainte du fait de la complexité et de l'âge de cet édifice. Leur présence est en général bien admise (Chevallier, 1979; Chevallier and Vatin-Perignon, 1982; Haurie, 1987; Kieffer, 1990; Kluska, 1997; Maillot, 1999) mais leurs limites et leurs âges restent très discutés. Nous retiendrons pour notre part les tracés proposés par Chevallier (1979) qui reste la référence sur laquelle se base la plupart des autres auteurs lors de leurs travaux.

Ainsi, Chevallier propose l'existence de deux caldeiras au cours de l'histoire du Piton des Neiges (Figure I-6). Pour cet auteur, la fin de la séquence basaltique supérieure est marquée par un affaissement de grande ampleur : la **caldeira I**. Celle-ci est polylobée, et sa mise en place résulterait de plusieurs effondrements sub-circulaires. Il décrit une structure d'une trentaine de kilomètres de diamètre, irrégulière, non continue et ouverte de façon importante vers l'Ouest. Il propose un âge entre 950 ka et 600 ka pour sa mise en place, d'après les datations des rives de la Rivière St Denis.

L'auteur propose ensuite une **caldeira II** (Figure I-6), qui se serait mise en place vers 70 ka. Avec un diamètre moyen de 15 km, sa structure est très complexe et présente une série d'effondrements emboîtés. Elle comprend les anciens cirques de Belouve et Bébour, et est centrée sur le cratère central

du Rond de Bras Rouge. Haurie (1987) et Rocher (1988b) proposent que la caldeira II soit plus ancienne. Ils lui donnent un âge de 220 ka, ce qui la situerait avant les produits ignimbricitiques, et proposent une extension plus réduite, avec des contours plus réguliers autour du cratère central.

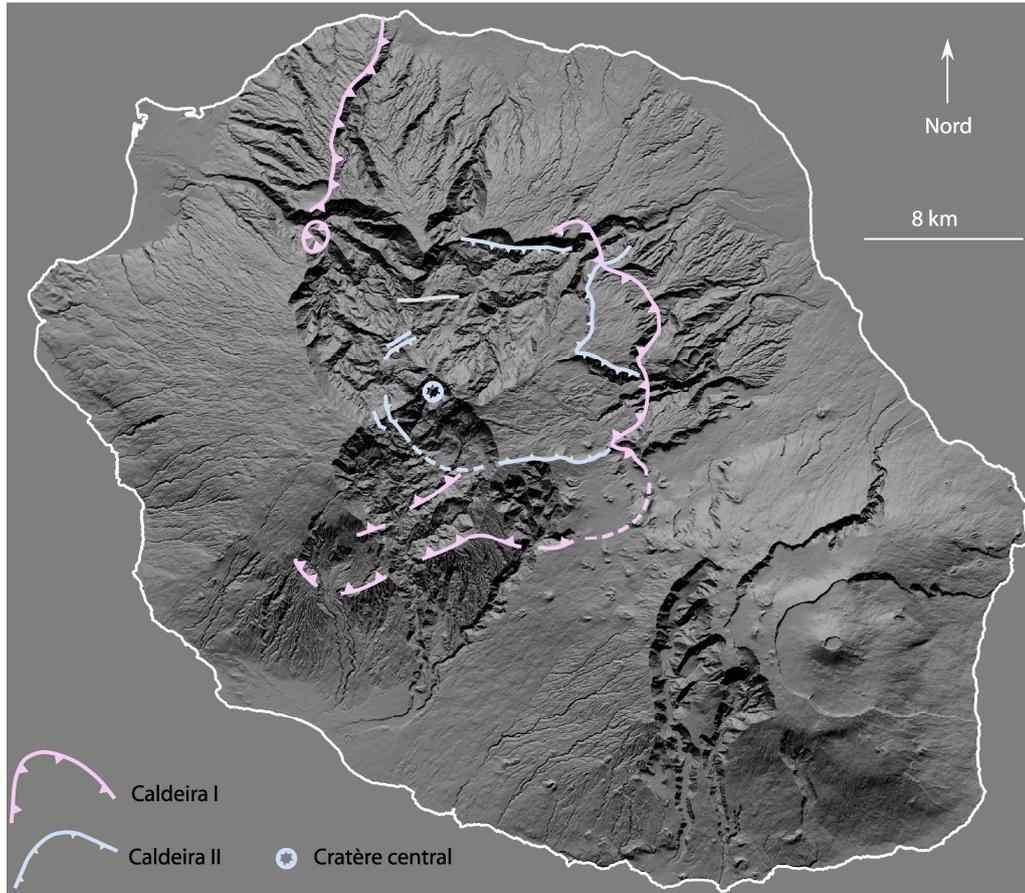


Fig. I-6 : Synthèse réalisée à partir des limites des caldeiras I et II proposées par Chevallier 1979.

Kieffer (1990) estime l'âge de la caldeira II à 150 ka. D'après lui, elle se serait formée au moment d'un important épisode phréatomagmatique à l'origine de coulées pyroclastiques à bombes trempées.

Quelques soient les auteurs, les structures proposées comme limites de caldeiras pour le Piton des Neiges sont très discutables. En effet, celles-ci donnent des caldeiras de trop grandes tailles (plus de 20 km) pour être réalistes. Malgré tout, il est certain que des caldeiras de tailles plus réduites ont existé sur cet édifice. Malheureusement leur limites ont vraisemblablement été reprise par d'autres phénomènes (glissement, et/ou érosion), ce qui explique les limite proposées abusivement jusqu'à maintenant (Figure I-6).

1.2.1.3) Les glissements

Sur les volcans-boucliers, les glissements de flanc sont connus depuis les travaux de Moore (1964). Leur importance et leur généralisation dans les processus d'évolution des îles volcaniques sont clairement apparues à la suite des travaux de Lipman et al. (1988), Moore et al. (1989) pour Hawaii, Lénat et al. (1989) pour la Réunion, Mc Guire et al. (1991) pour l'Etna, Carracedo (1996), Marti et al. (1997) pour les Canaries. Leur implication dans le fonctionnement des volcans-boucliers est importante (Borgia et al., 1992; Lipman et al., 1985; McGuire et al., 1991). La généralisation des

descriptions de tels processus de glissement de flanc, affectant de nombreux volcans insulaires, a contribué au fait que ces structures sont désormais considérées par de nombreux auteurs, non plus comme l'exception, mais comme faisant pleinement partie de la logique d'évolution d'un édifice volcanique en domaine insulaire. Ces phénomènes considérés comme structures à part entière des édifices, sont en même temps le résultat de processus d'érosion à grande échelle (démantèlement de l'édifice). L'étude de l'érosion au sens large ne doit pas omettre ces structures, assimilables à des phénomènes d'érosion en masse.

A La Réunion, l'étude des dépôts sous-marins issus de ces phénomènes (Oehler, 2004) a permis de mettre en évidence leur importance sur les flancs des édifices du Piton des Neiges et de la Fournaise. Plus de 32 glissements ont ainsi été identifiés dans les parties sous-marines de l'île (Figure I-7).

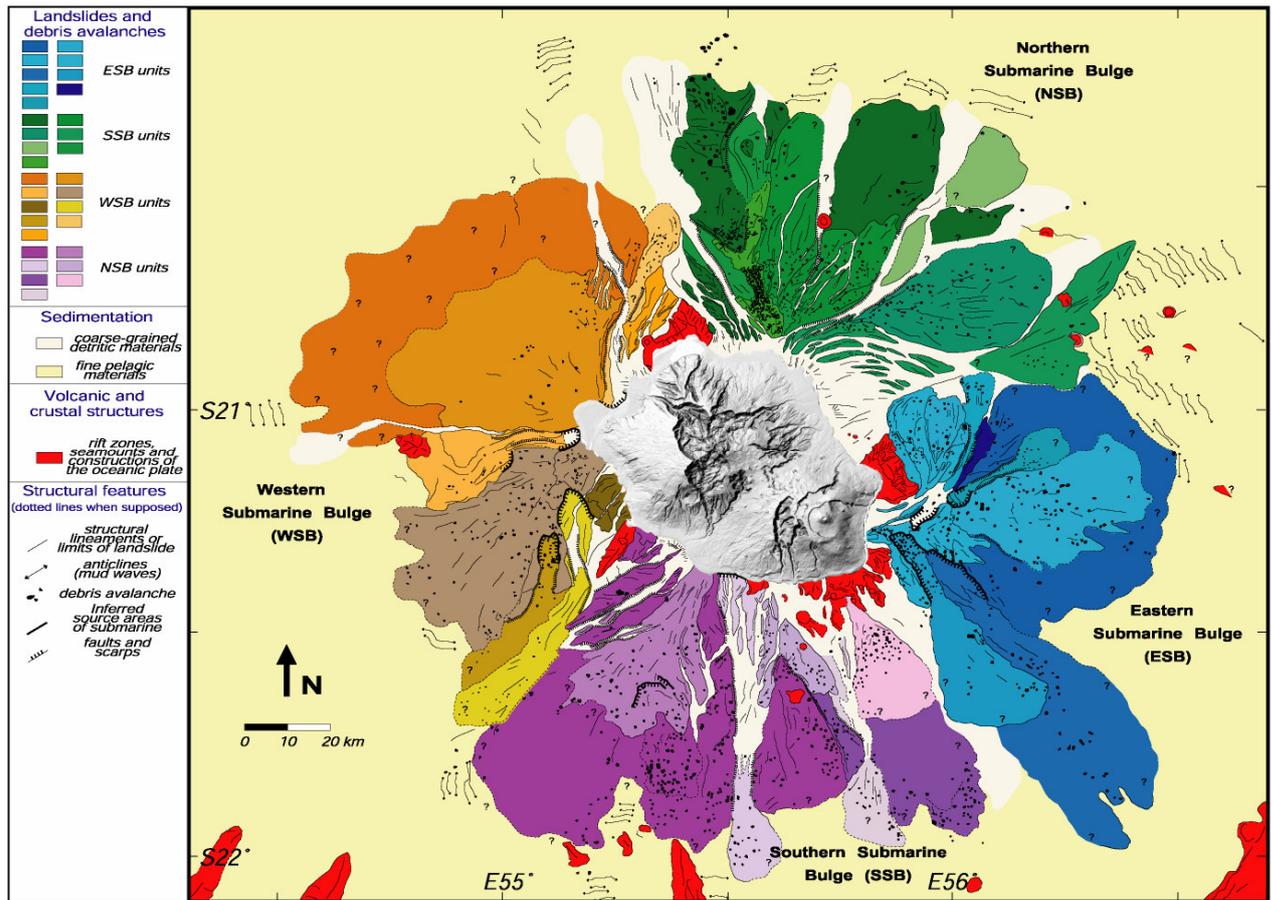


Fig. I-7 : Interprétation des dépôts sous marins autour de La Réunion (Oehler et al., 2004).

Les dépôts de glissement se divisent en trois grands groupes pour le Piton des Neiges en fonction des zones géographiques concernées : la zone Nord, la zone Sud et la zone Ouest (Lénat and Labazuy, 1990).

Récemment, Bachèlery et al. (1990; 2003) ont décrit, sur la partie aérienne du Piton des Neiges dans la région de St Gilles, des dépôts d'avalanches de débris associés à plusieurs glissements ayant affecté le flanc Ouest du Piton des Neiges à la fin de la séquence basaltique supérieure. Cela a permis de montrer l'extension à terre des zones de glissements sous-marines. D'autres formations présentant les mêmes caractéristiques ont été identifiées sur le flanc Nord de l'édifice et dans les cirques (Bret et al., 2003a; Fèvre et al., 2001).

Ces travaux récents ont mis en évidence l'importance des grands glissements de flanc et leur rôle dans la structuration des édifices réunionnais. Malheureusement, leur implication dans le façonnage des reliefs est encore mal connue même si certains auteurs proposent que ces glissements soient à l'origine de la morphologie des cirques actuels (Oehler et al., 2004). Nous reverrons ces formations plus en détail dans le Chapitre 6, où nous aborderons leur description et leur mode de mise en place.

1.2.2) Le Piton de la Fournaise

Les structures du Piton de La Fournaise sont mieux contraintes que celles du Piton des Neiges compte tenu de leur âge récent et du nombre important d'études disponibles sur cet édifice.

1.2.2.1) Les Rifts Zones et les Intrusions

Les principales structures de rifts zones et d'intrusions présentes sur le Piton de La Fournaise (Figure I-8) sont des intrusions sommitales souvent radiales dans l'Enclos Fouqué, et trois rift zones majeures bien marquées dans la morphologie de l'édifice sur lesquelles les auteurs s'accordent :

- la rift zone d'orientation **NE**,
- la rift zone d'orientation **SE**, et
- la rift zone d'orientation **N120** d'une largeur de 10 km.

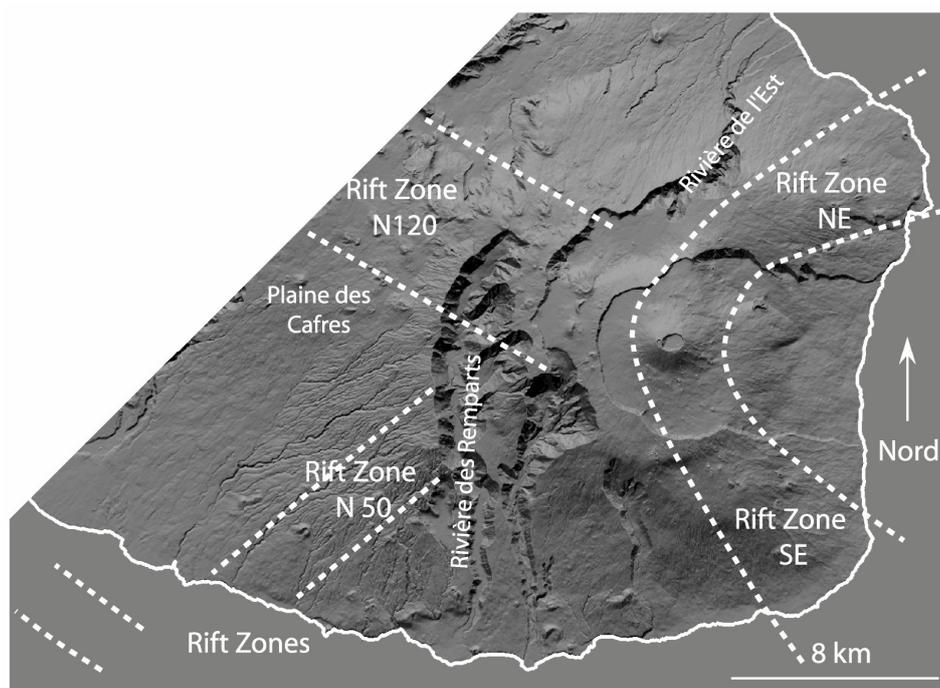


Fig. I-8 : Synthèse des rift zones majeures du Piton de La Fournaise adapté de Bachèlery (1995)

Comme pour le Piton des Neiges la **structure** majeure **N120** a contrôlé l'évolution de La Fournaise ancienne et continue de jouer un rôle important dans les éruptions actuelles (Bachèlery and Lénat, 1993; Bachèlery and Montaggioni, 1983). Cette rift zone est localisée au niveau de la Plaine des Cafres et se manifeste par un important réseau de dykes dans la rivière des Remparts. La **direction N80** sur le Piton de La Fournaise est aussi une direction majeure de cet édifice (de Voogd et al., 1999).

Nous retiendrons que les rifts zones majeures du Piton de la Fournaise sont bien marquées dans la morphologie de l'édifice, à l'exception de la N120.

1.2.2.2) Les caldeiras

Les structures caldeiriques sur le Piton de La Fournaise (Bachèlery, 1995; Bachèlery and Lénat, 1993; Bachèlery and Mairine, 1990), aussi appelées « accidents tectoniques » sont au nombre de quatre (Figure I-9) :

- la **caldeira des Remparts**, qui s'est formée il y a environ 290 ka,

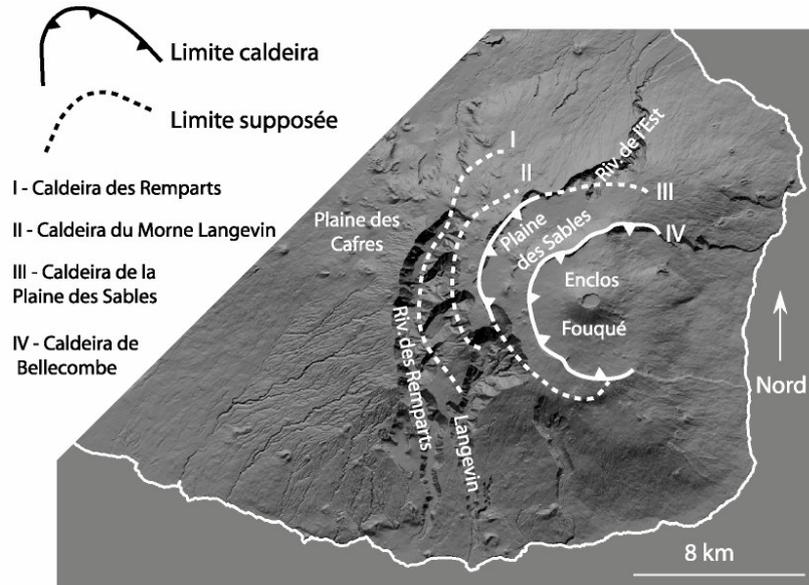


Fig. I-9 : Synthèse des limites des caldeiras du Piton de La Fournaise adapté de Bachèlery et Lénat (1993) et Bachèlery (1995).

- la **caldeira du Morne Langevin** dont l'âge estimé est de 150 ka,
- la **caldeira des Sables** qui s'est affaissée il y a 65 ka avec des réactivations possibles jusque vers 37 ka, elle a formée la Plaine des Sables,
- et enfin la **caldeira de Bellecombe** dont la mise en place est plus récente que 5 ka, et qui forme l'enclos Fouqué.

Il semble que ces structures se mettent en place lors d'épisodes phréatomagmatiques et phréatiques de grande ampleur qui se traduisent par des dépôts de cendres importants. Ce fut le cas pour la caldeira de Bellecombe associée à la mise en place des cendres de Bellecombe datées à 4700 ans BP (Bachèlery, 1981; Bachèlery and Mairine, 1990; Mohamed-Abchir, 1996; Nassor, 2001). Pour la caldeira des Sables des tephres ont été retrouvés en mer et datés à 67 ka (Fretzdorff et al., 2000). D'autres formations liées à une activité explosive importante du Piton de La Fournaise et datées entre 129 ka et 144 ka ont aussi été retrouvées en mer. Ces âges sont du même ordre de grandeur que l'âge estimé de la caldeira du Morne Langevin (Bachèlery and Lénat, 1993). Sur le Piton de la Fournaise, toutes ces structures ont un rôle prépondérant dans l'évolution du massif. Les grandes rivières du massif comme la Rivière des Remparts, la Rivière Langevin et la Rivière de l'Est, sont clairement contrôlées par ces structures.

1.2.2.3) Les glissements

Les glissements de grande ampleur sur le Piton de La Fournaise (Figure I-10) se limitent à la partie Est de l'édifice. L'existence de glissements sur le flanc Est du Piton de La Fournaise a d'abord été proposée par Vincent et Kieffer (1979) puis par (1978) Bachèlery (1981), et Bachèlery et Montagoni (1983). Après d'importantes investigations sous-marines, cette idée fut confirmée et précisée par de nombreux auteurs (Bachèlery et al., 1996; Cochonat et al., 1990; Labazuy, 1996; Lénat et al., 1989; Lénat and Labazuy, 1990; Oehler et al., 2004). La zone concernée, cartographiée en détail, correspond à un chenal sous-marin. Dénommé chenal Vincent, ce chenal, d'une largeur de 6 à 8 km, pour une longueur de 18 km, est situé dans la continuité de la structure aérienne du Grand Brûlé.

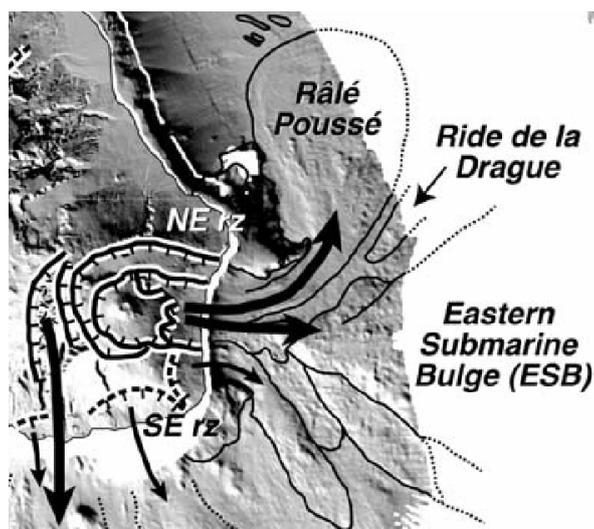


Fig. I-10 : Glissements sous marins à l'Est du Piton de La Fournaise (Oehler et al., 2004)

Cette zone présente l'accumulation de dépôts de plusieurs événements gravitaires qui témoignent de l'importance des glissements dans l'évolution de cet édifice volcanique. Comme pour le Piton des Neiges, les glissements de grande ampleur font à la fois partie des structures de l'édifice et des mécanismes qui interviennent dans le démantèlement de celui-ci : leur nombre et leur importance sont primordiaux dans le bilan d'érosion du massif.

1.2.3) Les autres édifices

La structure générale de La Réunion a longtemps été considérée comme « binaire » avec d'un côté le Piton des Neiges et de l'autre le Piton de La Fournaise, car peu d'indices de terrain permettaient de penser autrement.

Rançon *et al.* (1988) et Lerebourg (1987) ont les premiers évoqué l'existence d'un édifice appelé proto-Fournaise, à partir de la découverte d'un complexe intrusif sous le Grand Brûlé lors d'un forage de géothermie. Puis, Malengreau (1995) analyse des anomalies magnétiques au Nord-Est du Piton de La Fournaise. Pour elle, celles-ci correspondraient à un ancien édifice volcanique important. Il faut dorénavant tenir compte du fait que le Piton de La Fournaise n'est pas seulement appuyé à l'ouest sur le Piton des Neiges, mais il est aussi appuyé au Nord Est sur une structure importante appelée le volcan des Alizés. Cette idée va être reprise par Maillot (1999) qui propose un nouveau schéma d'évolution de l'île de La Réunion incluant ce nouvel édifice (Figure I-11).

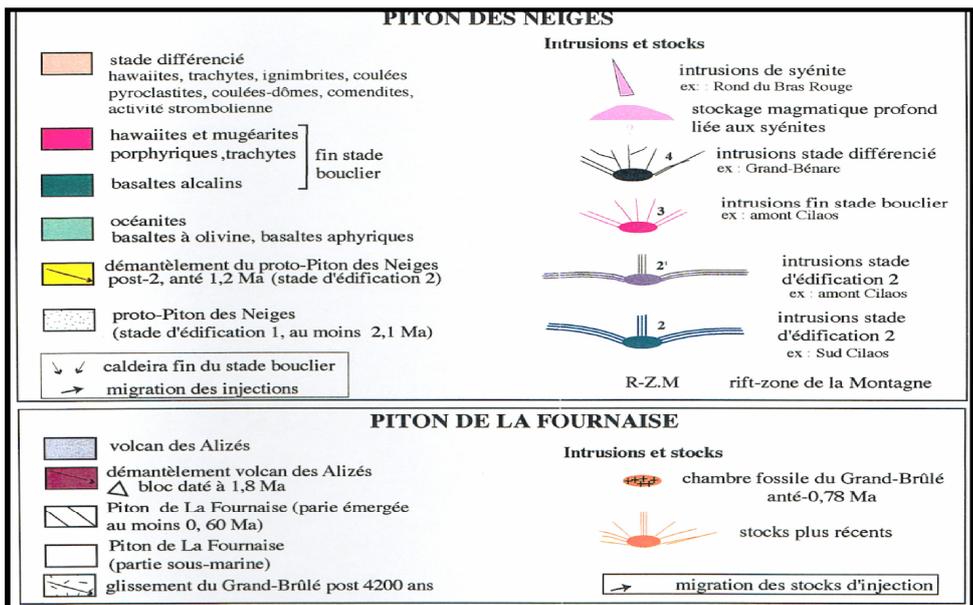
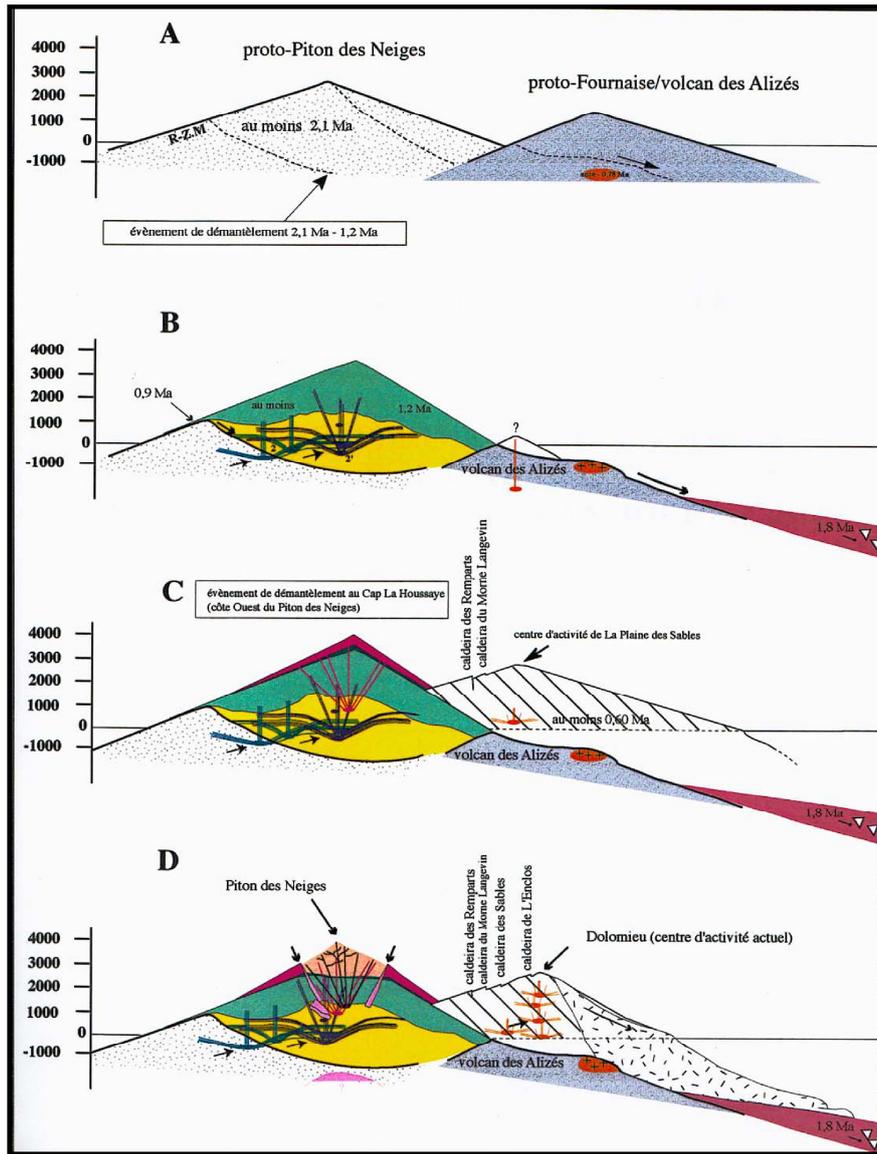


Fig. I-11 : Schéma d'évolution de La Réunion possible proposé par Maillot (1999).

Son existence est réaffirmé par Lénat et Gibert-Malengreau (2001) dans une interprétation nouvelle de données sismiques et gravimétriques, et des données du forage profond du Grand Brûlé. Ils proposent un nouveau schéma structural (Figure I-12) de l'île, dans lequel ils proposent d'inclure :

- un troisième édifice majeur, encore peu connu, appelé le **volcan des Alizés**,
- un quatrième édifice probable, le **volcan de Takamaka**, dont l'existence n'est pas prouvée. Ces deux édifices « fossiles », le volcan des Alizés et le volcan de Takamaka ne sont reconnus que par des méthodes indirectes de type géophysiques ou par des forages comme celui du Grand Brûlé. Ils seraient très érodés, et entièrement recouverts par les formations récentes du Piton des Neiges et de La Fournaise.

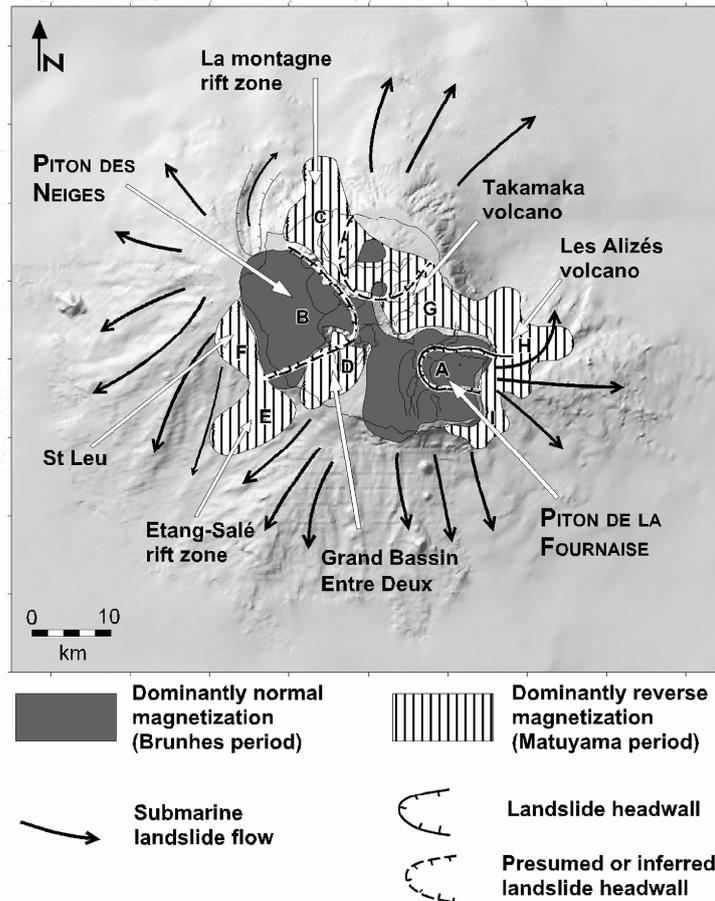


Fig. I-12 : Modèle structural proposé par Lénat et Gibert-Malengreau, (2001).

Le volcan des Alizés est celui sur lequel nous avons le plus d'informations. Nous savons que sa chambre magmatique ancienne atteinte par le forage du Grand Brûlé donne des âges estimés d'après son aimantation entre 2,4 à 0,7 Ma (Lerebourg, 1987; Rançon, 1987), ce qui place cet édifice comme antérieur au Piton de La Fournaise (d'où l'appellation ancienne de paléo-Fournaise ou proto-Fournaise). Bachèlery (2004b) propose que les formations anciennes différenciées du Piton de la Fournaise présentes à la base de la Rivière des Remparts (cf. § 1.3.2.1) soient attribuées au volcan des Alizés. Dès lors, cet édifice a sans doute été décapité par d'importants glissements, ce qui expliquerait son influence limitée dans la morphologie actuelle du Piton de La Fournaise. Cet édifice a eu un rôle très important dans l'évolution du Piton de la Fournaise imposant une contrainte structurale majeure au Nord-Est de celui-ci. Il a aussi contraint le Piton des Neiges à ne pas se développer seulement

latéralement mais plutôt verticalement ce qui se traduit par la mise en place de sills dans l'édifice du Piton des Neiges (Maillot, 1999).

Nous voyons qu'avec les nouvelles avancées de la géologie et de la géophysique, le schéma structural de l'île a été complété ces dernières années. Au final, la compréhension de la géométrie de toutes ces structures est fondamentale pour voir dans quelle mesure elle contrôle les processus érosifs. Malheureusement, ces informations restent encore parcellaires et discutées.

1.3) HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REUNION

Les observations géologiques à caractère scientifique à La Réunion datent des soixante dernières années avec les travaux de A. Lacroix (1936) sur le Piton de la Fournaise, complétés par des travaux plus axés sur la géomorphologie, de Rivals en (1950), Bussière (1958) et Defos du Rau en (1960). La première carte géologique détaillée de La Réunion au 1/100 000 a été réalisée par Bussière (1967), elle était principalement basée sur des critères morphologiques. Cette carte fut précisée et complétée par Billard et Vincent en 1974 grâce à un travail de terrain considérable qui fait encore référence aujourd'hui pour toute la zone du Piton des Neiges (carte au 1/50 000). Pour le Piton de la Fournaise, des travaux plus récents ont été menés. Ils ont donné lieu à une carte volcano-tectonique du massif au 1/50 000 (Bachelery and Chevallier, 1982), et à une nouvelle carte géologique au 1/25 000 qui est actuellement en cours de réalisation dans le cadre du projet CartoFournaise du LSTUR (Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion).

Dans le cadre de cette thèse, une nouvelle carte géologique synthétisant l'ensemble des travaux anciens et récents a été réalisée, elle est drappée sur le M.N.T. (Modèle Numérique de Terrain) de la Réunion (Figure I-13). Cette carte géologique fait référence aux deux édifices affleurants à La Réunion, dont les formations masquent les autres édifices récemment découverts (volcan des Alizés et de Takamaka) (Lénat et al., 2001). Elle a été publiée dans l'Atlas de La Réunion en 2003.

1.3.1) Le Piton des Neiges

Le Piton des Neiges est le plus ancien (la formation la plus ancienne est datée à 2,1 ma (Mc Dougall, 1971)) et le plus important des édifices volcaniques qui affleurent. Culminant à 3070 m, il présente une superficie aérienne d'environ 1600 km² soit 64% de la superficie de l'île. De nombreux auteurs ont étudié la géologie du Piton des Neiges, nous allons ici tenter une synthèse de leurs travaux et mettre en avant la chronologie qui semble la plus appropriée à l'étude de ce massif. L'objectif est de relever les principales périodes durant lesquelles les processus érosifs eurent un rôle prépondérant.

1.3.1.1) Caractères généraux

Le Piton des Neiges représente la partie Nord Ouest de l'île de la Réunion. Il se caractérise par la présence dans le paysage, d'importantes planèzes entrecoupées par de profondes ravines et la présence en son centre de trois grandes dépressions coalescentes, sub-circulaires, profondes (jusqu'à 1500m de profondeur) appelées « cirques ».

Ces trois cirques : Mafate, Salazie et Cilaos, hébergent les trois plus grandes rivières pérennes de l'île que sont la Rivière des Galets, la Rivière du Mât et la Rivière Saint Etienne.

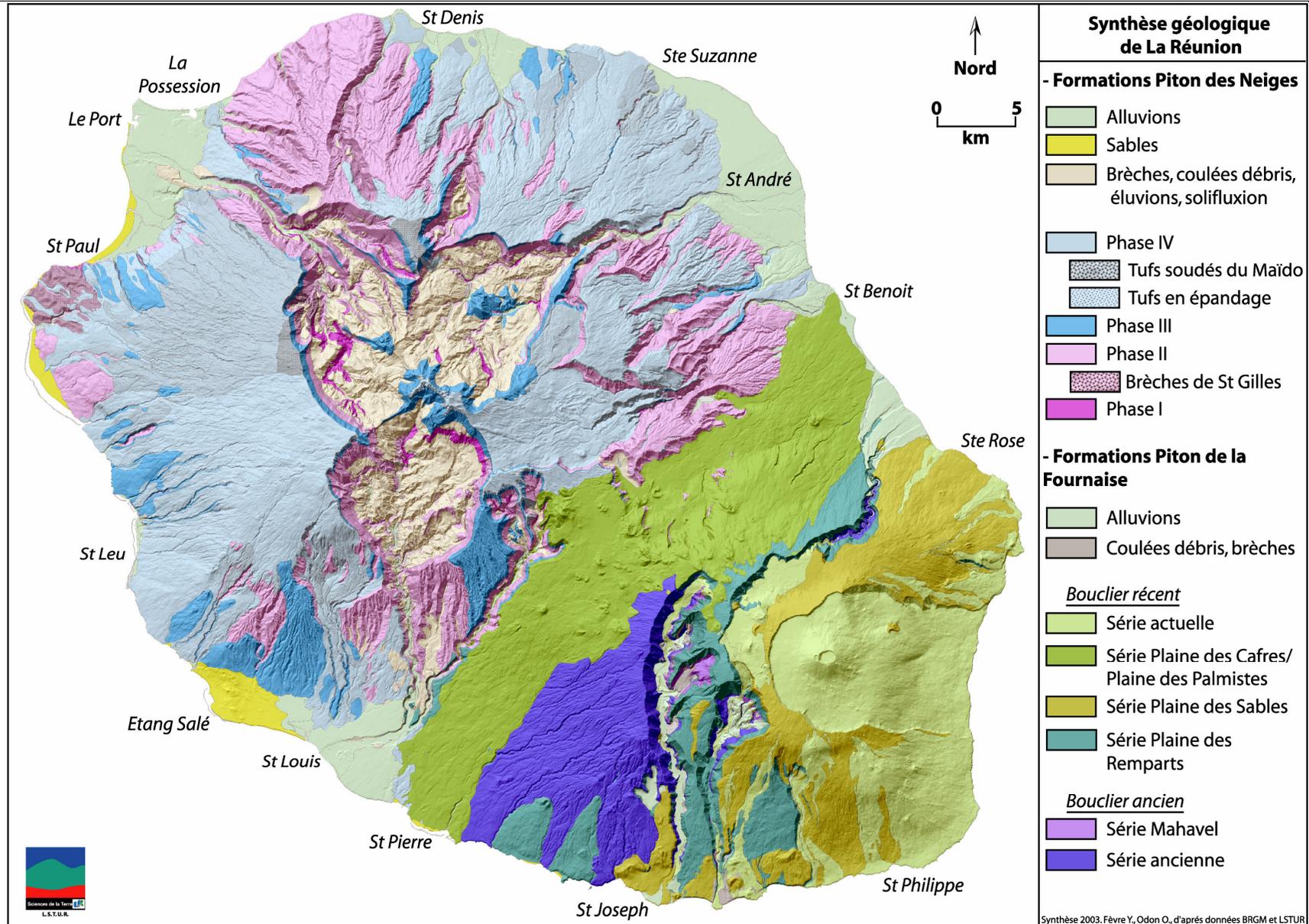


Fig. I-13 : Synthèse géologique drapée sur le M.N.T. de La Réunion d'après données LSTUR, BRGM (2003).

A ces rivières sont associés les principaux cônes alluvionnaires sur lesquels sont implantés les villes du Port, de St André et de St Louis. Le Piton des Neiges a une activité magmatique « émergée » qui va d'au moins 2100 ka jusqu'à 22 ka (Gillot and Nativel, 1982; Mc Dougall, 1971).

Tous les auteurs distinguent deux grandes périodes dans l'activité du Piton des Neiges :

-une **période basaltique** durant laquelle le volcan bouclier s'est édifié, entre 2 100 ka et 430 ka,

-et une période d'activité plus explosive avec des laves différenciées, entre 350 ka et 22 ka.

1.3.1.2) Synthèse bibliographique

Si nous nous intéressons aux différents travaux de références sur le Piton des Neiges (Billard and Vincent, 1974; Chevallier, 1979; Gillot and Nativel, 1982; Haurie, 1987; Mc Dougall, 1971; Rocher, 1988a; 1990; Upton and Wadsworth, 1965; 1972), nous pouvons établir un tableau de synthèse des différentes chronologies proposées (Tableau I-2).

Il faut savoir que depuis 15 ans peu d'études ont été réalisées sur le Piton des Neiges. Ces dernières années, compte-tenu des progrès de la géologie en milieu volcanique, de nouvelles études ont été menées sur des aspects spécifiques de ce massif (Bret, 2002; Kluska, 1997; Maillot, 1999).

La plupart des auteurs ont distingué quatre grandes périodes dans l'évolution de ce massif. Les deux plus anciennes (Phase I et II) représentent la période basaltique de l'édifice alors que les deux dernières (Phase III et IV) correspondent à la période des laves différenciées. L'émersion du Piton des Neiges est estimé à 3 Ma environ, il a d'abord fonctionné comme un volcan bouclier avant d'évoluer vers une activité plus explosive durant les derniers 350 000 ans.

Les produits volcaniques du Piton des Neiges sont regroupés par phases par la plupart des auteurs avec :

-la Phase I qui date de plus de 2 100 ka (Il n'a pas été possible d'obtenir des datations plus anciennes compte tenu de l'altération de ces formations, de leur nature et des méthodes de datations disponibles). Cette période correspond à l'unité inférieure, avec des produits principalement situés dans le fond des cirques. Les terrains correspondants ont d'abord été appelés conglomérats de cirque, (Mc Dougall, 1971; Upton and Wadsworth, 1965), puis océanites anciennes, (Upton and Wadsworth, 1972), et formations de phase I (Billard and Vincent, 1974) ou brèches primitives (Chevallier, 1979). Ces formations furent initialement interprétées comme les produits d'une activité hydro-magmatique, mais des travaux plus récents (Chevallier and Vatin-Perignon, 1982; Haurie, 1987; Maillot, 1999) ont montré (i) leur alternance avec des coulées et (ii) qu'ils avaient souvent les caractéristiques de produits détritiques.

-la Phase II, estimée entre 2 100 ka et 430 ka, elle inclue toute la fin de la période basaltique. C'est un empilement de plusieurs centaines de mètres de coulées d'océanites, de basaltes aphyriques et de basaltes à olivines. Cette période effusive correspond à la phase principale de construction aérienne du bouclier du Piton des Neiges. Elle a été nommée « série des océanites récentes » (Upton and Wadsworth, 1965), puis « séries de Phase II » (Billard and Vincent, 1974), et aussi « séries du bouclier primitif » (Chevallier, 1979).

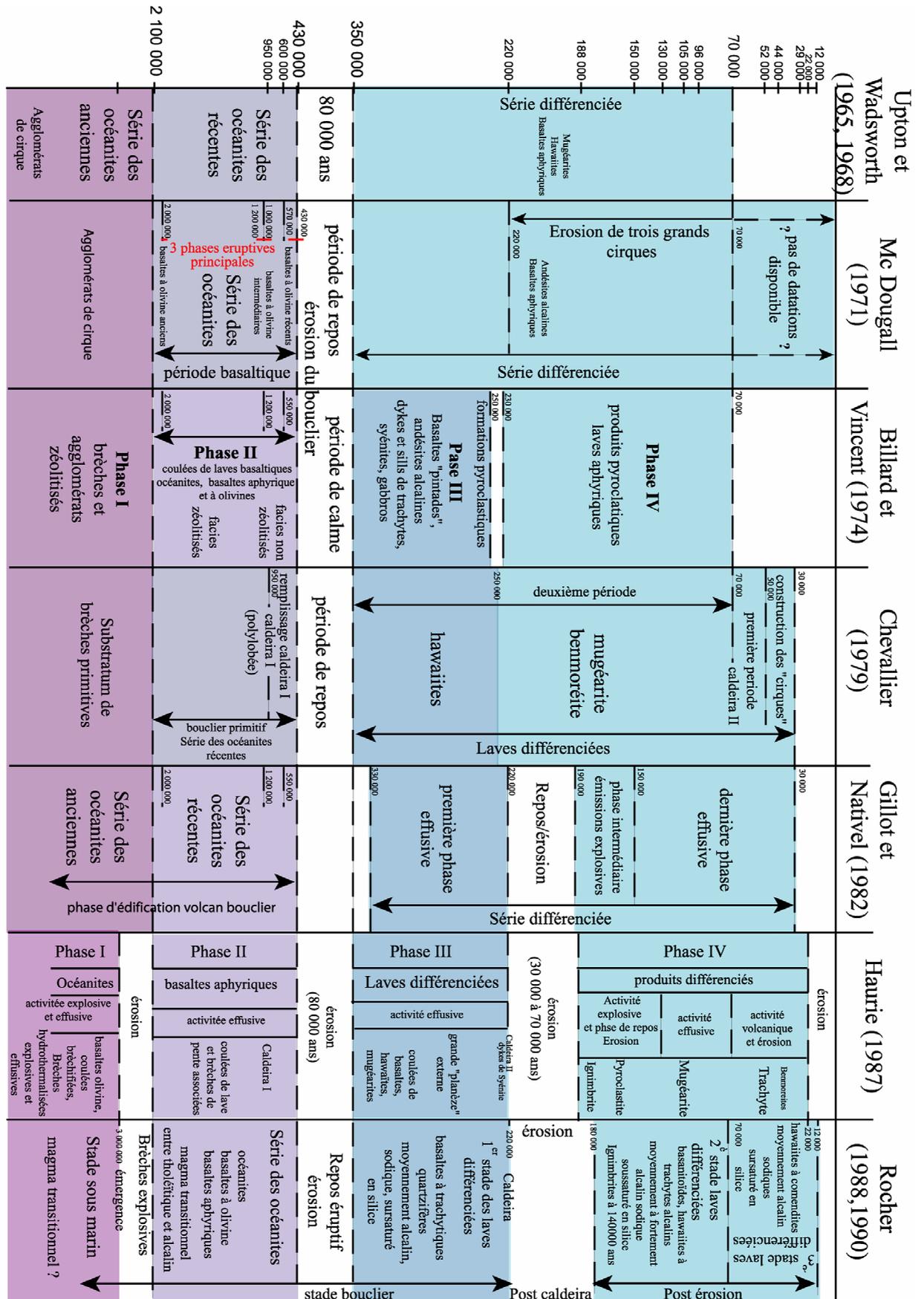


Tableau I-2 : Tableau de synthèse des différentes chronostratigraphies proposées sur le Piton des Neiges adapté de Bret et al. (2003a).

Compte-tenu de la distribution des datations 2 100 - 1 900 ka, 1 200 - 1 000 ka et 570 - 430 ka (Mc Dougall, 1971) de nombreux auteurs ont proposé l'existence de trois périodes effusives intenses séparées par de longues périodes de repos (Gillot and Nativel, 1982; Mc Dougall, 1971; Rocher, 1988a; 1990). Chevallier (1979) a interprété les lacunes de datation par la formation de caldeiras qui aurait contenu les émissions de coulées.

La limite Phase I-II est interprétée suivant les auteurs comme une limite pétrographique avec la présence de zéolite, serpentine, et de chlorite dans les formations de phase I; et/ou comme une discontinuité liée à une surface d'érosion.

-la Phase III, estimée entre 350 ka et 230 ka, a débuté après une « phase de repos » de 80 ka. Elle est marquée par le début de la différenciation magmatique avec des basaltes à plagioclases ou « basaltes pintades » et des hawaiites.

L'activité encore effusive durant cette phase produit des coulées de lave fluide qui viennent recouvrir une grande partie de l'édifice et remplir les caldeiras et les vallées existantes.

-la Phase IV, estimée entre 230 ka et 22 ka, montre la fin du processus de différenciation magmatique avec l'apparition des mugéarites et des trachytes, associés à des hawaiites aphyriques et des basaltes alcalins. L'activité durant cette période évolue, d'effusive à violemment explosive, avec la venue sporadique de coulées pyroclastiques dont les formations se retrouvent dans les cirques et les ravines associées. Les ponces et les retombées cendreuses recouvrent une partie des flancs du massif. La baisse importante de la production volcanique, dans des conditions morphoclimatiques supposées constantes (taux d'érosion globalement du même ordre de grandeur), entraîne le développement d'un réseau de drainage radial et le creusement de dépressions centrales appelées cirques.

1.3.1.3) Nouvelle nomenclature

Il paraît important ici de rappeler les travaux de Bret (2002) sur le Piton des Neiges, que nous avons complétés en rajoutant les événements importants au regard de l'érosion du Piton des Neiges (période de repos, caldeira supposée). Ainsi, sans proposer un nouveau découpage stratigraphique, nous proposons une nouvelle nomenclature (Tableau I-3). Celle-ci corrige et simplifie le vocabulaire utilisé précédemment en tenant compte : (i) des caractéristiques des différentes formations anciennes du Piton des Neiges communes aux différents auteurs, et (ii) des connaissances nouvelles du volcanisme réunionnais. Elle évite les emplois abusifs des termes « série » et « phase » (Rey, 1997), et propose l'utilisation des termes de :

-« Période Basaltique » pour les phases anciennes (Tableau I-3), qui comprennent alors :

-La **séquence basaltique inférieure**, qui correspond à un ensemble ancien souvent bréchifié, altéré, zéolitisé et hydrothermalisé.

-et, la **séquence basaltique supérieure**, qui est peu affectée par l'altération hydrothermale et que l'on peut qualifier d'intacte

-« Période des laves différenciées » pour les phases plus récentes postérieures à 430 ka, cette période comprend trois séquences correspondant aux phases effusives de Gillot (1982) et aux stades des laves différenciées de Rocher (1988a; 1990).

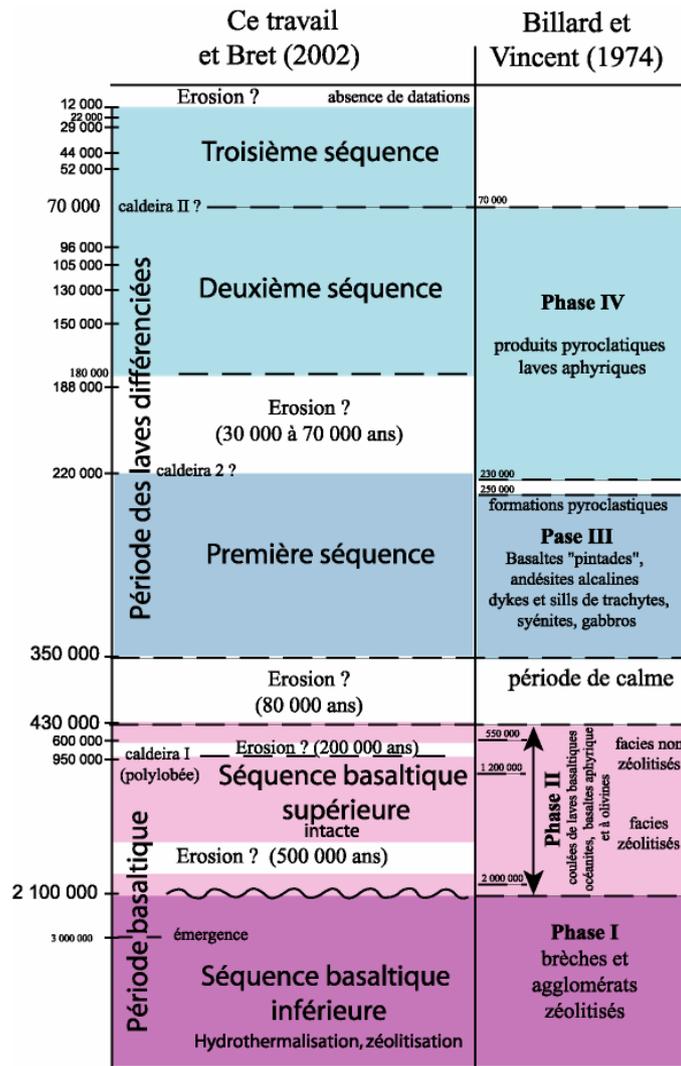


Tableau I-3 : Nouvelle nomenclature pour les formations du Piton des Neiges

Les résultats des travaux de Bret (2002) montrent deux points importants qui peuvent se résumer comme suit :

1- la zéolitisation observée sur le Piton des Neiges principalement liée au contexte hydrodynamique et hydrochimique des formations, en particulier à leur situation vis-à-vis remparts des grandes rivières. La désaturation de la nappe à cette endroit faciliterait la cristallisation des zéolites, celles-ci ne seraient plus représentatives de l'altération de toutes les formations anciennes du fait de leur âge (Bret *et al.*, 2003b).

2- les processus d'altération argileuse des flancs du Piton des Neiges sont **importants et sous-estimés** par rapport au processus de zéolitisation dans les différentes études menées jusqu'alors sur le Piton des Neiges.

Ces deux points sont des résultats fondamentaux importants qui devraient amener une nouvelle réflexion vis-à-vis des formations anciennes du Piton des Neiges.

Pour la suite de notre travail, nous continuerons à utiliser pour le Piton des Neiges la dénomination de Billard et Vincent (1974), en l'associant le plus souvent possible à la nouvelle nomenclature. En effet, il paraît difficile d'abandonner les dénominations proposées par Billard et Vincent car elles font

référence à la carte la plus utilisée pour le Piton des Neiges. Nous essayerons, néanmoins, d'utiliser les termes plus appropriés de périodes et séquences.

1.3.1.4) Périodes d'érosion dans l'histoire du Piton des Neiges

Sur le Piton des Neiges, plusieurs périodes d'érosion ont été proposées. Elles correspondent en général à des lacunes d'âge dans la chronostratigraphie du massif (datations disponibles sur le massif). Il est important de rappeler que l'érosion est un phénomène toujours présent au cours du temps, mais dont l'intensité peut varier en fonction du changement des paramètres impliqués (par exemple lors de changements climatiques). Les processus érosifs sur un volcan ne pourront se développer pleinement que lors des périodes de calme éruptif ou dans les zones isolées de la production volcanique. Durant ces périodes, les phénomènes érosifs ne seront plus compensés par la production volcanique, donnant l'impression d'avoir des périodes appelées à tort périodes érosives. Ainsi, nous pouvons distinguer plusieurs grandes périodes où l'érosion a été le phénomène dominant sur le Piton des Neiges :

-**avant 430 ka** les âges mesurés sur le Piton des Neiges se regroupent en trois périodes principales : de 2100 ka à 1910 ka, de 1220 ka à 950 ka et de 600 ka à 430 ka (Mc Dougall, 1971) (Figure I-14).

-**de 430 ka à 350 ka**, cette longue phase de repos est sans doute à l'origine de beaucoup de phénomènes érosifs comme par exemple les grandes avalanches de débris du flanc Ouest (Bachèlery *et al.*, 2003; Bret *et al.*, 2003a). En effet, cette période est très importante dans l'histoire du Piton des Neiges car elle correspond au changement d'activité de l'édifice avec le passage de l'activité essentiellement effusive alimentée par des magmas basiques à une activité plus diversifiée et l'émission de laves de composition variable. C'est durant cette période que la mise en place du glissement de flanc de Mafate-St Gilles se serait produit (Bachèlery *et al.*, 2003).

-**de 220 ka à 188 ka**, cette période correspond au creusement du paléocirque des Marsouins, peut être au début du creusement des cirques de Salazie - Belouve, Mafate, et Cilaos.

- **de 12 ka (Deniel, 1990) à aujourd'hui**, période récente durant laquelle aucune activité n'a été constatée ou mesurée avec des datations. Cette période est fondamentale vis-à-vis des reliefs actuels, car elle correspond à la période qui a vu la formation des cirques de Mafate, Salazie et Cilaos dans leur modelé actuel.

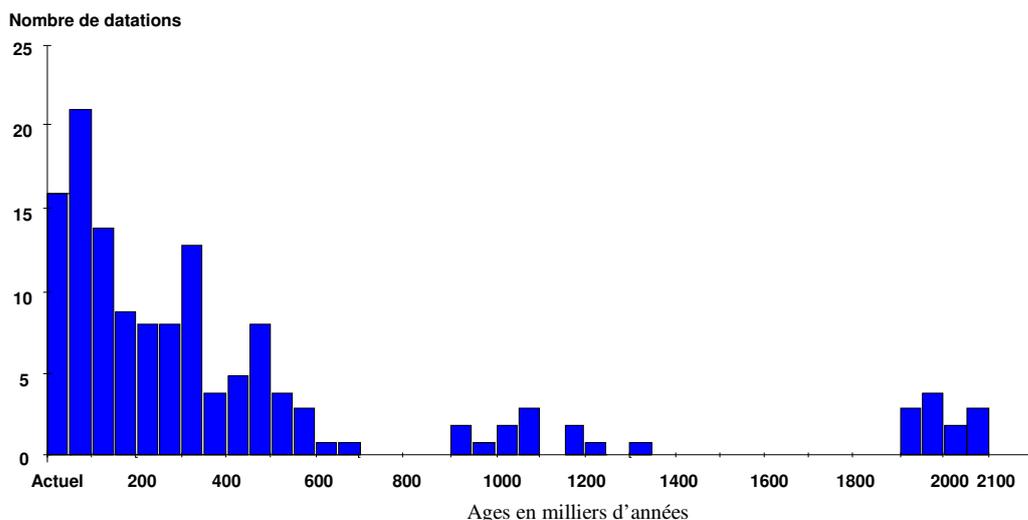


Fig. I-14 : Histogramme de répartition des datations disponibles sur le Piton des Neiges

Cela représente, si l'on considère que nous avons à faire à des cirques d'érosion, des volumes de déblaiement colossaux que nous estimons à plus de 250 km³ (Annexe I-1).

Entre ces période l'absence de datations (gap) nous amène à réfléchir à l'éventualité de périodes de repos généralisées sur le Piton des Neiges durant sa période basaltique.

Si nous considérons que ces lacunes de datations correspondent à des périodes de repos du Piton des Neiges, deux grandes périodes peuvent être envisagées, durant lesquelles l'érosion a pu s'exprimer pleinement en l'absence de production volcanique :

- entre 1 910 ka et 1 220 ka,
- et entre 950 ka et 600 ka.

Ces deux périodes d'une durée 690 ka et 350 ka sont sans commune mesure avec les périodes de repos observées pour les âges plus récents. En terme d'érosion, cela serait considérable car plus de 1300 ka soit près de 50% de l'histoire aérienne de cet édifice aurait été soumise à des périodes durant lesquelles l'érosion était le processus dominant.

Cette idée bien que concevable compte tenu de l'absence de datations, est peu réaliste et doit être discutée. En effet ces « gaps » dans les datations se situent dans la période basaltique du Piton des Neiges. Cette période par définition constitue la phase de construction des volcans bouclier. Elle est caractérisée par une continuité de la production magmatique (à l'échelle géologique) en corrélation avec la continuité de la fusion partielle mantellique et se traduit par l'observation de faibles variations dans la géochimie des formations anciennes du Piton des Neiges.

Donc en considérant que la production magmatique à l'échelle géologique est continue ou présente de faibles variations durant la période basaltique de l'édifice, nous sommes amenés pour expliquer ces « gaps » à envisager l'isolement temporaire de certaines zones géographiques par rapport aux centres éruptifs. Ceci permet à l'érosion de s'exprimer de manière importante sur certaines zones du Piton des Neiges et expliquer les lacunes de datations importantes. Ces pseudo-périodes/zones de repos sont donc vraisemblablement l'expression de bouleversements structuraux qui ont accaparé la production magmatique.

Un autre facteur peut être considéré pour expliquer ces lacunes, ce sont les variations climatiques. En effet comme nous le verrons dans le Chapitre 2, ces lacunes de datations de la période basaltique correspondent à des périodes de chute importante du niveau marin (jusqu'à -70 m) et donc d'intensification de l'érosion. L'érosion peut alors devenir dominante par rapport à la production et réduire considérablement les témoins de celle-ci. Ces périodes sont alors caractérisées par la création de surface d'érosion généralisées à l'échelle de l'île par le jeu de la compétition entre les processus d'érosion et ceux de production. Malheureusement de telles surfaces n'ont pu être identifiées sur le terrain.

1.3.2) Le Piton de La Fournaise

Son activité est intense (2^{ème} volcan le plus productif du monde après le Kilauea), avec un taux de production compris entre 0.01 à 0.04 km³.an⁻¹ (Bachèlery, 1981; Gillot et al., 1990). Les études réalisées sur le Piton de La Fournaise sont plus nombreuses que celles sur le Piton des Neiges. Parmi ces travaux, nous pouvons retenir de manière non exhaustive ceux de Lacroix (1936), Kieffer (1979), Bachèlery (1981), Chevallier et Bachèlery (1981), Bachèlery et Chevallier (1982), Lerebourg (1987), Bachèlery et Mairine (1990), Gillot et al. (1990), Bachèlery (1995), Mairine et Bachèlery (1997).

1.3.2.1) Synthèse bibliographique

Sur le flanc Est du Piton des Neiges, le Piton de la Fournaise est apparu, il y a au moins 600 ka. En terme d'évolution, ce volcan est encore dans sa phase de construction du bouclier et produit des coulées basaltiques (Bachèlery, 2004b; Bachèlery and Mairine, 1990).

Ce volcan culmine à 2632 m, et présente en son sommet deux cratères : à l'Ouest, le Bory (2 632 m) qui mesure 250 m de diamètre et à l'Est le cratère Dolomieu (2 525 m). Ce dernier cratère possède une forme ovoïde et mesure 1 100 m de long sur 800 m de large. L'histoire du Piton de la Fournaise (Figure I-15) est marquée par deux phases d'activité majeures qui se succèdent dans le temps et dans l'espace :

-le premier épisode correspond à la formation entre 560 ka et 150 ka du **bouclier ancien** avec un centre éruptif localisé à l'emplacement de la plaine des Sables.

-Le second épisode se caractérise par l'édification du **bouclier récent** (<150 ka) avec un centre éruptif localisé plus à l'Est pour construire l'actuel volcan du Piton de la Fournaise.

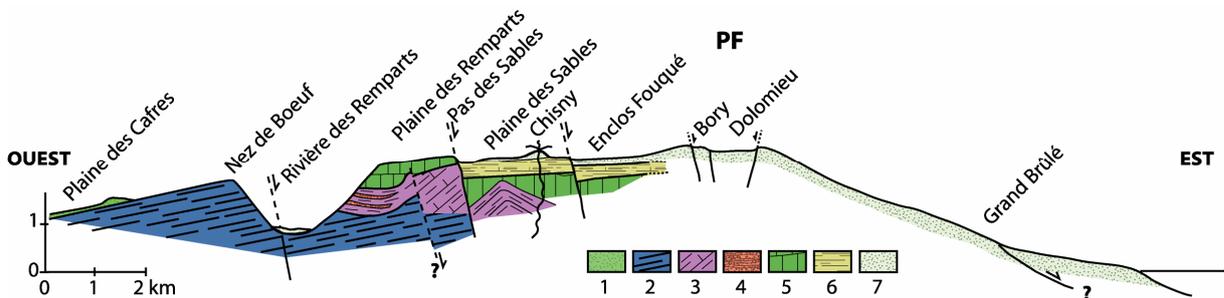


Fig. I-15 : Coupe géologique schématique Ouest-Est du Piton de La Fournaise reconstituée et modifiée d'après Bachèlery et Chevallier (1982) et Bachèlery et Mairine (1990). 1 : Série de la Plaine des Cafres; 2 : Série du Bouclier ancien ; 3 : Série du volcan de Mahavel ; 4 : Coulées de débris ; 5 : Série de la Plaine des Remparts ; 6 : Série de la Plaine des Sables ; 7 : Séries actuelles.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'histoire géologique du massif de la Fournaise est ponctuée par la formation de plusieurs caldeiras d'effondrement emboîtées, de rift zones, et par d'importants glissements de flanc vers l'Est. Ces vastes glissements de flanc, associés à des phénomènes de « *spreading* » (étalement gravitaire), expliqueraient la morphologie actuelle du volcan et l'ouverture en U de l'Enclos Fouqué (13 km x 8 km) vers la mer (Labazuy, 1996).

- Séries du bouclier ancien (de 530 ka à 150 ka)

Les formations géologiques du bouclier ancien ne sont visibles qu'au fond des rivières des Remparts et de l'Est, à la base des remparts ; les âges les plus anciens mesurés indiquent environ 530 ka (Gillot et al., 1990).

Au sein de ces formations une distinction peut localement être faite entre la « série ancienne » et la « série du volcan de Mahavel » :

- la « **série ancienne** » (de moins de 530 ka à plus de 290 ka). Elle se caractérise pétrographiquement par des basaltes à plagioclases (appelés pintades) et des mugéarites qui sont les formations les plus anciennes du Piton de la Fournaise présentes à l'affleurement surmontées par des basaltes à olivines et des océanites. Le centre émissif de ces laves se trouvait au niveau de l'actuelle

Plaine des Sables (Bachèlery and Lénat, 1993). Récemment, Bachèlery (Bachèlery, 2004a) a proposé que les basaltes pintades et les mugéarites puissent être associés, non plus aux formations du Piton de La Fournaise, mais à celles du volcan des Alizés. (cf Chap. I.1.2.3).

- **la « série du volcan de Mahavel » (de moins de 290 ka à environ 150 ka).** Elle succède à un grand épisode d'érosion ayant eu lieu entre 290 ka et 220 ka. Cette série est essentiellement identifiable dans le Bras de Mahavel sous forme de produits de remplissage qui sont des coulées de lave à forts pendages, avec une abondance de produits scoriacés. La formation de la caldeira de la rivière des Remparts il y a moins de 290 ka, laisse apparaître un rejet qui atteint au maximum 400 m. Le centre éruptif du volcan de Mahavel semble aussi localisé au niveau de l'actuelle Plaine des Sables (Figure I-8).

- Séries du bouclier récent (de 150 ka à nos jours)

La formation de ce deuxième bouclier débute il y a environ 150 ka. Elle se caractérise par un déplacement de la zone centrale du volcan vers l'Est, c'est-à-dire de la Plaine des Sables à la position actuelle (Bachèlery and Lénat, 1993). Ce déplacement est associé à la formation de la caldeira du Morne Langevin. Les séries du bouclier récent comprennent : la série de la Plaine des Remparts - Morne Langevin, la série de la Plaine des Sables et la série actuelle.

- **La série de la Plaine des Remparts - Morne Langevin (d'environ 150 ka à environ 65 ka).** Elle est formée de coulées de lave riches en olivine avec, par endroit, des microcristaux de plagioclase présentant de très faibles pendages qui traduisent des épisodes de remplissage.

- **La série de la Plaine des Sables.** Elle s'exprime par des formations volcaniques tabulaires au niveau des remparts, qui vont remplir la caldeira dite de « la Plaine des Sables ». Cette caldeira aurait fonctionné au moins deux fois entre 65 ka et 40 ka (Mairine and Bachèlery, 1997).

- **La série actuelle.** Elle est formée par les éruptions actuelles qui se produisent en majorité dans l'Enclos. L'initiation de la caldeira de l'Enclos Fouqué remonte à environ 4,7 ka (datation des dépôts phréatiques associés appelés cendres de Bellecombe) (Mohamed-Abchir, 1996; Nassor, 2001). Seules les grandes éruptions décennales (1977 – 1986 – 1998) peuvent être pour une partie hors Enclos. Elles se mettent alors en place le long des rift-zones Nord-Est et Sud-Est.

1.3.2.2) Périodes d'érosion intense dans l'histoire du Piton de la Fournaise

Comme pour le Piton des Neiges, l'érosion est un phénomène continu sur le Piton de la Fournaise qui s'exprime pleinement lors des périodes de calme éruptif. En plus des périodes de repos généralisées sur l'édifice, sur le massif du Piton de la Fournaise, l'isolement temporaire de certaines zones géographiques par rapport aux centres éruptifs, va permettre à l'érosion de s'exprimer de manière importante sur ces zones. Ces phénomènes, localisés dans l'espace, peuvent avoir lieu par exemple lors de la mise en place de structures de type caldeirique. Ainsi, les principales périodes d'érosion connues sont identifiées par l'importance des formations détritiques à certains moments de l'histoire du Piton de la Fournaise (Mairine and Bachèlery, 1997) et/ou la formation de grands glissements ou effondrements qui vont isoler des secteurs entiers de la production volcanique (Labazuy, 1996; Lénat et al., 1989; Lénat and Labazuy, 1990). Chronologiquement, sur la base des lacunes de datations et de la présence de formations détritiques (coulées de débris), nous pouvons répertorier les principales « périodes d'érosion » comme suit :

- vers **290 ka** la formation de la caldeira des Remparts isole le flanc Sud-Ouest de la Fournaise et permet le creusement de l'ancienne Rivière des Remparts vers 200 ka beaucoup plus vaste que l'actuelle. Lors de ce creusement dans le Bras Caron (le plus au Nord de la Rivière des Remparts), la dépression a atteint la série des basaltes « pintades », daté à plus de 530 ka.

Par la suite, les formations de la série du volcan de Mahavel vont venir déborder dans l'ancienne Rivière des Remparts et la combler.

- vers **150 ka** la formation de la caldeira du Morne Langevin et le déplacement du centre émissif va à nouveau isoler la zone de la Rivière des Remparts du centre éruptif et favoriser l'**érosion dans cette zone**. Cette nouvelle période d'érosion, aboutira à la « re-connexion » par recul des remparts de la zone éruptive avec la structure d'érosion vers 105 ka,. Cela se traduira par la mise en place des coulées (datées entre 105 ka et 65 ka) qui vont former la planèze de Grand Coude.

-entre **60 ka et 40 ka** les affaissements de la Caldeira des Sables, qui vont lui donner sa morphologie actuelle, isolent à nouveau le secteur ouest du massif (Rivière des Remparts). Les processus érosifs vont pouvoir s'exprimer à nouveau et vont **creuser l'actuelle Rivière des Remparts**.

-entre **40 ka et 5 ka**, il y a l'initialisation du **creusement du Cirque de Langevin** à l'Est de la Rivière des Remparts.

- vers 5 ka, en même temps que la Rivière Langevin continue de se creuser et que le creusement de la paléo rivière des Osmondes est actif (Mairine and Bachèlery, 1997), se forme la caldeira de Bellecombe. Cette période correspond à des phénomènes d'érosion en masse à des échelles spatiales et temporelles différentes avec :

1- le démantèlement du massif par plusieurs glissements successifs. Tous ces phénomènes de glissements sont associés à l'existence de matériaux glissés dont les volumes sont de l'ordre de 500 à 600 km³ en mer (Labazuy, 1996; Lénat and Labazuy, 1990).

2- de nombreux écroulements historiques dans le Bras de Mahavel dont le plus important en 1965 à générer une coulée boueuse d'un volume 15x10⁶ m³ (Garcin *et al.*, 2005).

En conclusion, sur le Piton de La Fournaise, les périodes d'érosion importantes sont globalement associées à des bouleversements tectoniques majeurs :

(i) qui isolent certaines zones géographiques des centres éruptifs, et favorisent l'érosion classique de surface (le creusement des rivières) ;

(ii) et/ou qui contribuent à démanteler l'édifice par des phénomènes en masses.

Cela ne facilite pas l'interprétation des structures de ce massif. D'un point de vue quantitatif pour le Massif de la Fournaise, nous noterons les taux d'incision de **0,16 m par an** estimé par Bachèlery et Mairine (1990), à partir du creusement de l'actuelle rivière de l'Est (800 m au niveau des Orgues en 5 ka à peu près) et le taux d'érosion estimé de **0,005 km³ par an** calculé à partir des volumes glissés en moins de 100 ka sur le flanc Est du massif (Labazuy, 1996).

1.4) IMPACT DU CONTEXTE GEOLOGIQUE SUR L'ÉROSION

Le contexte géologique est un facteur fondamental de l'érosion, car les processus d'érosion vont dépendre fortement de la structure et de la nature des formations rencontrées, en fonction de l'échelle de temps et d'espace considéré, et ce quel que soit l'intensité des autres facteurs ou le type d'érosion considérés. Pour simplifier, nous distinguerons deux grands types d'érosion :

-**l'érosion de surface**, en grande partie liée à la formation des rivières et des réseaux hydrographiques au « sens large » (de l'initiation du ruissellement à la hiérarchisation du réseau) ou

-**l'érosion de masse**, avec les phénomènes de démantèlement comme les grands glissements ou le « spreading » (étalement gravitaire de l'édifice sous sa propre masse).

Nous verrons les grandes lignes de l'influence du contexte géologique sur les processus d'érosion. Nous aborderons le rôle et les conséquences sur les processus d'érosion :

- (i) des phénomènes d'altération liés au contexte volcanique,
- (ii) du mode de mise en place des formations volcaniques,
- (iii) des structures volcaniques,
- (iv) et enfin de la nature des formations volcaniques.

1.4.1) Altération en milieu volcanique

Les processus d'altération n'ont pas fait l'objet d'une étude spécifique dans ce travail. Ce sont des processus physico-chimique primordiaux. Ils sont souvent considéré comme de l'érosion « chimique » et ne doivent cependant pas être négligés car ils préparent et favorisent le déclenchement de l'érosion mécanique (ou processus érosifs au sens strict). Nous distinguons à La Réunion deux grands types d'altération. L'un est lié à des phénomènes de surface et l'autre est lié à des phénomènes plus profonds.

1.4.1.1) Altération de surface

Ce type d'altération est lié à la nature des formations et au climat considéré. L'altération de surface résulte de la lixiviation intense des formations géologiques. Elle provoque une fragilisation des roches préexistantes et crée des zones de moindre cohésion qui facilite et accélère les processus érosifs mécaniques postérieurs. Ce type de phénomène étudié à La Réunion par Hoareau (2001) et Raunet (1991), est facilité par le climat chaud et humide très favorable au développement de ces processus. L'altération en « boules » constitue une expression très classique de l'altération des formations cristallines ; c'est bien entendu le cas pour les basaltes de La Réunion. Cela traduit la circulation de l'eau dans les plans de fracture de ces formations (Figure I-16), et au final donne naissance aux sols caractéristiques de La Réunion : les andosols. Ceux-ci représentent environ 50% des sols réunionnais (Raunet, 1991).

L'altération en « boules » ou en « pelure d'oignon », est caractérisée par l'individualisation de différentes couches altérées autour des blocs. Cette évolution est déterminée par la circulation des eaux de pluie dans les fractures de refroidissement des coulées (lessivage). Les minéraux feldspathiques et ferromagnésiens, présents en abondance dans les formations de La Réunion, sont facilement altérés en minéraux argileux par dissolution de la silice et des éléments majeurs (Ollier, 1988). Ces processus

d'altération sont d'autant plus importants que les pluies seront abondantes, la température élevée et les formations anciennes.

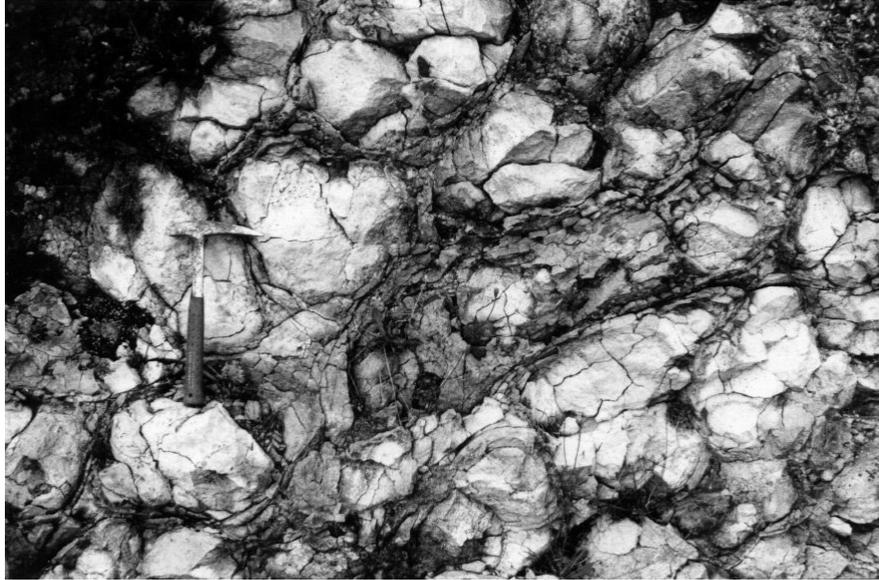
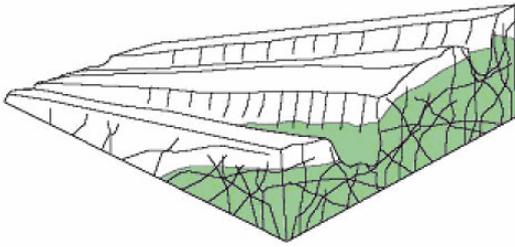


Fig I-16 : Altération en boules des basaltes du Piton de la Fournaise (photo Philippe Mairine)

1.4.1.2) Altération profonde

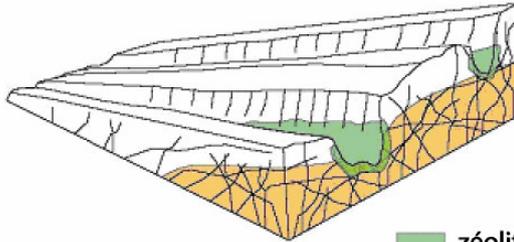
A La Réunion, ce phénomène, lié au contexte volcanique actif (présence de systèmes hydrothermaux), concerne généralement les formations géologiques anciennes profondes. Par exemple, sur le Piton de la Fournaise, les campagnes électromagnétiques ont mis en évidence dans une certaine gamme de profondeur une diminution systématique de la résistivité des terrains (Descloitres et al., 1997; Lénat et al., 2000; Robineau et al., 1997). Lénat et al. (2000) proposent une origine hydrothermale pour expliquer ce phénomène. Sur la base de modèles hydrochimiques, Hoareau (2001) montre que la précipitation de chlorite est possible sur l'ensemble du massif à partir de 700 m de profondeur et estime que cette minéralisation peut être à l'origine de ce substratum conducteur. Folio (2001) propose que le substratum conducteur géophysique forme probablement une entité hétérogène qui est associée soit aux formations bréchiques (Descloitres et al., 1997; Robineau et al., 1997), soit à des phénomènes de confinement entraînant l'apparition de minéralisations secondaires (Hoareau, 2001; Lénat et al., 2000). Plus récemment, Bret (2002) a confirmé que les formations profondes du Piton des Neiges étaient des formations altérées, celles-ci résultant de la transformation des roches préexistantes par l'apparition de minéraux secondaires, principalement des argiles et parfois des zéolites dans les zones de drainage (Figure I-17). Ces formations, riches en minéraux argileux, forment de vastes complexes imperméables. Ils sont souvent proposés comme substratum régionalisé en hydrogéologie sous l'ensemble des édifices, et ont un rôle fondamental vis-à-vis de l'hydrogéologie des massifs. Si ces formations imperméables « contrôlent » l'hydrogéologie de l'île, elles vont aussi avoir un rôle important sur les phénomènes érosifs. Par exemple, elles facilitent, de manière générale, les glissements en destabilisant les édifices volcaniques voir même parfois en servant de « couche savon » à de grands glissements (cf. Chapitre 6.2.3.1).

1-Ancien modèle



L'altération ou l'hydrothermalisation des flancs du Piton des Neiges correspond à une zéolitisation importante des formations.

2-Modèle Bret 2002



Les flancs altérés ou hydrothermalisés du Piton des Neiges sont intensément argilisés. Cette argilisation est associée aux abords des zones de drainage à une importante zéolitisation.

■ zéolitisation
■ argilisation

Fig. I-17 : Extension des zones altérées sur le Piton des Neiges (Bret, 2002)

1.4.2) Erosion et mode de mise en place des formations

En milieu volcanique, la mise en place des formations est un facteur important dans la compréhension des processus d'érosion. En effet, la mise en place des formations laviques engendre des discontinuités dans l'espace et dans le temps entre chaque formation. Cela va avoir un impact sur la topographie des édifices mais surtout, par voie de conséquence, sur les processus d'érosion qui la concernent. D'autre part, certains auteurs (Takahashi and Tsujimoto, 2000) ont montré l'existence de phénomènes d'érosion provoqués par la mise en place de coulées pyroclastiques voire laviques, cependant nous n'en parlerons pas ici car ce type de phénomène sort du cadre de notre étude.

1.4.2.1) Discontinuités spatiales

La mise en place des coulées sur les volcans n'est pas un processus homogène. Cette mise en place va générer des perturbations géométriques majeures dans la topographie préexistante et dans le réseau de drainage, dont l'ampleur dépendra de l'importance de l'épisode éruptif. Ceci aura une incidence directe sur les processus d'érosion de surface sur ces zones (Figure I-18). Parmi les modifications spécifiques des reliefs et des phénomènes d'érosion associés, l'inversion de relief est très courante en milieu volcanique. Cela arrive lorsque des coulées se mettent en place en suivant la topographie existante d'anciennes vallées et comblent celles-ci, comme ce fut le cas à plusieurs reprises pour la Rivière des Rempart sur le Piton de la Fournaise. Une fois la vallée comblée, quand l'érosion reprend le dessus, elle s'attaque aux zones de faiblesse en creusant sur les bords de la nouvelle coulée (Figure I-18, 1), ce qui crée deux nouvelles rivières de chaque côté de l'ancienne vallée. Les régions ainsi concernées par des coulées fréquentes (zone non coupée des zones de production volcanique) sont en perpétuel remaniement (Courteaud, 1996). Le réseau hydrographique devient alors complexe, avec des ravines qui possèdent de nombreux bras anastomosés peu encaissés qui peuvent être détournés vers

d'autres cours d'eau lors de très fortes crues. A contrario, des ravines très encaissées à leur exutoire ont parfois des bassins versants réduits.

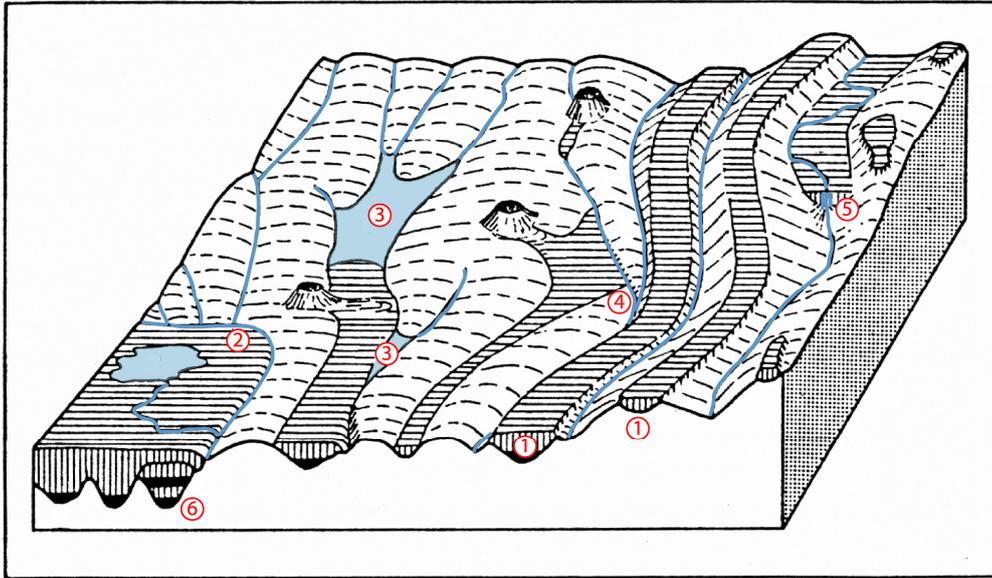


Fig. I-18 : Influence de la mise en place de coulées de lave sur le réseau de drainage, modifié d'après Ollier (1988). 1 : inversion de relief ; 2 : rivière détournée par une coulée de lave ; 3 : lacs de barrage de coulée ; 4 : détournement d'une rivière dans une autre vallée ; 5 : cascade ; 6 : paléorivières.

Elles correspondent à des cours d'eau autrefois importants qui ont été déviés et dont la partie aval a été séparés d'une partie du bassin versant amont par des coulées (Figure I-18, 4). Tous ces phénomènes vont contrôler l'érosion de surface en modifiant la topographie de manière plus ou moins complexe.

1.4.2.2) Discontinuités temporelles

Comme nous l'avons déjà vu, dans les paragraphes 1.3.1.4 et 1.3.2.2 sur les périodes d'érosion dans l'histoire du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, l'érosion est un processus continu dans le temps qui se trouve en compétition avec la production de matière lors d'événements volcaniques. C'est pourquoi les **phases dites d'érosion** dans la vie des volcans correspondent en fait à des **périodes de repos ou d'activité restreinte** soit pour l'ensemble de l'édifice, soit pour certaines zones seulement, durant lesquels les processus d'érosion peuvent prendre de l'importance et ne plus être « masqués » par la production volcanique. Cette apparente variabilité temporelle des processus d'érosion est aussi par nature spatiale. Comme par exemple sur le Piton de la Fournaise et sur le Piton des Neiges durant sa période basaltique où certaines zones isolées ont vraisemblablement subi une érosion intense.

1.4.3) Erosion et structures volcaniques

Nous avons passé en revue les principales structures de La Réunion (cf. § 1.2), nous allons maintenant voir dans quelles mesures ces structures sont importantes pour le développement des processus érosifs (fluviaux ou de démantèlement).

1.4.3.1) Erosion de surface et structures

- Massif et réseaux de drainage

Sur les volcans, les phénomènes d'érosion de surface vont être contrôlés majoritairement par la forme des édifices. Ainsi pour un édifice simple (Figure I-19), l'érosion sera radiale et différents stades d'érosion sont définis (Ollier, 1988) :

(a) **le stade de volcan intact** : le volcan possède encore sa forme originelle et voit le développement d'un réseau de drainage radial,

(b) **le stade de planèzes** : les têtes de rivière se rejoignent au centre de l'édifice pour former : (i) une caldeira d'érosion centrale (Karatson et al., 1999) et (ii) des pans triangulaires encore intacts du cône appelés les planèzes,

(c) **le stade de volcan résiduel** : les planèzes ont complètement été érodées. Il ne reste plus qu'un réseau de drainage radial avec de larges rivières bien développées.

(d) **le stade de squelette volcanique** : l'édifice dans sa forme originelle a complètement disparu, seulement quelques reliques rappellent encore l'ancien édifice.

Si nous essayons d'appliquer ce modèle à La Réunion et à l'île Maurice, le Piton de la Fournaise se trouverait au stade de volcan initial, le Piton des Neiges lui présenterait une morphologie assimilable au stade de planèzes, tandis que l'île Maurice correspondrait au stade de squelette volcanique.

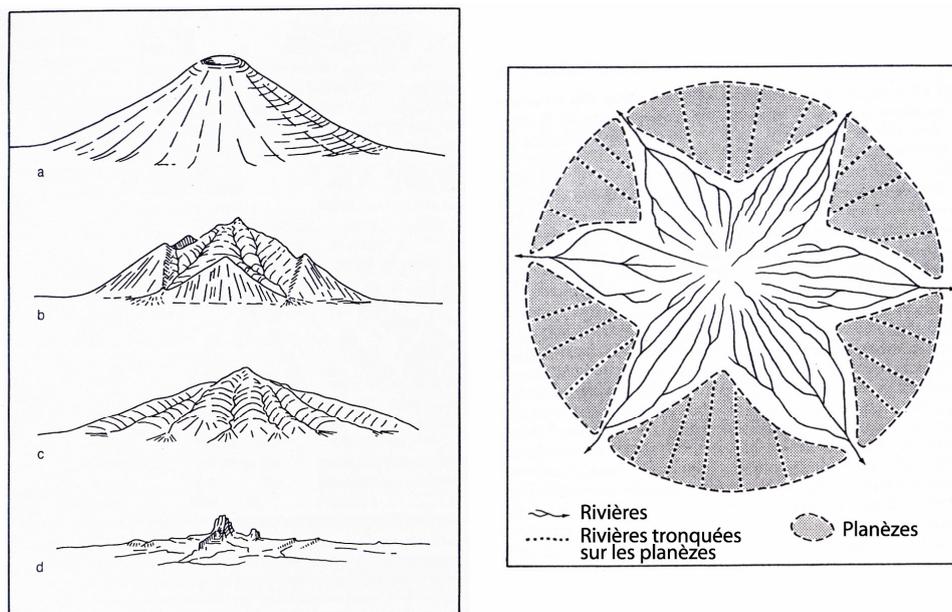


Fig. I-19 : Stade d'érosion d'un volcan et formation de planèzes (Ollier, 1988)

(a) volcan intact, (b) stade de planèzes, (c) volcan résiduel, (d) squelette volcanique.

Nous voyons bien que ce modèle reste conceptuel et ne peut s'appliquer que dans le cas particulier d'édifice simple. Dans la plupart des cas, comme à La Réunion, les édifices pourront présenter simultanément différents stades d'érosion suivant l'histoire et le contexte climatique des zones considérées. En effet, les phénomènes d'érosion fluviatile se compliquent rapidement en présence d'édifices plus complexes, avec l'apparition de phénomènes de captures de rivières liés à la morphologie des différents édifices juxtaposés (Figure I-20).

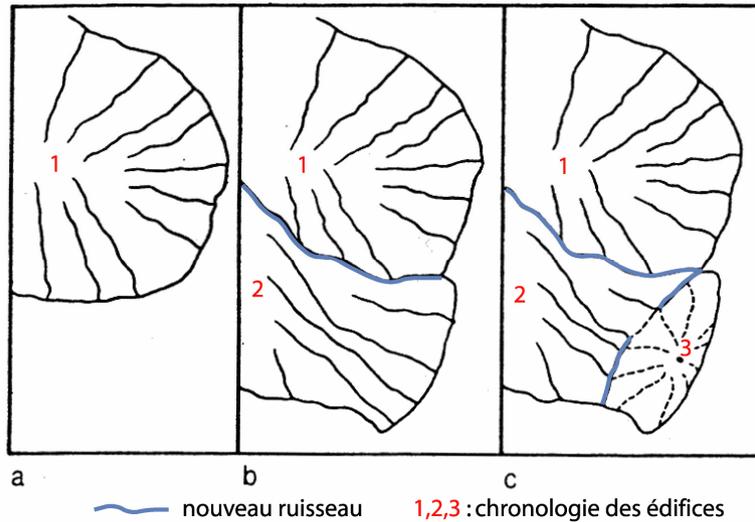


Fig. I-20 : Influence de la mise en place de nouveaux édifices sur le réseau hydrographique (Ollier, 1988). Exemple du SE de l'île de Cough, avec un drainage radiale au départ (a) et la mise en place de nouveaux ruisseaux entre les nouveaux édifices et le volcan initial (b et c).

Le Bras de la Plaine à La Réunion montre un cas typique de ce phénomène avec la jonction entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Ce phénomène est sans doute impliqué à des échelles réduites ou de façon moins évidente pour d'autres rivières de La Réunion (cf. Chapitre 9).

- Structures et réseaux de drainage

Le contexte géologique joue un rôle important sur l'érosion de surface à travers l'orientation globale du réseau hydrographique. Hormis la composante radiale principale, l'orientation du réseau de drainage est liée principalement aux structures présentes dans le massif qui vont perturber celui-ci (Figure I-21). A La Réunion, les exemples de contrôle tectonique du réseau hydrographique sont nombreux comme par exemple pour la Rivière St Denis, la Rivière des Remparts et la Rivière des Galets (Chevallier, 1979; Haurie, 1987).

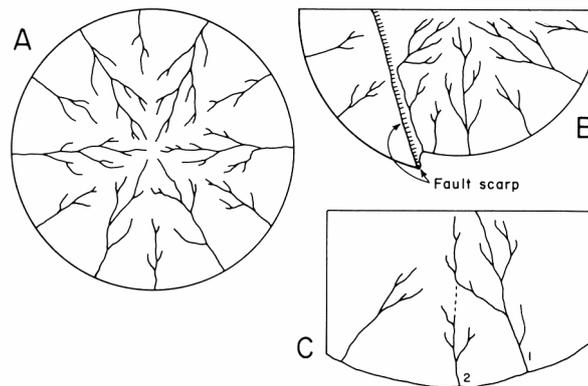


Fig. I-21 : Schéma montrant (A) l'arrangement radial dendritique conséquent des rivières sur un cône volcanique (B) la déviation du réseau due à une faille et (C) la capture d'une partie de rivière, dans laquelle la rivière 1 capture la partie amont qui appartenait à la rivière 2 (Mac Donald and Abbott, 1979).

Ainsi les structures géologiques orientées, comme les failles, les rifts zones et les caldeiras que nous avons décrites dans les paragraphes précédents, jouent un rôle majeur sur l'orientation du réseau hydrographique ; elles influencent les processus d'érosion, en modifiant le modelé des réseaux hydrographiques.

1.4.3.2) Démantèlement et structures

Les structures géologiques représentent aussi un paramètre important dans les processus de démantèlement tel que les grands glissements de flancs. Elles font partie des facteurs favorisant le déclenchement de ce type d'événements. Les grands glissements sont des phénomènes qui nécessitent un contexte géologique favorable pour avoir lieu. Parmi les facteurs nécessaires ou favorisant ces événements (Figure I-22), nous retiendrons :

- la présence d'une couche à la base qui facilite le glissement. Cette couche est, en général, altérée et va limiter les frottements à la base des glissements (Iverson, 1995; Lopez and Williams, 1993; Van Wyk de Vries and Borgia, 1996) ;
- la mise en place d'intrusions qui peut fragiliser l'ensemble de l'édifice en augmentant la pression des fluides dans l'édifice (Day, 1996; Elsworth and Voight, 1996; Tibaldi, 1996) ;
- les rifts zones qui vont compartimenter l'édifice et favoriser des glissements par secteur (Gee et al., 2001; McGuire, 1996) ;
- les séismes et les épisodes explosifs dans l'activité du volcan qui peuvent jouer un rôle de déclencheur des grands glissements (Siebert, 1996).

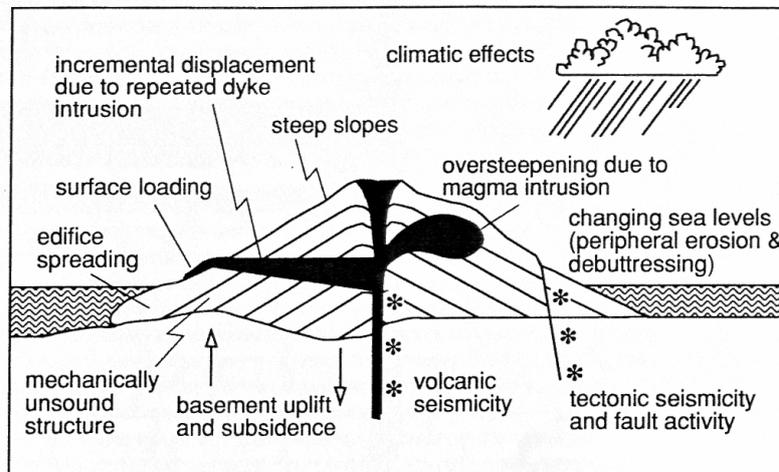


Fig. I-22 : Facteurs favorisant les instabilités structurales des volcans actifs (McGuire, 1996)

La plupart de ces facteurs géologiques, présents sur les édifices réunionnais, permettent de mieux comprendre les grands épisodes de glissements dont les produits sont principalement observés en mer (Oehler et al., 2004).

1.4.4) Erosion et nature des formations

Après les structures, la nature des formations géologiques est importante pour les processus d'érosion. En effet, les matériaux qui forment les édifices réunionnais sont très hétérogènes (Bret, 2002) et ne vont pas avoir le même comportement face à l'érosion. Les principales caractéristiques qui

nous permettent de classer ces différentes formations par rapport à leur sensibilité à l'érosion sont la dureté et la cohésion.

1.4.4.1) Sensibilité à l'érosion des formations réunionnaises

Nous avons essayé d'approcher cette sensibilité à l'érosion en mesurant sur le terrain la dureté de surface des principales formations des édifices réunionnais (Tableau I-4).

Formations	Brèches d'avalanche de débris	Basalte à Olivine.	Mugéarites	Pyroclastites	Altérites	Basalte altéré en boule	Coulée de débris	Basalte à zéolites et olivine
Indice Dureté	18	33.5	61.5	13	<10	11	20	24
Dureté en N/mm ²	2.1	34.9	78.7	-	-	-	5.6	12.7
Dureté en Kg/cm ²	21.6	355.6	802.5	-	-	-	57.5	129.3

Tableau I-4 : Dureté de surface des principales formations géologiques de La Réunion, mesurées au scléromètre. - : valeurs hors de la courbe d'étalonnage.

L'indice de dureté est mesuré au scléromètre sur quelques affleurements représentatifs des formations du Piton des Neiges (Protocole et détails Annexe I-1). Ce paramètre permet de quantifier en partie la réponse à l'érosion de ces différentes formations et de confirmer le schéma simple et intuitif de sensibilité à l'érosion des formations en fonction de leur nature (Figure I-23)

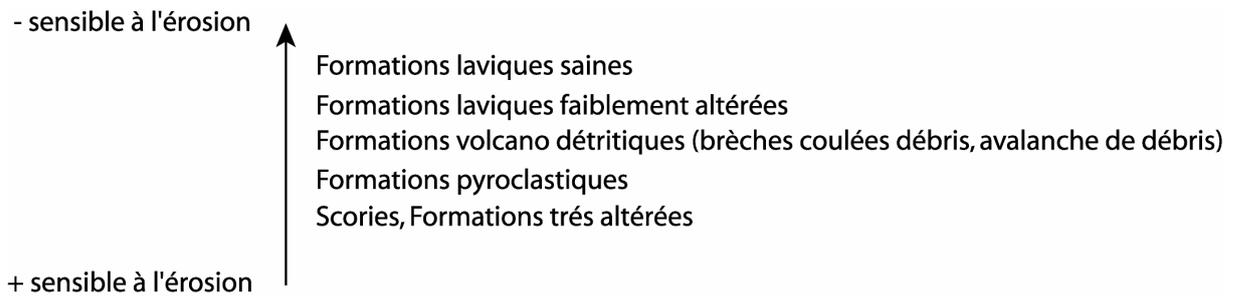


Fig. I-23 : Représentation schématique de sensibilité à l'érosion des principales formations géologiques de La Réunion

Ce type de classification est très schématique, car elle dépend de beaucoup de facteurs internes à ces formations (structures, textures, conditions d'affleurement). Les formations géologiques doivent quasiment être étudiées au cas par cas, car de nombreux paramètres influent sur la résistance de celles-ci. Ainsi par exemple, pour les formations volcano-détritiques, la résistance des formations est fonction de l'induration des matériaux, certaines seront dures alors que d'autres seront encore meubles. De même, pour les formations altérées, leur dureté va dépendre du degré d'altération de la formation. Par la suite, nous parlerons de dureté relative des formations sans forcément les identifier. En effet, il est important de prendre en compte la différence de comportement des formations géologiques les unes par rapport aux autres pour pouvoir bien comprendre les processus érosifs.

1.4.4.2) Rôle de l'alternance des formations

La différence de comportement mécanique et hydraulique des matériaux composant les édifices volcaniques est à l'origine de processus d'érosion particuliers. Ceux-ci s'expriment clairement dans les modelés des rivières et des ravines de La Réunion. Deux familles de comportement des formations

peuvent être pris en compte : le comportement mécanique (dure/tendre) et le comportement hydraulique (perméable/imperméable). Nous allons voir la réponse en terme d'érosion de l'alternance de formations avec des comportements mécaniques différents.

- Sur les profils en long des rivières

L'évolution des profils en long des rivières va être fortement contrôlée par la nature des formations géologiques composant le lit de la rivière. Les processus érosifs seront très marqués sur des unités qui sont constituées d'une alternance de niveaux massifs durs et de niveaux scoriacés plus tendres. Cette alternance des formations géologiques meubles et des formations géologiques plus dures, favorise une érosion régressive des profils de rivières. Cela explique le modelé de la majorité des ravines en marche d'escalier (Raunet, 1991), induisant un creusement au pied des chutes et un recul des têtes de ravines. (Figure I-24). Les profils en long vont tendre vers un profil d'équilibre qui ne sera atteint que pour de faibles pentes lorsque l'édifice sera complètement érodé.

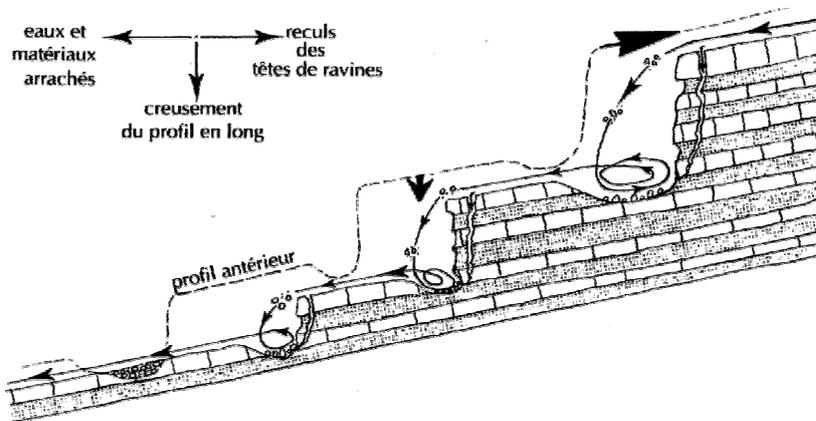


Fig I-24 : Profil schématisé d'une ravine type, et principe d'érosion régressive sur des alternances coulées/scories (Raunet, 1991)

Les pendages constituent aussi un paramètre important dans l'évolution de ces profils. Sur les volcans boucliers, ils sont généralement centrifuges (pendage aval) par rapport à l'édifice. Associé à l'alternance classique coulées/scories (dure/tendre), cela va avoir comme conséquence une accélération importante des processus d'érosion dans le sens des pendages.

- Sur les sections transversales des rivières

L'importance de l'alternance de formations meubles et de formations dures intervient aussi à l'échelle du massif sur les sections transversales des ravines et des rivières. L'agencement des formations en fonction de leur dureté va être le facteur principal de contrôle des reliefs et du coup des processus d'érosion associés (Figure I-25).

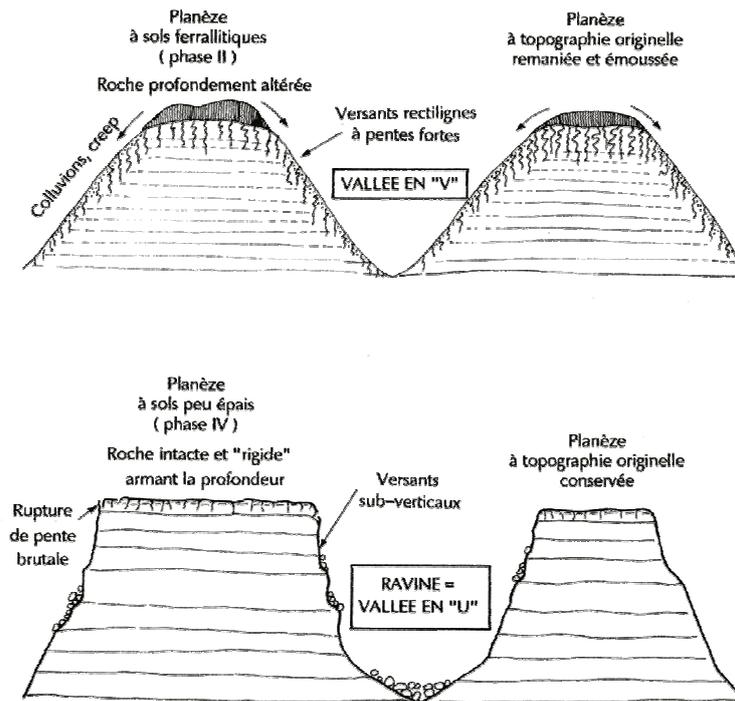


Fig I-25: Rôle de la dureté des matériaux dans les reliefs, implication sur la forme des vallées et rivières de La Réunion (Raunet, 1991)

La cohésion et la dureté des formations superficielles contrôlent la forme des rivières et des ravines. Elles influent particulièrement sur la pente des remparts et donc sur la forme des vallées. Ainsi, les formations intactes résistantes à l'érosion, arment, en général, les formations sous jacentes plus tendres.

1.5) CONCLUSIONS SUR LA GEOLOGIE

Nous avons dans ce chapitre proposé une synthèse des données géologiques disponibles susceptibles d'influencer l'érosion à La Réunion (Figure I-13). Il en ressort :

- la réalisation d'une carte géologique synthétique actualisée de La Réunion,
- la réalisation de cartes synthétiques présentant les principales structures du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise,
- la synthèse des chronostratigraphies disponibles sur le Piton des Neiges et la mise en place d'une nouvelle nomenclature en adéquation avec les termes stratigraphiques corrects à utiliser (cf Tableau I-2 et I-3),
- la mise en évidence sur le Piton des Neiges de longues périodes ayant permis à l'érosion de s'exprimer en particulier durant sa période basaltique. Celles-ci sont liées à un contexte structural qui isole une partie importante du massif de la production, et/ou à un contexte climatique augmentant l'érosion par rapport à la production durant ces périodes,
- l'existence de périodes d'érosion sur le Piton de La Fournaise clairement liées à un contexte structural particulier (zones isolées de la production à cause des caldeiras successives) qu'à de véritables périodes de repos,

Tout cela permet de mettre en avant les différences qui existent entre les deux édifices. Pour le Piton des Neiges, les structures sont peu visibles dans sa morphologie. La présence des cirques et de

planèzes entaillées par des ravines bien marquées sont les témoins d'un démantèlement et de processus érosifs importants. Le Piton de la Fournaise, lui en revanche, laisse apparaître plus facilement ces principales structures (rifts zone et caldeiras), ce qui permet de voir les interactions qui existent entre ces structures et les processus d'érosion de surface (creusement des rivières de l'Est, des Remparts et de Langevin). Ces informations géologiques sont primordiales, car elles représentent le premier facteur de contrôle de l'érosion à La Réunion.

CHAPITRE 2 - LE CLIMAT

Le climat, est le deuxième paramètre essentiel qui contrôle l'érosion après la géologie. Dans la partie qui suit, nous allons d'abord décrire le climat qui affecte l'île de La Réunion actuellement, puis nous présenterons les principales informations disponibles sur la paléoclimatologie de l'île. Nous verrons enfin, pour chacun d'eux (climat actuel et paléoclimat) quel est l'impact qu'ils ont sur les processus d'érosions.

2.1) LE CLIMAT ACTUEL DE LA REUNION

Soumise à un climat contrasté dû à sa situation océanique, à sa position australe assez basse et bien entendu à sa morphologie, l'île possède un climat tropical humide de régime océanique avec une forte pluviométrie annuelle moyenne. Elle est marquée par deux saisons distinctes, **l'hiver austral et l'été austral**.

Les deux principales caractéristiques de ce climat sont d'une part la présence d'un régime d'alizés régulier de Sud Est, et, d'autre part, l'existence d'un régime de perturbations tropicales (les cyclones) plus irrégulier et difficilement prévisible.

2.1.1) Situation générale

La Réunion est située au nord du tropique du Capricorne dans l'hémisphère Sud ; le climat de type intertropical est caractérisé par la présence de masses d'air océanique humide (humidité annuelle moyenne variant entre 70 et 80%). Elle est soumise à un régime d'alizés d'Est Sud Est qui influence la pluviométrie et l'ensoleillement.

Pour Raunet (1991), c'est essentiellement l'évolution et l'interaction des basses pressions équatoriales et de l'anticyclone de l'océan Indien qui conditionnent le régime pluviométrique de l'île. **Le régime d'alizés**, qui souffle des hautes vers les basses pressions, est dévié par les forces de Coriolis et arrive sur La Réunion en **suivant une direction dominante ESE/WNW**. (Figure I-26). L'alizé, chargé d'humidité, subit en arrivant sur l'île, une ascendance forcée contre les reliefs Est de l'île, avec détente et condensation, générant des pluies sur la façade au vent. Cet air, lorsqu'il redescend de l'autre côté, à l'ouest, façade sous le vent, se comprime et se désature (effet de foehn), assurant un temps plus sec et ensoleillé. En réalité, ce schéma simple est modulé suivant la saison et souvent contrarié par des fronts et des perturbations. En effet l'activité et la position des centres barométriques évoluent pendant l'année. Ainsi nous distinguons deux grandes saisons :

- ***l'hiver austral (mi avril à mi novembre)*** avec l'anticyclone de l'océan indien qui est proche de La Réunion et génère un fort régime d'alizés entre 30 et 60 km.h⁻¹. Nous parlons d'hiver car à cette saison l'air polaire est plus près de La Réunion, les températures sont donc plus fraîches.

- *l'été austral (mi novembre à mi avril)* avec l'anticyclone de l'Océan Indien qui s'affaiblit et est rejeté vers le sud, ce qui permet la descente de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) en dessous de l'équateur. Les alizés sont alors moins forts et plus irréguliers.

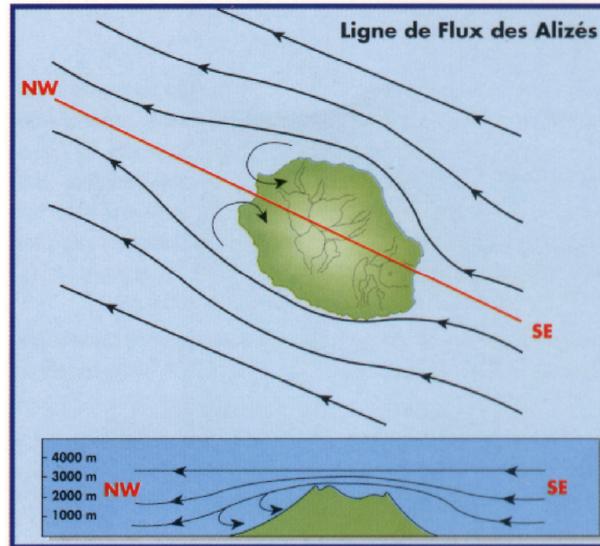


Fig. I-26 : Régime des vents sur la Réunion (Soler, 1997)

D'un point de vue global, l'Océan Indien présente autour de la Réunion une amplitude thermique peu marquée : les moyennes des températures maximales de l'eau de mer varient entre 24°C en septembre et 29°C en mars ; les températures minimales moyennes se situent entre 20.5°C et 25.5°C aux mêmes dates. L'île est intéressée par la dérive méridionale du courant sud-équatorial chaud en provenance du nord de l'Australie (Troader, 1991).

2.1.2) La température

L'environnement océanique est l'élément dominant du climat réunionnais. Il permet d'avoir des températures moyennes assez « tempérées » et des amplitudes thermiques faibles (rarement supérieure à 10°C). L'île a cependant une position relativement basse en latitude qui explique la présence de deux réelles saisons (avec des écarts de température de l'ordre de 5 à 6°C).

Les températures à altitude égale sont homogènes sur l'ensemble de l'île du fait de sa petite taille ; néanmoins, la région « au vent » est plus fraîche d'un à deux degrés par rapport à la région « sous le vent ». Localement, quelques anomalies thermiques liées à des effets d'ascendance sont présentes, notamment dans les cirques, avec des effets de cuvette ou de foehn (Figure I-27). L'altitude est à l'origine d'un gradient thermique de 0.6°C pour 100 mètres de dénivellation (Bargeas et al., 1984). En altitude, les températures se rafraîchissent rapidement et le seuil de 0°C est franchi à partir de 1500 mètres pour les minimas absolus au sol. Au dessus de 2000 mètres, les moyennes annuelles sont inférieures à 12°C. Si des phénomènes de givre sont courants en altitude, les chutes de neige observées comme celles d'août 2003 sont exceptionnelles.

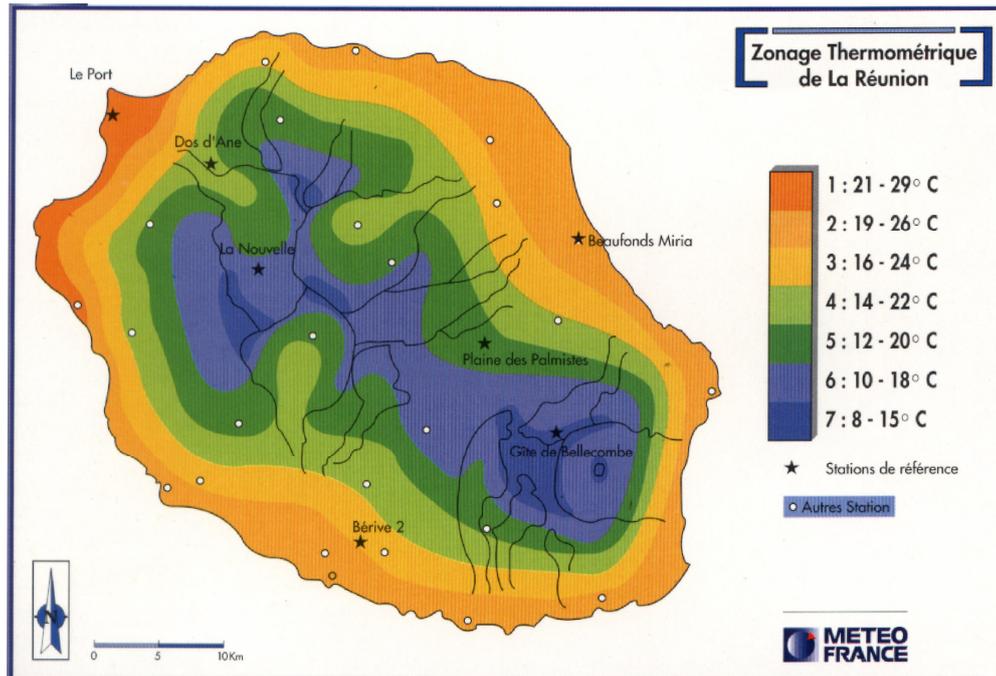


Fig. I-27 : Répartition des températures à la Réunion (Soler, 1997).

En résumé, nous avons à La Réunion une différence entre deux régions une au vent et une sous le vent. Dans ces deux régions apparaît une zonation des températures en fonction de l'altitude qui va accentuer les différences thermiques. Nous distinguerons donc les zones littorales des zones d'altitudes. En terme d'érosion, la température ne va pas jouer un rôle important à La Réunion. Elle peut cependant dans certains cas particuliers favoriser certains processus lors de changements brusques de température qui engendrent une dilatation des matériaux avec parfois fracture de ceux ci (thermoclastie, et des phénomènes de gélifraction en altitude) (Coque, 2002). Des exemples de ces phénomènes sont répertoriés en haute altitude (Chevalier et al., 2001; Raunet, 1991).

2.1.3) Les précipitations

Les précipitations à La Réunion représentent le phénomène météorologique le plus remarquable. Elles sont agressives du fait de la fréquence de leurs fortes intensités. Les intensités maximales couramment enregistrées sur un pas de temps de 30 minutes, sont de l'ordre de 20 à 30 mm.h⁻¹, pour atteindre lors des épisodes cycloniques 50 mm.h⁻¹, voire 100 mm.h⁻¹ avec des probabilités de retour décennales (Raunet, 1991). L'autre caractéristique notable des précipitations à La Réunion est leur grande variabilité spatio-temporelle.

Durant l'été austral, les basses pressions équatoriales repoussent l'anticyclone de l'Océan Indien vers le sud, permettant l'approche de la zone de formation des tempêtes et cyclones tropicaux (ZCIT). Ces phénomènes cycloniques engendrent des précipitations très importantes pouvant atteindre plusieurs mètres en quelques jours.

Durant l'hiver austral, période des alizés, la présence d'importants reliefs stoppe les nuages chargés préférentiellement sur la côte Est et engendre de fortes précipitations orographiques sur ces zones (Est et Sud Est). Des perturbations du Sud d'origine polaire s'intercalent parfois entre deux anticyclones, et balayent l'île d'Ouest en Est, apportant des précipitations violentes et brèves

principalement dans le Sud. Parfois, des axes d'instabilité ou des zones de convergence peuvent apparaître de façon peu fréquentes lors de la rencontre de deux régimes : cycloniques ou anticycloniques.

Nous retiendrons, au niveau spatial, qu'il y a 2 principales régions climatiques à la Réunion qui sont :

- la côte "**au vent**", située au Sud Est de l'île face aux alizés, elle reçoit 70% des précipitations (3 à 12 m.an-1)
- la côte "**sous le vent**" située au Nord Ouest, elle reçoit moins de 2 m d'eau par an, de façon très irrégulière.

Ce contraste est très visible à l'échelle des précipitations moyennes annuelles (Figure I-28).

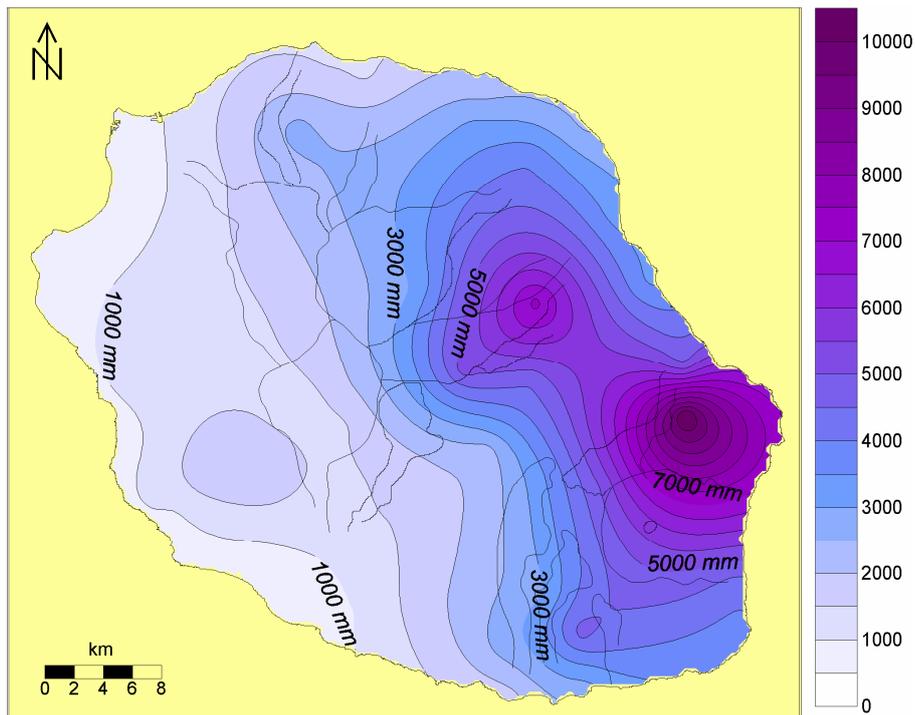


Fig. I-28 : Moyennes annuelles des précipitations en mm entre 1971 et 2000, à La Réunion (d'après données Météo France 2001)

Dans la climatologie actuelle, la pluviométrie apparaît comme le paramètre le plus important pour l'étude des phénomènes érosifs. Nous retiendrons l'importante hétérogénéité quantitative, spatiale et temporelle de la répartition des pluies à La Réunion.

2.1.4) Des épisodes climatiques exceptionnels : les cyclones

Les cyclones sont des épisodes climatiques exceptionnels. Ils se forment dans la ZCIT durant l'été austral et se déplacent d'Est en Ouest en suivant des trajectoires diverses (Figure I-29). Ce sont des zones de basses pressions, peu étendues dans lesquelles les masses d'air s'engouffrent en tourbillonnant dans le sens des aiguilles d'une montre. Ces dépressions engendrent des vents violents qui peuvent atteindre plus de 250 km.h⁻¹ et des pluies diluviennes qui peuvent dépasser 1 m en 24 h.

Les phénomènes cycloniques quand ils se rapprochent de La Réunion, vont :

- **perturber le régime d'alizés**, jusqu'à l'oblitérer complètement et obtenir des vents destructeurs,

- **augmenter de façon anormale l'intensité des événement pluvieux** jusqu'à une généralisation sur l'ensemble de l'île avec toujours de plus fortes intensités pour la côte au vent et toujours un effet orographique.

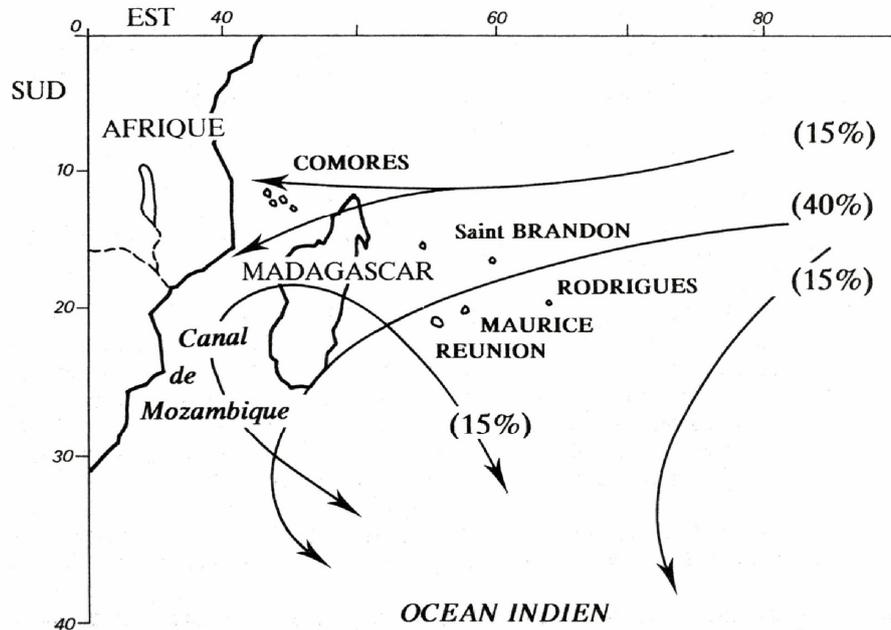


Fig. I-29 : Probabilités des trajectoires des cyclones dans le Sud ouest de l'Océan Indien (Raunet, 1991)

Si nous regardons les tempêtes et cyclones ayant approché La Réunion à moins de 100 km, dans les 60 dernières années (Tableau I-5), en moyenne un système est observé tous les deux ans avec une répartition très irrégulière (Soler, 1997).

Ce régime pluviométrique particulier et extrêmement irrégulier masque la réalité des variations interannuelles et saisonnières. Ce type d'événement a valu à La Réunion quelques records mondiaux de pluviométrie. Elle détient ainsi tous les records entre 12 heures et 15 jours, comme par exemple les 6083 mm tombés au Commerson en 15 jours durant la tempête tropicale Hyacinthe en 1980 ou les 1825 mm tombés en 24 heures à la station Foc Foc sur la Fournaise en 1966 (Soler, 1997).

Années	Noms	Date	Passage au plus près
1948	1948	26 et 27 janvier	30 km à l'Ouest
1962	Jenny	28 février	Sur l'île
1964	Giselle	28 février	20 km au Nord Ouest
1966	Denise	7 et 8 janvier	Sur l'île
1970	Hermine	25 janvier	60 km au Sud Ouest
1972	Dolly	8 février	50 km au Sud Ouest
1973	Charlotte	9 janvier	70 km au Sud Ouest
1979	Benjamine	7 et 8 janvier	50 km à l'Est
1980	Hyacinthe	27 janvier	70 km au Sud
1981	Florine	7 janvier	20 km au Sud Est
1981	Helyette	1 ^{er} février	50 km au Sud Est
1981	Johanne	5 et 6 mars	50 km au Nord Est
1982	Gabrielle	6 février	50 km au Nord Ouest
1985	Celestina	17 et 18 janvier	proximité Sud Est

1987	Clotilda	13 et 14 février	sur l'île
1989	Firinga	29 janvier	Sur le Nord Ouest
1989	Krisy	6 avril	50 km Sud Ouest
1993	Colina	19 janvier	Sur l'ouest
1994	Hollanda	11 février	proximité Sud Est
1995	Kylie	13 mars	proximité Nord Ouest
1996	Hansella	10 avril	à l'Est
1999	Davina	10 mars	43 km à l'Est
2002	Dina	22 janvier	70 km au Nord

Tableau I-5 : Principales tempêtes et cyclones passés à moins de 100 km de La Réunion (données Météo France)

Cette pluviométrie spécifique de La Réunion va avoir une influence importante sur l'hydrologie de l'île car la plupart des rivières et ravines n'ont pas d'écoulement permanent pendant l'année. Leur alimentation s'effectue essentiellement par ruissellement lors des fortes pluies, qui engendrent alors des processus d'érosion intense durant ces événements. L'intensité de ces pluies provoque des crues importantes, des inondations, voire des coulées boueuses et des écroulements.

2.1.5) Impact du climat actuel en terme d'érosion

Comme nous l'avons vu précédemment, le climat actuel de La Réunion engendre d'importantes précipitations. Celles-ci sont à l'origine d'un réseau de drainage dense, qui est caractérisé par la présence de peu de rivières pérennes sur l'île (Figure I-30).

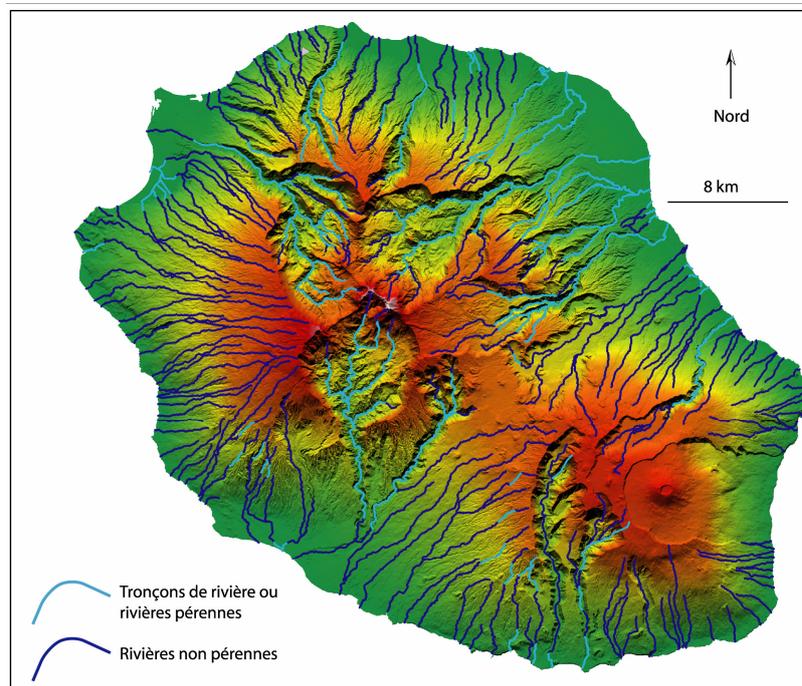


Fig. I-30 : Réseau hydrographique de La Réunion extrait à partir du MNT à 25 m. (d'après données DDE)

L'alimentation des rivières et des ravines de l'île s'effectue essentiellement par ruissellement lors des fortes pluies, car l'infiltration est très importante dans les formations volcaniques (jusqu'à 100% hors période cyclonique). Les rivières pérennes (Rivière du Mât, des Marsouins, Langevin et Bras de

la Plaine) sont une exception avec des débits d'étiages faibles (moins d' $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), et des débits de crue impressionnants, avec par exemple $2600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la Rivière du Mât, $2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la rivière des Galets, et $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la Rivière des Pluies (Courteaud, 1996; Join, 1991).

En plus de ce système de drainage dense, les précipitations importantes sont à l'origine d'un système hydrogéologique spécifique à cet environnement volcanique. Ainsi, le modèle hydrogéologique admis à La Réunion (Join, 1991) peut être divisé en trois unités principales (Figure I-31) :

1- **les eaux superficielles**, impliquées dans les phénomènes de surface de type ruissellement, qui vont former les réseaux de drainage.

2- **les aquifères perchés**, situés dans la zone non saturée, qui sont des aquifères à extension limitée, associés à des formations imperméables localisées (cendres, argiles, coulées massives).

3- **l'aquifère de base**, considéré comme régional et généralisé sous l'ensemble des édifices. Il est très important, et correspond à la zone saturée des formations géologiques.

Les deux types d'aquifères identifiés forment les eaux souterraines au sens large. Comme nous le verrons au Chapitre 7, celles-ci jouent un rôle fondamental dans les processus érosifs sur les îles volcaniques, particulièrement avec des phénomènes de type « *sapping* » (Howard, 1988b; Howard, 1988c; Howard and McLane III, 1988; Lobkovsky et al., 2004).

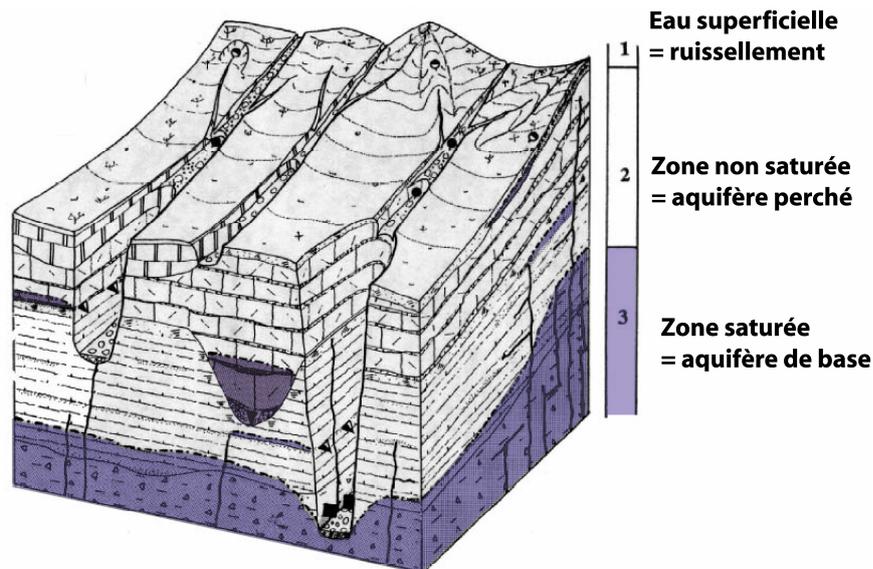


Fig. I-31 : Modèle hydrogéologique de La Réunion (Folio, 2001; Join, 1991)

Le climat actuel est donc à l'origine d'un système hydrogéologique spécifique lié à l'importance et la répartition des précipitations, mais aussi à la nature des formations de l'édifice. En effet, les paramètres hydrodynamiques de ces formations montrent une forte variabilité. La plupart des formations sont très perméables. Elles favorisent une infiltration forte, avec des valeurs de perméabilité comprises entre 10^{-1} et $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (coulées fracturées, scories). D'autres formations, moins abondantes, sont imperméables. Elles favorisent l'existence d'aquifères perchés ou le cloisonnement de façon localisé de l'aquifère de base, avec des valeurs de perméabilités de 10^{-10} à $10^{-11} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (ignimbrites soudées, coulées épaisses, dykes massifs) (Courteaud, 1996; Folio, 2001; Join, 1991; Join and Coudray, 1993). L'hydrogéologie spécifique du milieu volcanique joue donc un rôle fondamental

dans le contrôle des phénomènes d'érosion fluviale à La Réunion. Nous reviendrons plus en détail sur ce point par la suite.

2.2) LE CLIMAT REUNIONNAIS ANCIEN

Alors que nous avons vu comment le climat est à l'origine du principal agent de l'érosion à La Réunion (les précipitations), l'étude du climat passé met en avant, un autre paramètre important pour l'érosion à une échelle de temps plus grande : les variations du niveau marin. Le climat réunionnais ancien est difficile à appréhender car peu d'études sur les climats anciens à l'échelle de l'île existent. Nous allons donc nous appuyer sur les quelques études de la zone (Camoïn et al., 1997; Colonna, 1994; Montaggioni, 1978) et sur les travaux plus globaux (Furon, 1972; Jouzel, 2003; McMurtry et al., 2004; Riser, 1999) pour essayer de retracer le climat du passé à La Réunion.

2.2.1) Les grands événements glaciaires dans le monde

Les principaux événements glaciaires répertoriés sur les trois derniers millions d'années au niveau du globe, démarrent au Pliocène et se poursuivent au Quaternaire. Celui-ci est caractérisé par une période climatique très froide où plusieurs glaciations se sont succédées (le Pléistocène), suivi par une période post-glaciaire (l'Holocène). Le système glaciaire qui servait de référence à la datation des grandes périodes climatiques, pour l'Europe occidentale, a été observé dans la vallée du Danube. Ainsi, pour les Alpes (Figure I-32), six glaciations ont été répertoriées de la plus ancienne à la plus récente, elles se nomment : Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss et Würm.

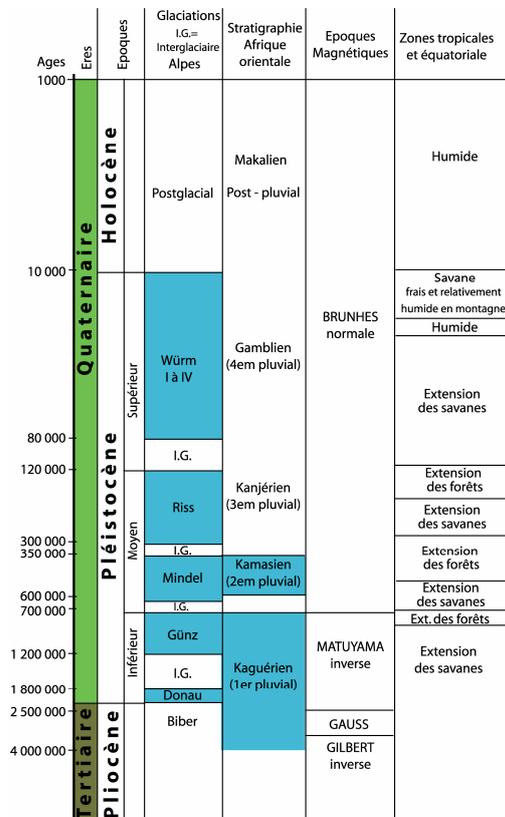


Fig. I-32 : Synthèse des périodes de glaciation durant les derniers 5 millions d'années adapté de Furon (1972) et Riser (1999).

Ces trois dernières ont aussi été décrites en Europe du Nord et en Amérique du Nord. Des équivalences sont définies en Afrique avec des périodes pluviales, et en Australie, où il n'y a pas eu de glaciation à proprement parler mais des variations de climat, chaudes ou froides, parallèlement à ce qui se passait dans le reste du monde (Furon, 1972; Riser, 1999). La Paléoclimatologie actuelle a remplacé ces anciennes classifications par des climato-séquences fines qui représentent jusqu'à 7 cycles climatiques sur les 400 voir 700 ka. Celles-ci sont issues d'études isotopiques de forages de glace en Antarctique (Vostok, EPICA). Cette avancée majeure à partir de ces données récentes a permis une meilleure compréhension des variations climatiques depuis le Pléistocène jusqu'à nos jours (EPICA, 2004) (Figure I-33).

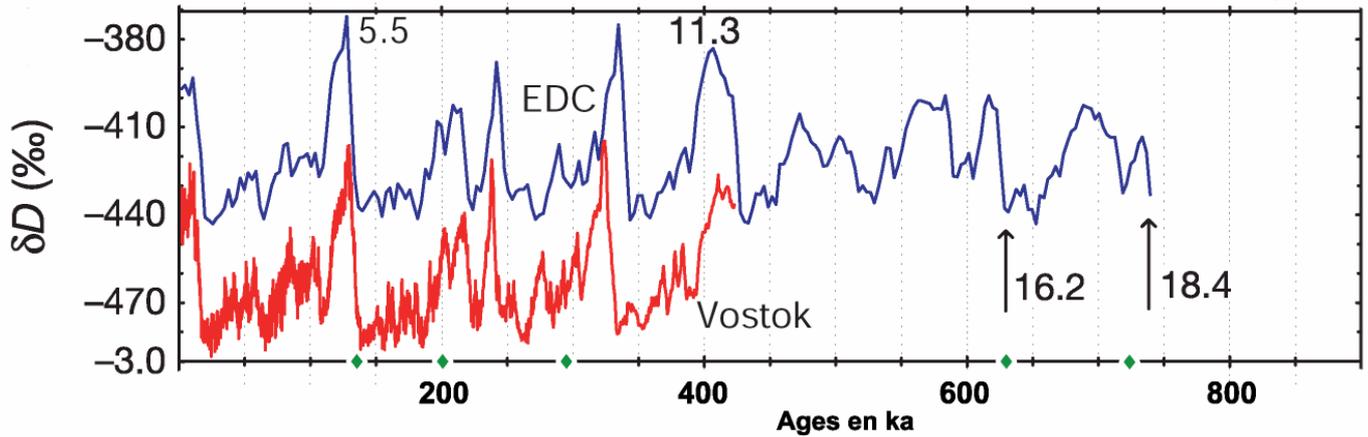


Fig. I-33 : Variations isotopiques δD , en bleu : EPICA Dome C, en rouge : Vostok, chiffres : indicateur de séquences des isotopes marins. (EPICA, 2004)

Pour la période qui concerne La Réunion, les variations climatiques anciennes sont liées principalement aux cycles de Milankovitch (cycles astronomiques). Ces cycles engendrent des variations notables avec une période de 21 000 ans pour la précession des équinoxes, de 41 000 ans pour l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre, et de 90 000 ans pour la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre.

Malgré les progrès dans la connaissance des variations climatiques au Quaternaire, les climats passés à la surface du globe en un point, comme La Réunion, restent malgré tout difficiles à appréhender du fait de l'absence de données directes à cet endroit. Les mesures et enregistrements effectués ailleurs ne sont pas automatiquement généralisables à l'ensemble du globe. Pour preuve, la comparaison des différents enregistrements disponibles de part le monde (Delmonte et al., 2004; EPICA, 2004; Jouzel, 2003) montre les décalages existant entre ces différentes mesures en fonction de la Latitude (Figure I-34). Ce type de comparaison permet d'avoir une meilleure idée des variations spatiales des paléoclimats à la surface du globe. La Figure I-34, met en avant l'influence de la Latitude sur les variations de températures, la proximité de l'équateur favorise l'atténuation des variations de températures.

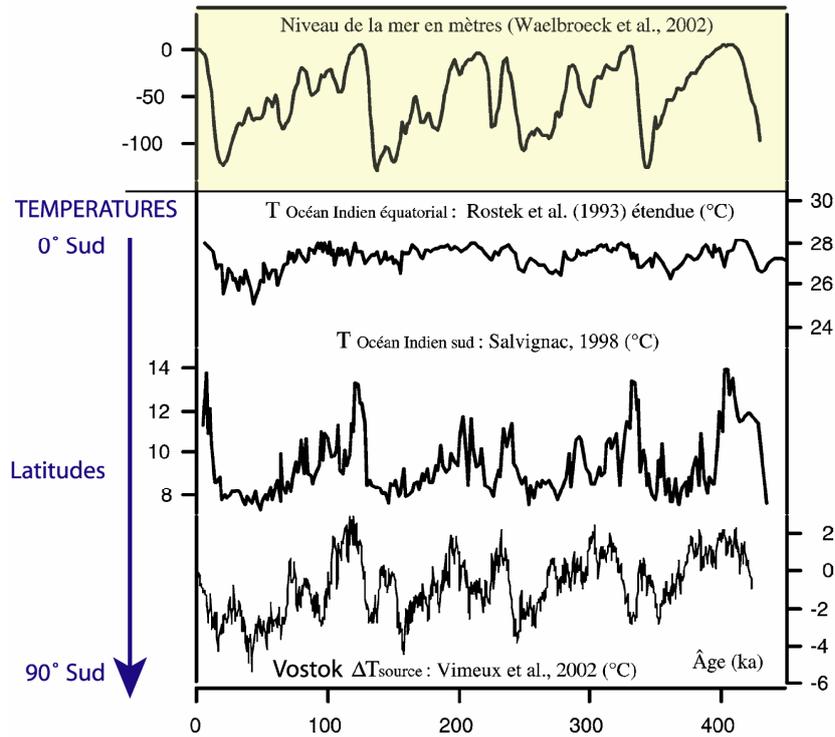


Fig. I-34 : Variation des températures de l'Océan Indien en fonction de la Latitude (Jouzel, 2003)

D'autre part Jouzel (2003) montre qu'il y a un déphasage qui existe entre les données de l'Antarctique et du Groenland pour les événements majeurs alors que les réchauffements intermédiaires sont en phase. Donc, en plus du phénomène d'atténuation lié à la latitude, il peut y avoir des décalages dans le temps, des événements majeurs considérés, suivant le site d'étude choisi.

2.2.2) Variations du niveau marin dans le monde

Hormis les variations brèves du niveau marin liées aux marées, il existe des variations sur des cycles beaucoup plus longs appelées variations eustatiques. Durant la période du Quaternaire qui nous concerne, ces variations du niveau marin ont surtout été associées aux retentions d'eau dans les islandis (glacioeustatisme) et aux mouvements verticaux de la lithosphère (tectono-eustatisme lié à la subsidence, au volcanisme, et au rebond isostatique). Les études globales (Arvidson et al., 1994; Bard et al., 1996; Blum and Törnqvist, 2000; EPICA, 2004; McMurtry et al., 2004) à la surface du globe permettent la reconstitution de ces paléo niveau marin de façon assez précises (Figure I-33 et Figure I-35). Dans l'ensemble, ces différents résultats s'accordent sur les âges des maximums et des minimums mêmes si, comme nous l'avons vu précédemment, des décalages peuvent être observés en fonction des zones d'études. De plus, suivant l'échelle de temps considérée les oscillations de petites amplitudes sont lissées et alors seulement apparaissent les principales périodes de haut niveau marin et de bas niveau marin (Figure I-35 B).

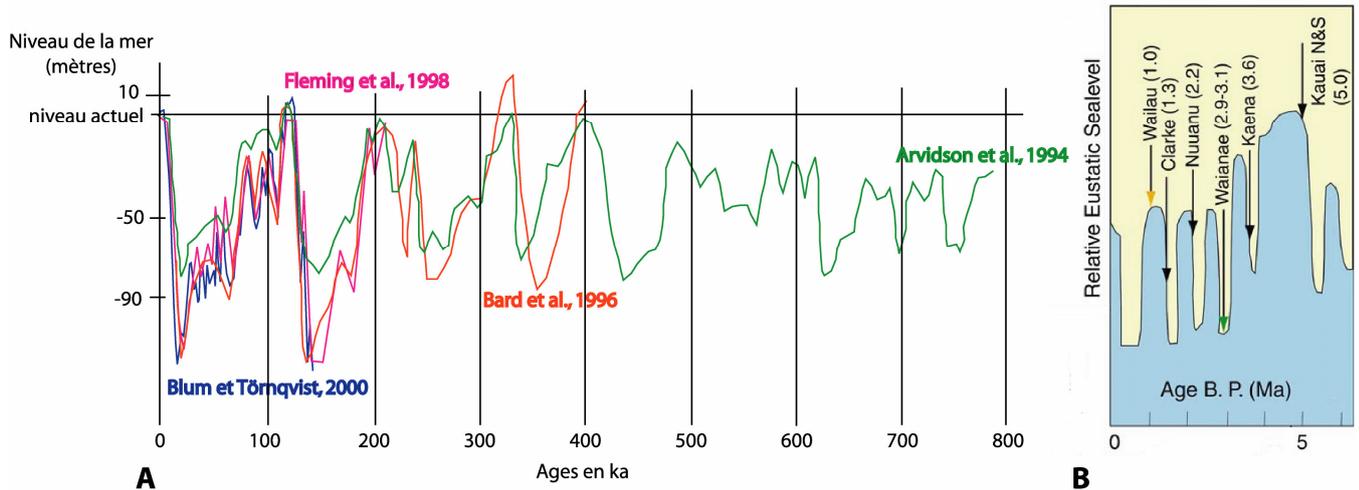


Fig I-35 : Paléo-niveaux marins. A : courbes détaillées pour les âges récents (Arvidson et al., 1994; Bard et al., 1996; Blum and Törnqvist, 2000; Fleming et al., 1998) ; B : niveau marin relatif sur 5 Ma à Hawaii (McMurtry et al., 2004)

A partir des valeurs globales que l'on retrouve à différents endroits du globe (Figure I-35 B), nous pouvons tirer comme enseignement pour La Réunion les âges approximatifs des principaux maxima et minima eustatiques, ainsi :

- les principales périodes de haut niveau marin principaux sont : actuellement, à 1.2 Ma, à 2.1 Ma, et à 2.7 Ma,
- et les principales périodes de bas niveau marin sont : à 0.01 Ma, à 0.150 Ma, à 1.5 Ma, à 2.4 Ma et à 3 Ma.

2.2.3) Variations du niveau marin à La Réunion

Les études des variations climatiques dans la partie sud occidentale de l'Océan Indien (Camoin et al., 1997; Colonna, 1994; Montaggioni, 1981) ont permis d'acquérir des données importantes sur les niveaux marins anciens à La Réunion jusqu'à 60 ka de façon détaillée et quelques informations ponctuelles sur des périodes plus anciennes allant jusqu'à 150 ka (Figure I-36).

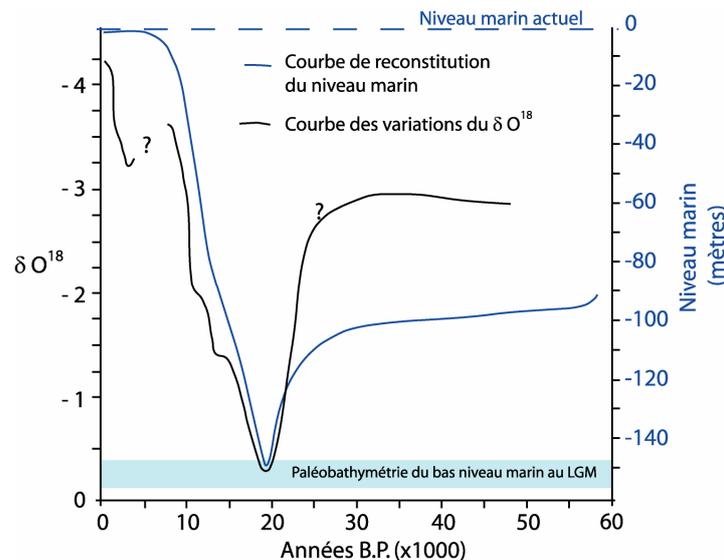


Fig. I-36 : Reconstitution des niveaux marins à La Réunion depuis 60 ka à partir des coraux de La Réunion (Colonna, 1994)

La dernière glaciation a été ressentie à La Réunion, dès 28 ka, pour atteindre son maximum vers 18,4 ka avec un niveau marin le plus bas atteignant -150 mètres¹ (Colonna, 1994). Cette période a duré 500 ans. Ensuite l'île a subi un réchauffement qui s'est traduit à partir de 10 ka par une remontée rapide du niveau marin (0,25 à 0,28 cm.an⁻¹) avec un ralentissement à partir de 6 ka (0,10 cm.an⁻¹) lié à un épisode plus frais entre 6000 et 5000 ans. Le niveau marin s'est stabilisé au niveau actuel entre 3000 et 2000 ans. De plus, il y a 147 ka durant l'interglaciaire, La Réunion a connu un optimum climatique avec un niveau marin supérieur à l'actuel de +4 mètres, puis un autre à + 8 mètres daté à 129 ka mesuré sur les coraux des Seychelles (Colonna, 1994). La Figure I-37 montre les principaux niveaux marins le plus haut et le plus bas connus à La Réunion (Colonna, 1994) et l'évolution de la forme de l'île à partir du M.N.T. actuel.

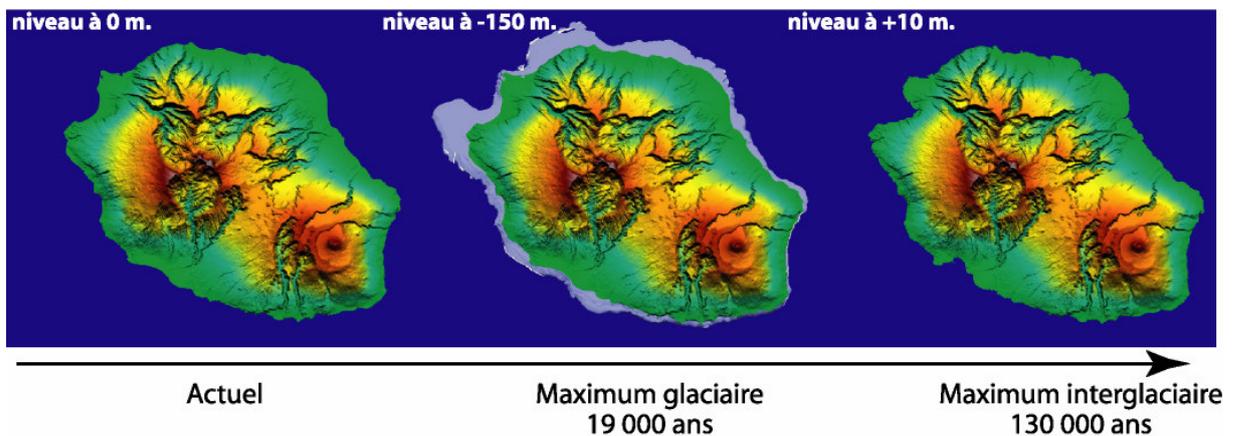


Fig I-37 : Evolution du trait de côte de la Réunion en fonction du niveau marin à partir du M.N.T. actuel.

Nous constatons que lors du plus bas niveau marin, il y a environ 19 000 ans, les limites de La Réunion se situaient en bordure des plateaux sous marins bordant l'île. Pour ce qui est du plus haut niveau marin connu, il y a environ 130 000 ans, l'influence de la remontée du niveau marin sur la forme de l'île est moins marquée, elle s'exprime principalement par l'immersion partielle des plaines littorales (l'Etang St Paul, l'Etang du Gol). Il faut reconnaître que l'utilisation du M.N.T. actuel pour effectuer cette reconstitution est abusive, mais elle est acceptable, compte tenu des âges récents des niveaux marins considérés

2.2.4) Impact des variations climatiques anciennes sur l'érosion

Les variations climatiques (principalement l'eustatisme) dans l'histoire de La Réunion sont fondamentales au regard des processus d'érosion à une échelle temporelle plus importante (Figure I-42). En effet, les variations du niveau marin sur une île, bouleversent directement les conditions aux limites des systèmes fluviaux et contrôlent leur dynamique. Cela se traduit par deux effets principaux : soit il y a une accélération des processus d'érosion qui favorise l'incision, soit il y a un

¹ Nous notons que la valeur de -150 m est excessive par rapport aux valeurs de -125 m généralement observées ailleurs sur le globe (Bard *et al.*, 1996; Fleming *et al.*, 1998; Blum et Törnqvist, 2000).

ralentissement des processus d'érosion qui favorise l'engraissement par sédimentation dans les rivières (Schumm, 1993).

Au niveau du réseau de drainage de l'île, les principales conséquences de ces variations du niveau marin (qui pour La Réunion est le niveau de base), s'expriment par des changements de dynamique sédimentaire des rivières et ravines de l'île. Car celles ci tentent alors d'atteindre le nouveau profil d'équilibre fixé par le nouveau niveau de base (Figure I-38).

A : Augmentation du niveau de base (de 1 à 2)

B : Baisse du niveau de base (de 1 à 2)

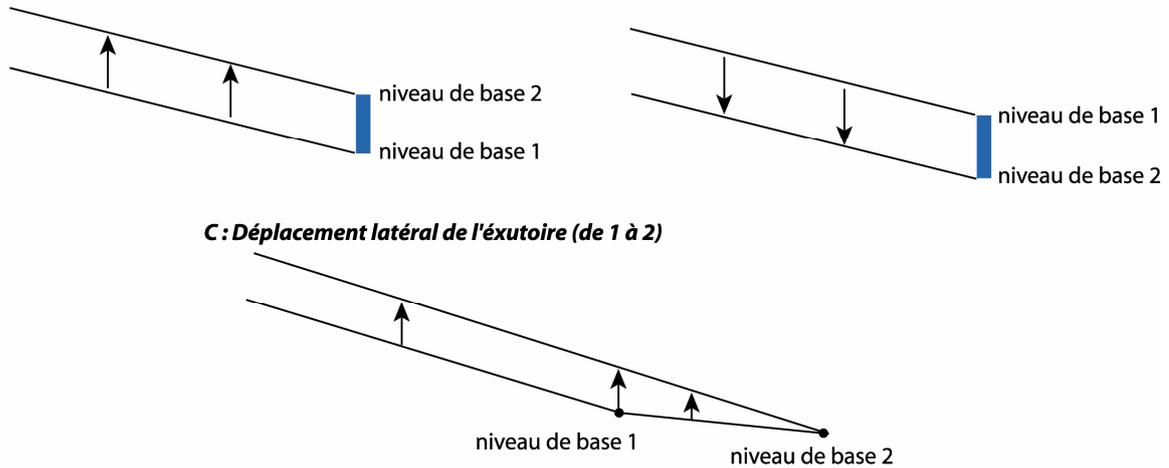


Fig. I-38 : Schéma de principe de la variation des profils de rivières en fonction du niveau de base (Schumm, 1993) A : rehaussement du profil, B : abaissement du profil, C : baisse du niveau de base entraînant un rehaussement du profil.

A partir de la Figure I-38 C, nous voyons que les variations de profils de rivières ne sont pas une fonction simple des variations du niveau de base. Cela peut se compliquer rapidement en combinant l'abaissement ou élévation du niveau de base à un déplacement de l'exutoire de la rivière. Cela aura un rôle important sur la dynamique des rivières et les processus d'érosions dans celles ci.

Nous avons vu le rôle que peut avoir l'eustatisme en terme d'érosion, il va de soi que ce n'est pas le seul paramètre climatique qui va influencer sur l'érosion durant l'histoire géologique de La Réunion. Le manque de connaissance précise des paramètres comme les changements de la pluviométrie ou du climat de La Réunion, limite l'étude des conséquences exactes de ces changements sur les processus érosifs. Nous pouvons juste garder en mémoire les conséquences connues sur la sédimentation de changement climatique en général (Schumm, 1993) (Figure I-39).

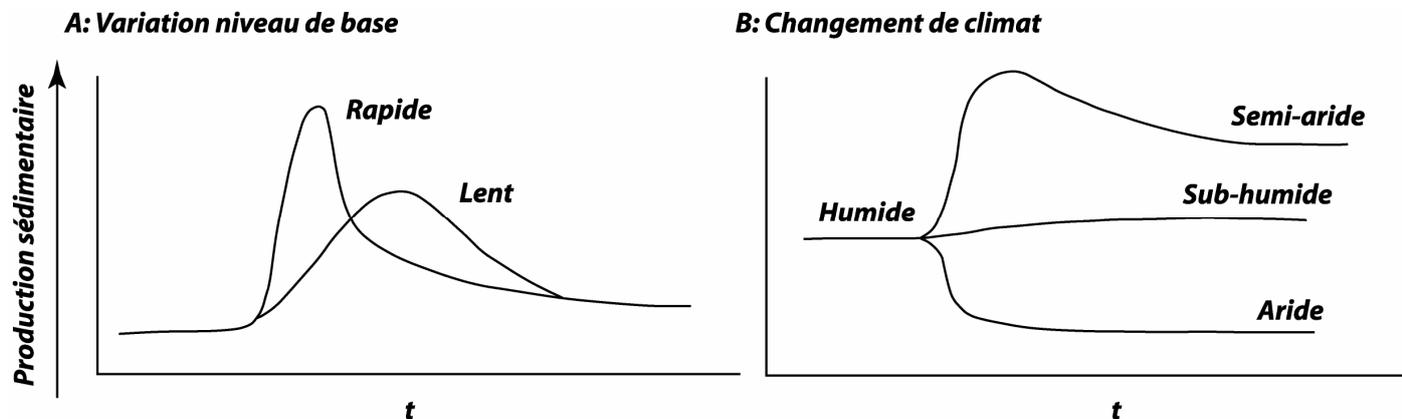


Fig. I-39 : Effet sur la production sédimentaire A) du changement du niveau de base B) du changement de climat (Schumm, 1993)

Cette figure nous montre qu'en terme de production sédimentaire, la vitesse de variation du niveau de base aura un impact important, de même que le type de changement climatique.

2.3) CONCLUSIONS SUR LE CLIMAT

Le climat est le deuxième paramètre important avec la géologie qui conditionne l'érosion. En effet le principal agent de l'érosion qu'est l'eau dépend du climat qui conditionne l'importance des précipitations et les variations du niveau de base. Ainsi, les processus érosifs liés au climat s'exprimeront principalement à travers le réseau hydrographique et la transformation du modelé des édifices.

A l'échelle actuelle, nous avons vu les conséquences du climat actuel sur l'hydrologie et l'hydrogéologie de La Réunion (système hydrogéologique très présent et actif), mais aussi ce que cela implique en terme d'érosion, avec des processus fluviaux importants et des écoulements généralement torrentiel.

A l'échelle géologique, nous avons montré les conséquences des variations climatiques sur les processus d'érosion et comment ces oscillations climatiques interviennent en modifiant la dynamique sédimentaire des rivières. Nous avons synthétisé les connaissances disponibles sur ces variations dans le tableau I-6.

Celui-ci nous montre que les périodes où l'érosion s'exprime le mieux, durant la période basaltique du Piton des Neiges, correspondent en général à des phases de baisse importante du niveau marin. Celles-ci favoriseraient alors l'intensification de l'érosion et créeraient un déséquilibre dans la compétition entre la production et l'érosion. Ce qui pourrait expliquer l'existence de surfaces d'érosions généralisées sur cet édifice durant la période basaltique et justifierait les grandes lacunes de datations existantes durant cette période d'activité supposée continue.

Enfin le tableau met en évidence l'occurrence de niveaux marins hauts lors de la mise en place de trois des quatre caldeiras du Piton de la Fournaise.

Ainsi, nous voyons que le climat de La Réunion à différentes échelles de temps, est responsable en grande partie des processus d'érosion qui sont à l'origine de la morphologie exacerbée rencontrée sur l'île.

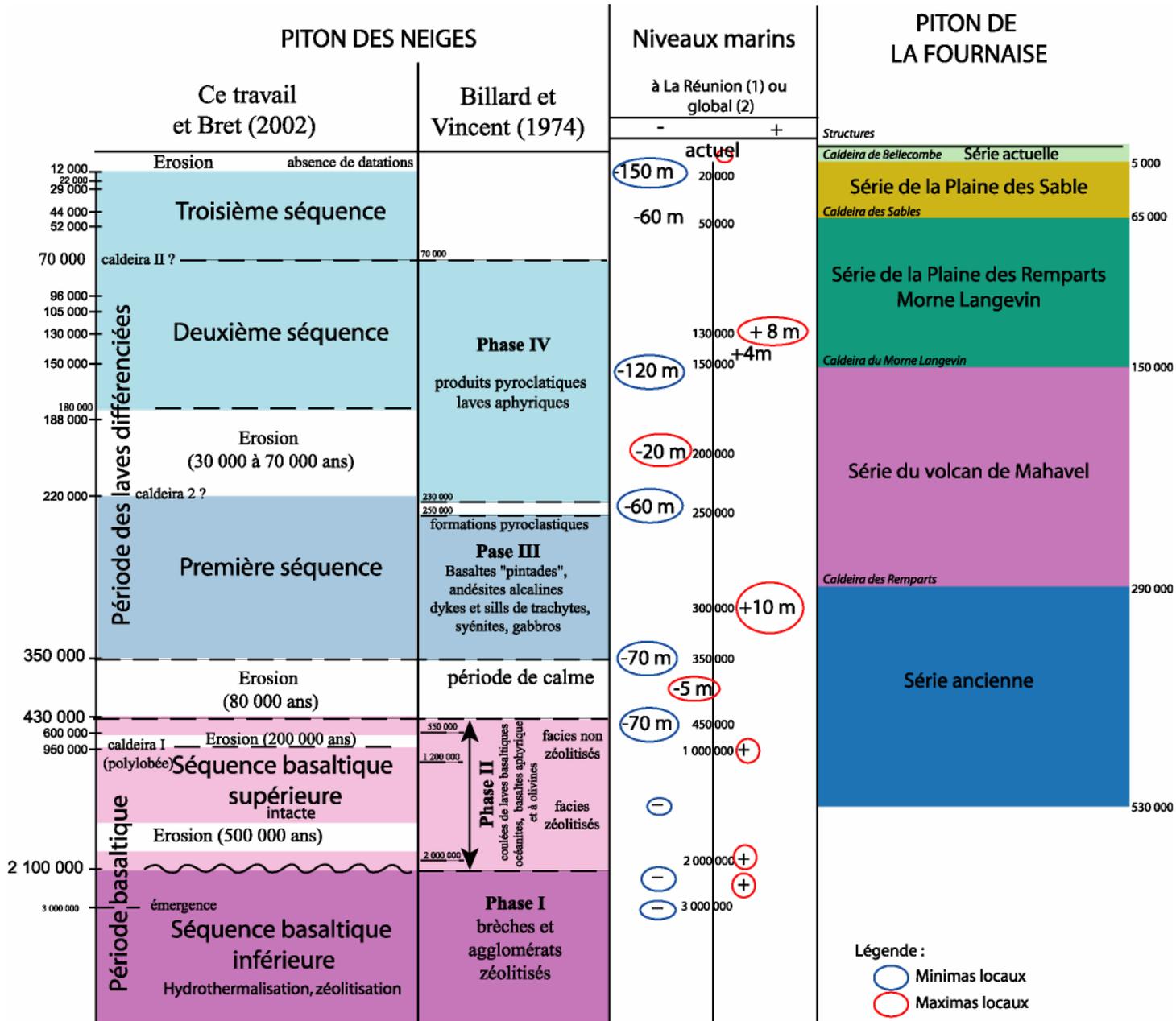


Tableau I-6 : Essai de synthèse entre les principales variations du niveau marin et l'histoire géologique du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. (1) données de Colonna 2004 (2) données issues de la synthèse Fig. I-35.

CHAPITRE 3 - COMPARAISON AVEC LES ILES HAWAII ET LES ILES DES CANARIES.

Nous allons faire une comparaison du contexte géologique et climatique réunionnais avec des contextes similaires, pour mieux appréhender les caractéristiques spécifiques de La Réunion. Pour cela, nous nous sommes intéressés aux deux structures de point chaud bien connues et étudiées : les îles Hawaii dans le Pacifique et les îles Canaries dans l'Atlantique. Nous avons pour chacune étudié leur contexte général de mise en place, les produits de leur édifice, leurs structures majeures et enfin les grandes lignes de leur climat. En préambule à cette comparaison, nous proposons un rappel des principales caractéristiques géologiques des points chauds à la surface du globe.

3.1) REPARTITION, ORIGINE, ET EVOLUTION DES POINTS CHAUDS

3.1.1) Répartition des points chauds

Les points chauds actifs à la surface du globe (Figure I-40), s'expriment par l'alignement des édifices qu'ils ont engendrés suite au mouvement des plaques lithosphériques. Supposés fixes car d'origine « sous -lithosphérique », ces points chauds sont des bons marqueurs du déplacement absolu des plaques.

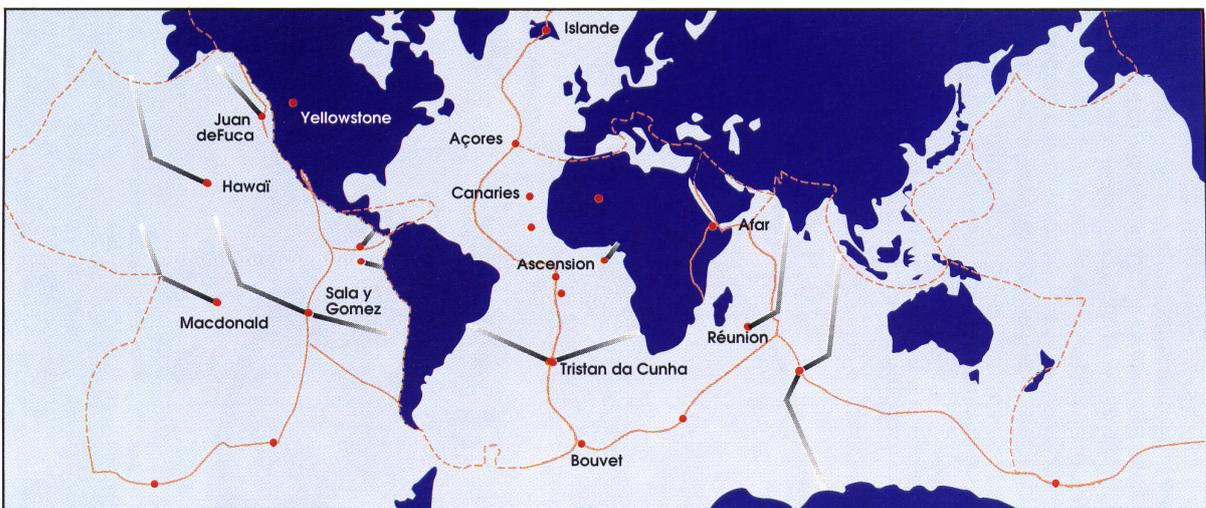


Fig. I-40 : Principaux points chauds et des chaînes associées (Nicolas, 1990)

Plus de 120 points chauds sont recensés à la surface du globe, dont un peu plus de la moitié sous les continents (Pomerol and Renard, 1989). Ceux qui nous intéressent forment des archipels d'îles alignées, et sont situés à des latitudes sub-tropicales : environ 20° N pour Hawaii, 28° N pour les Canaries, et 21°S pour La Réunion.

3.1.2) Origine des points chaud

Le volcanisme de point chaud, dit intraplaque, n'est pas lié aux phénomènes tectoniques des limites de plaques. Il forme des volcans boucliers caractérisés par de faibles pentes, de fort taux de production et un dynamisme éruptif essentiellement effusif. Courtillot et al. (2003) distinguent trois types de points chauds en fonction de l'origine du panache mantellique mis en cause (Figure I-41) :

- les points chauds dit primaires, à panache profond provenant sans doute de la limite inférieure du manteau, c'est le cas pour **les îles Hawaïi et La Réunion**,
- les points chauds dit secondaires, à panache intermédiaire provenant sans doute du toit de la zone de transition du manteau, ce serait le cas des **îles Canaries** et des îles Galapagos,
- les points chauds superficiels liés aux zones de contrainte dans la lithosphère, comme pour les Açores et les Comores.

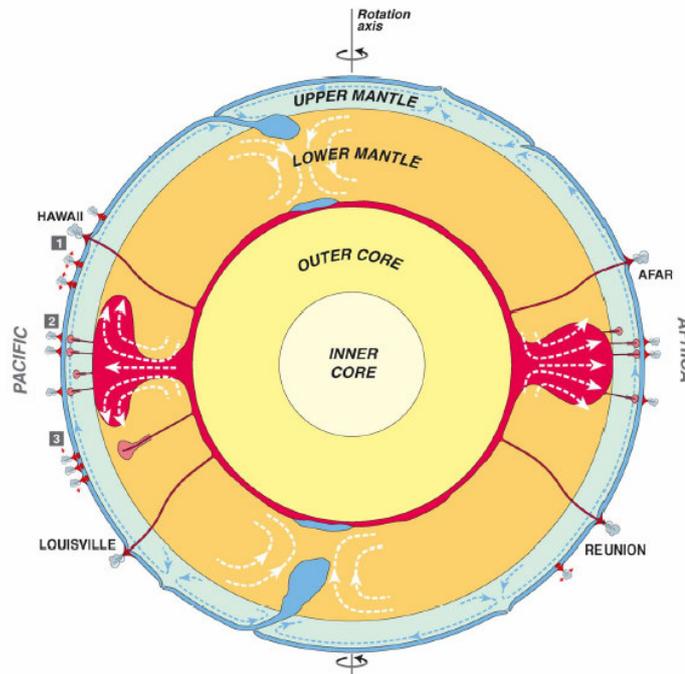


Fig. I-41 : Coupe schématique de la dynamique de la Terre (Courtillot et al., 2003), montrant les 3 types de Hot Spot : profond (1), intermédiaire (2) et superficiel (3). (Inner Core : Noyau interne, Outer Core : Noyau externe, Lower mantle : Manteau inférieur, Upper mantle : Manteau supérieur.)

D'après l'analyse multicritères de Courtillot et al (2003) (Tableau I-7) nous voyons apparaître, un premier point de distinction entre les îles Canaries d'un côté et La Réunion et les îles d'Hawaïi de l'autre.

HotSpot	Latitude	Longitude (°E)	Alignement ou chaîne	trapp/ plateau océanique	Age (Ma)	Buoyancy (10 ³ kg/s)	précision	³ He/ ⁴ He	Tomo (Vs à 500 km)	Param. positifs
Canary	28N	340	Non	Non	1	1	moyenne	bas	lent	2
Hawaïi	20N	204	Oui	Subducted ?	>80	8.7	bonne	haut	lent	4+ ?
Réunion	21S	56	Oui	Deccan	65	1.9	faible	haut	0	4

Tableau I-7 : Comparaison des paramètres définissant le type de Point Chaud (Courtillot et al., 2003).

3.1.3) Evolution.

L'alignement d'îles volcaniques et de monts sous-marins d'âge croissant, depuis l'île qui est l'expression actuelle du point chaud, permet d'observer les différents stades des îles volcaniques. Les îles de l'archipel d'Hawaii servent de référence pour établir le modèle d'évolution des îles de type point chaud (Mac Donald et al., 1983; Peterson and Moore, 1987; Stearns, 1946) (Figure I-42).

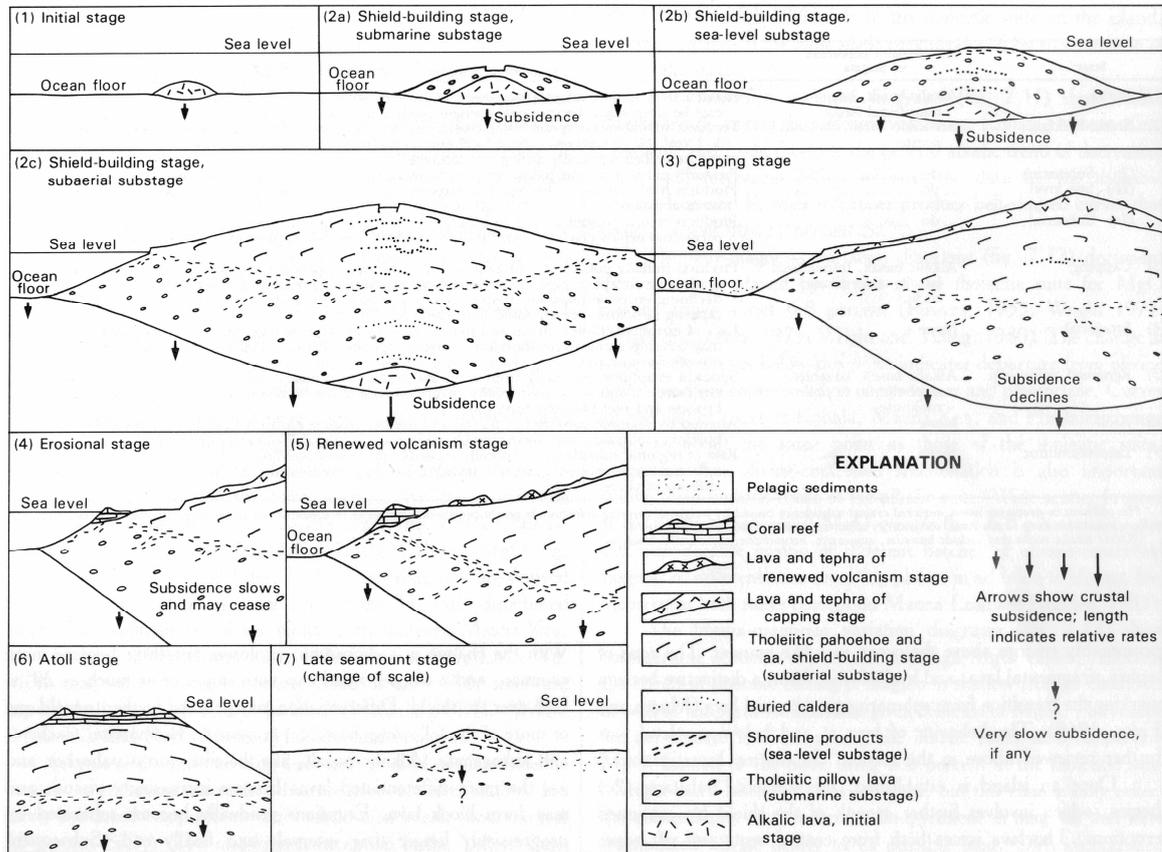


Fig. I-42: Modèle d'évolution des volcans hawaïens proposé par Peterson et Moore (1987). N.B. : Les conduits d'alimentation et les chambres magmatiques superficielles ne sont pas figurés dans un souci de simplicité. La longueur des flèches indique l'importance de la subsidence crustale causée par la surcharge en matériaux volcaniques sur la lithosphère océanique

Nous pouvons résumer ce schéma d'évolution par les différentes étapes suivantes :

- 1- **Stade sous marin ou pré-bouclier (1)** : construction d'un volcan sous-marin.
- 2- **Stade de construction du bouclier** : il va comprendre plusieurs sous-stades dont celui de la construction d'un volcan bouclier sous-marin (2a), celui de l'émergence de l'île (2b), et enfin la construction du volcan bouclier sub-aérien (2c).
- 3- **Stade de déclin ou post-bouclier** : caractérisé par une diminution de la production magmatique et des magmas plus alcalins, c'est une période durant laquelle l'érosion s'exprime (3).
- 4- **Stade érosionnel**, l'absence de production caractérise cette période où l'érosion s'exprime pleinement (4).
- 5- **Stade post-érosion** : après un arrêt prolongé du volcanisme, ou l'érosion façonne le relief, un **regain d'activité** (« **rejuvenation phasis** » ou « **renoved volcanism stage** ») caractérisé par des magmas très alcalins et sous-saturés en silice, peut avoir lieu (5).
- 6- **Submersion** de l'île avec formation provisoire d'un **atoll** (6) puis d'un **guyot**.(7)

Dans le détail, au cours de ces différents stades, les phénomènes de construction (production volcanique) et de destruction (processus d'érosion au sens large) se chevauchent et s'influencent dans le temps et dans l'espace, avec des vitesses variables. L'étude des processus d'érosion dans ce type d'édifice doit donc prendre en compte les phénomènes associés de construction.

3.2) COMPARAISON AVEC LES ILES HAWAII

3.2.1) Le contexte général

L'archipel de la chaîne Empereur-Hawaïi s'étend sur 6000 km de long, du Pacifique Nord, jusqu'à l'extrémité Est du continent asiatique. Il comporte plus d'une centaine de volcans (Figure I-43). Cet archipel est lié au déplacement de la plaque lithosphérique Pacifique d'abord au Nord-Nord-Ouest puis au Nord-Ouest au dessus d'un point chaud (Clague and Dalrymple, 1987).

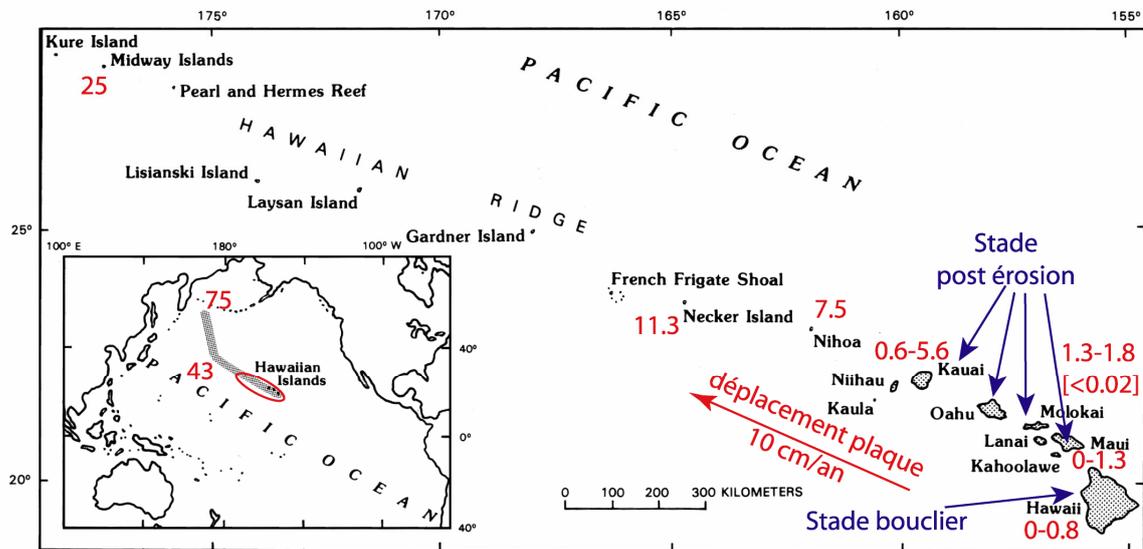


Fig. I-43 : Situation générale, stades d'évolution et âges les plus anciens en millions d'années (en rouge) des principales îles de la chaîne Hawaïi Empereur et de l'archipel d'Hawaïi (Carracedo, 1999; Mac Donald et al., 1983; Mc Dougall, 1964; Peterson and Moore, 1987)

La zone d'influence actuelle du point chaud se trouve au niveau de l'île de Grande Hawaïi, à l'extrême Sud-Est de la chaîne Empereur-Hawaïi. Chaque île de l'archipel correspond à la partie supérieure d'un ou plusieurs volcans basaltiques, avec une forme caractéristique de volcan bouclier dont les pentes varient entre 2° et 25° (Lénat and Labazuy, 1990). Chronologiquement, nous retrouvons le mouvement de la plaque sur le du point chaud, à travers les différentes datations des formations les plus anciennes présentes sur chaque île (Figure I-20). Cet alignement de volcans peut être rapproché de celui identifié pour la Réunion (Bonneville, 1990; Duncan and Hargraves, 1990).

Le plus important volcan Hawaïien, le Mauna Loa, culmine à environ 10 000 m au dessus du plancher océanique, soit 4169m au dessus du niveau des mers, il a un volume de plus de 40.000 km³ (Maillot, 1999). Sa base au niveau de la mer a un diamètre de 100 km, et ses flancs ont des pentes comprises entre 3° et 6°, avec des valeurs dépassant rarement 11°. En terme de volume, cet édifice se révèle plus imposant que celui du Piton des Neiges à La Réunion.

3.2.2) Les produits

De nombreuses études géologiques et géochimiques ont été menées sur les volcans des îles Hawaïi (Langenheim and Clague, 1987; Mac Donald et al., 1983; Mc Dougall, 1964; Moore, 1987; Moore et al., 1989; Moore and Normark, 1994; Peterson and Moore, 1987; Stearns, 1946; Walker, 1986; 1999)

Pour ce qui est de la pétrologie des volcans, la Tableau I-8 (Clague and Dalrymple, 1987) permet d'avoir un aperçu synthétique sur ce point. Comme à La Réunion, les volcans d'Hawaïi présentent une période avec des magmas basiques suivie pour certains d'une période avec des magmas plus différenciés (Hawaïite et Mugéarite) suivant le stade d'évolution des édifices considérés. Toutefois, cela reste dans des proportions n'excédant pas plus de 2% du volume des édifices (Walker, 1990). Les édifices qui présentent des formations similaires à celles du Piton des Neiges avec des phases différenciées sont ceux de : West Molokai sur l'île de Molokai ; et Kohala, Hualalai et Mauna Kea sur l'île de Grande Hawaïi. Seuls les volcans Lanai, Mona Laua et Kilauea présentent uniquement des formations comparables à celles du Piton de La Fournaise. Tous les autres volcans de l'archipel se trouvent à des stades d'évolution plus avancés que celui du Piton des Neiges à La Réunion.

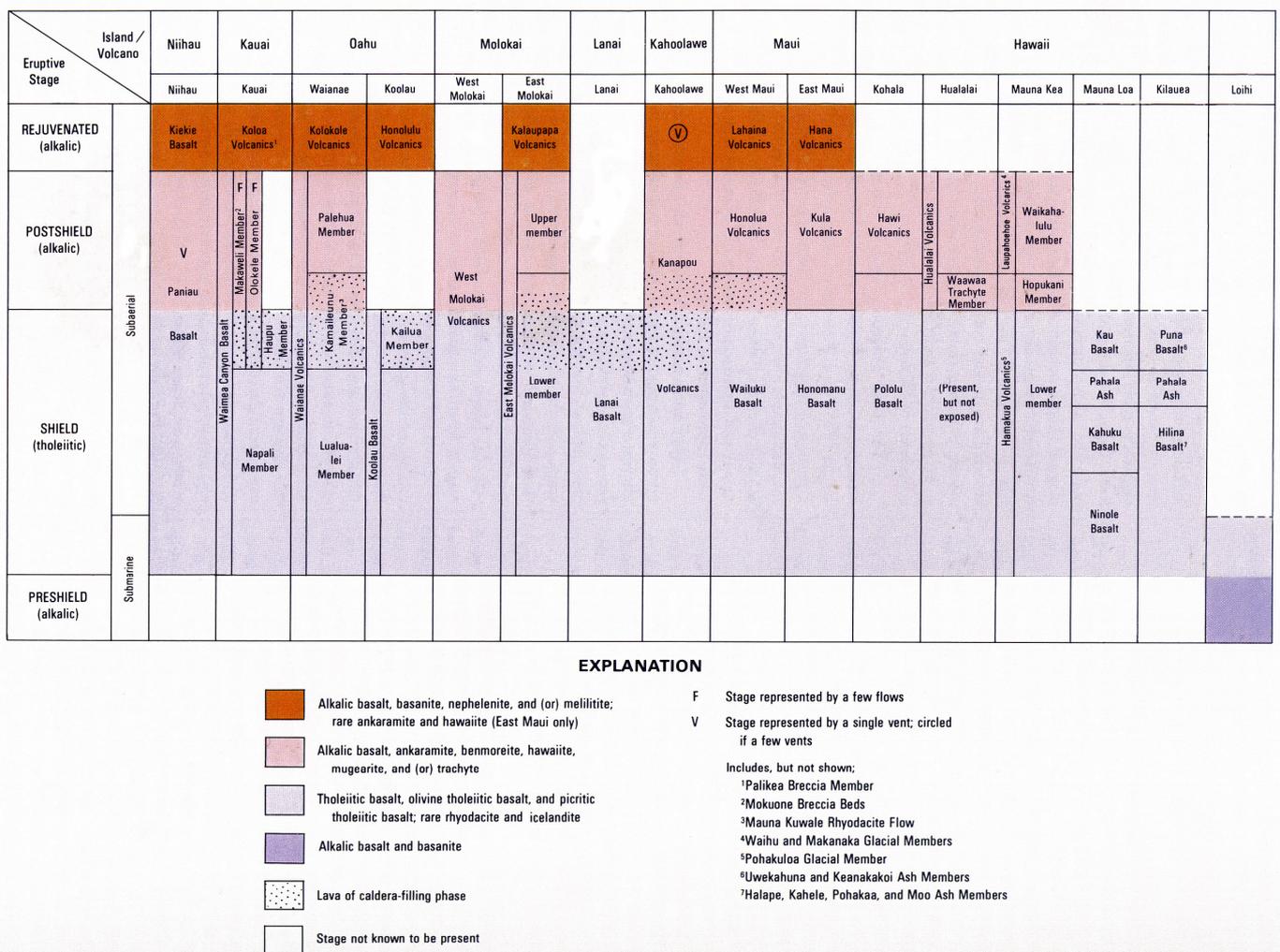


Tableau I-8 : Produits des volcans Hawaïiens (Clague and Dalrymple, 1987)

Les volcans hawaïiens présentent une forte production volcanique, comme par exemple le Kilauea, connu comme le volcan le plus actif au monde avec une production de l'ordre de 0.1 km³.an⁻¹ (Tilling and Dvorak,

1993). Cette valeur forte est à comparer à celle de $0,01 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ pour la Fournaise (Bachelery, 1981). Comme pour La Réunion, les produits effusifs sont des laves très fluides qui donnent des coulées peu épaisses, d'où des édifices assez aplatis de type bouclier.

Les produits pyroclastiques sont eux aussi présents et faiblement représentés comme à La Réunion avec moins de 1% des volumes émergés. Quelques éruptions phréatomagmatiques du même type que celles de La Réunion, liées à la rencontre du magma et d'un aquifère, ont été répertoriées comme par exemple en 1924 au Kilauea.

3.2.3) Les structures principales

Les îles d'Hawaïi comportent les trois grands types de structures que sont les rift zones, les caldeiras et les grands glissements. Comme pour le modèle d'évolution des îles volcaniques de type point chaud, les îles hawaïennes servent de référence pour définir la notion de rift zone, au sens où nous l'utilisons à La Réunion.

Ainsi, chacun des volcans depuis l'île de Kauai et jusqu'à l'île de Grande Hawaïi montre deux ou trois **rift zones** majeures (Figure I-44) qui contrôlent nettement leur morphologie globale.

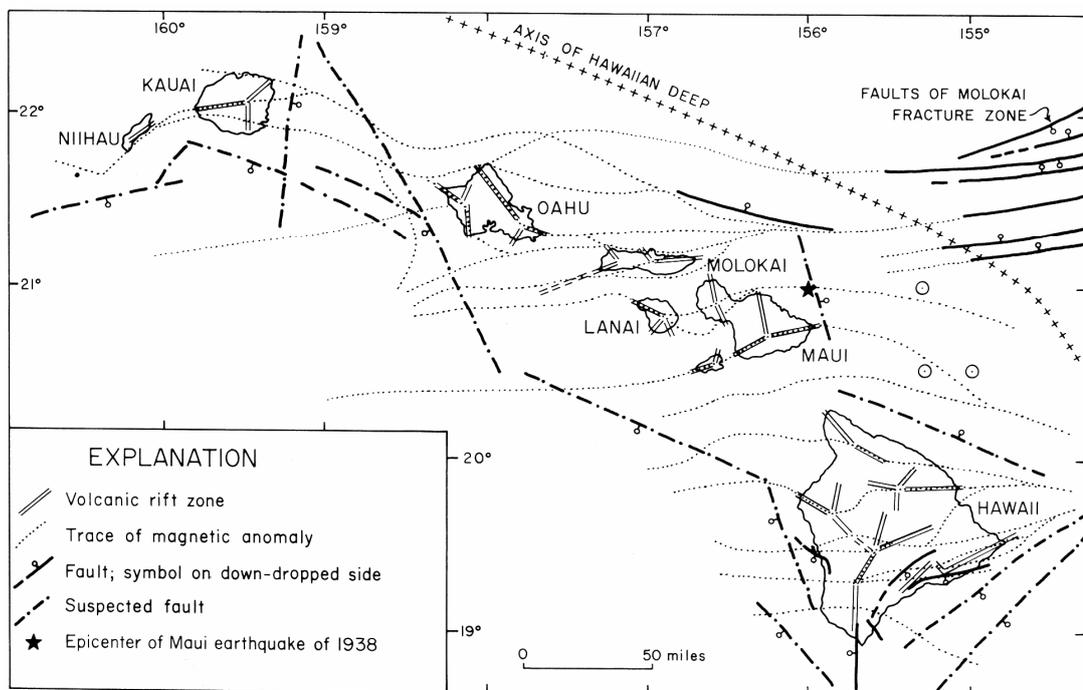


Fig. I-44 : Rift Zones et failles des îles de l'archipel d'Hawaïi (Mac Donald et al., 1983)

Ces rift zones se traduisent par la présence de réseaux de dykes, voire de corps intrusifs de plus grande importance. Ces systèmes intrusifs peuvent représenter plus de 40% en volume, des volcans hawaïens. Par exemple, sur l'île d'Oahu le complexe de dykes dans le volcan érodé Koolau atteint une proportion de 65 % (Walker, 1999).

Les caldeiras sont présentes sur les édifices hawaïens. Pour Maillot (1999), des événements phréatomagmatiques importants sont souvent liés à des effondrements caldeiriques (eg. sommet du Kilauea en 1970).

Les glissements de grande ampleur, sur les flancs sous-marins de volcans de type bouclier, ont été découverts pour la première fois sur les volcans hawaïens (Moore, 1964). Par la suite, de nombreuses études (Herrero-Bervera et al., 2002; Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989) ont décrit minutieusement 17

événements de glissement majeurs dans l'archipel (Figure I-45). Les structures sont du même type que celles observées par Lénat et Labazuy (1990) autour de La Réunion.

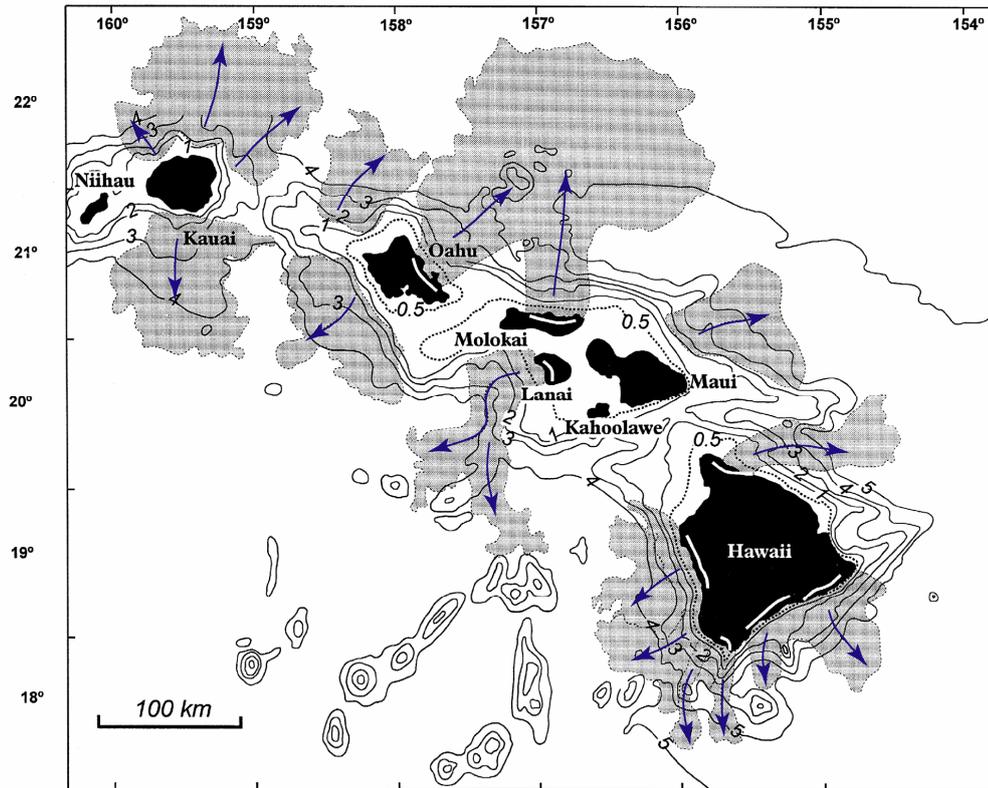


Fig. I-45 : Glissements de flancs sur les îles d'Hawaïi (Carracedo, 1999; Moore et al., 1989). Flèches bleues : glissements principaux.

Toutes ces structures, fondamentales dans l'évolution de ces édifices, comme à La Réunion font partie des facteurs importants qui contrôlent les processus d'érosion et de démantèlement de ces volcans.

3.2.4) Le climat

Le climat actuel des îles d'Hawaïi se rapproche de celui rencontré à La Réunion. C'est un climat subtropical humide avec des vents dominants du Nord-Est créant un effet orographique et un effet d'ombre en arrière des reliefs où les précipitations sont moins abondantes (Figure I-46)

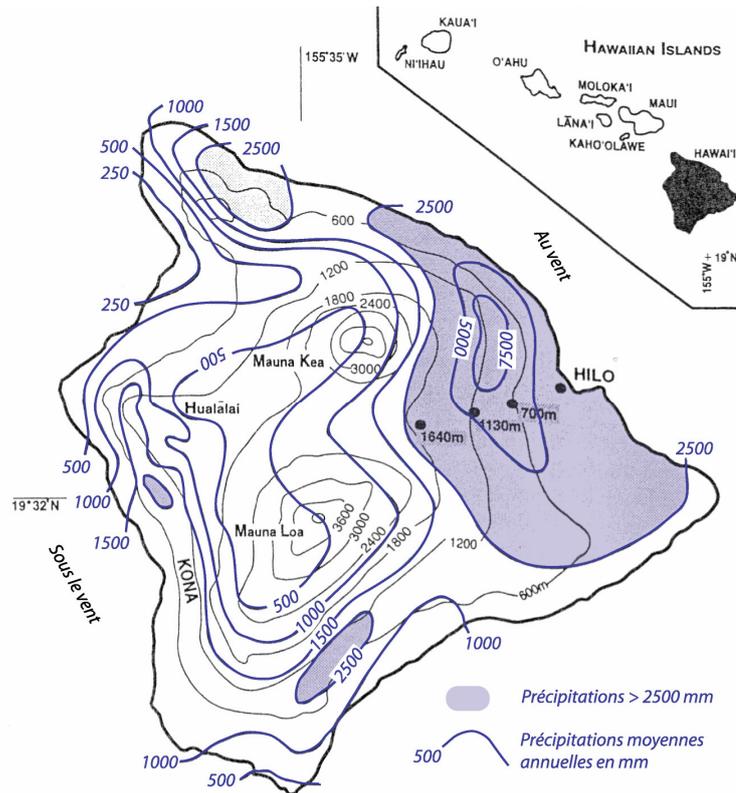


Fig. I-46 : Précipitations moyennes annuelles sur Grande Hawaïi (Juvik and Nullet, 1994)

Les variations de température au cours de l'année sont très faibles, de l'ordre de quelques degrés (2 à 5°C). L'année est divisée en deux saisons peu marquées d'octobre à mars (hiver) et d'avril à septembre (été) (Giambelluca et al., 1986; Sanderson, 1993). Comme pour La Réunion, les vents dominants sont présents 80 à 95% du temps durant l'été, et un peu moins en hiver (50 % en janvier). Ils sont à l'origine d'un net contraste pluviométrique entre la côte au vent et celle sous le vent (Juvik and Nullet, 1994; Scholl et al., 1996). Les précipitations sur Grande Hawaïi sont donc très variables, avec plus de 7000mm.an⁻¹ sur les pentes Est du Mauna Loa, à moins de 250 mm.an⁻¹ sur la côte Nord-Ouest. L'altitude du maximum de pluies se situe vers 1000 m. De plus, durant l'été, l'archipel peut être soumis à des événements cycloniques intenses car il est situé dans la zone Pacifique centrale soumise en moyenne à 4 ou 5 cyclones par an (données NOAA, Central Pacific Hurricane Center). Enfin, les îles d'Hawaïi sont situées dans la zone d'influence du phénomène cyclique El Niño qui engendre des périodes plus sèches, comme en 1989 (Juvik and Nullet, 1994).

3.2.5) Conclusion de la comparaison avec les îles Hawaïi

D'un point de vue géologique, les îles d'Hawaïi sont admises comme le modèle pour les volcans boucliers en domaine intraplaque océanique. De ce fait, ces îles comportent de nombreux caractères très similaires à ceux de La Réunion, mais certains points de divergence existent. Parmi ceux-ci, nous retiendrons :

- *l'expression des rift zones* à La Réunion est beaucoup moins marquée que dans les îles d'Hawaïi. Cela rend l'interprétation de leur rôle dans l'évolution des édifices réunionnais plus difficile à cerner.

- les problèmes de *subsidence*, des îles hawaïennes qui se traduisent par une flexure de la lithosphère sous le poids des édifices (Moore, 1970; Moore, 1987). Ce phénomène n'existe pas sous La Réunion où les profils sismiques montrent plutôt un léger bombement de la lithosphère (de Voogd et al., 1999).

- **la vitesse des plaques** : celle qui porte les îles d'Hawaïi à un mouvement rapide (10 cm.an^{-1}), alors que celle de La Réunion montre une quasi absence de **mouvement** actuel ($< 2 \text{ mm.an}^{-1}$).

- **la différenciation de l'activité volcanique** dans les îles d'Hawaïi présente une évolution pétrologique incontestablement moins complexe que celle du Piton des Neiges. Dans ce dernier des termes très évolués sont identifiés (Benmoréites, Trachytes, Ignimbrites) (Maillot, 1999).

Malgré ces quelques différences, les îles d'Hawaïi restent un contexte géologique assez proche de celui de La Réunion. Nous retiendrons que les modèles pétrologiques Hawaïien qui correspondraient le mieux au Piton des Neiges sont les volcans de Mauna Kea et de Kohala.

D'un point de vue géomorphologique, les îles hawaïennes jeunes ressemblent beaucoup à la Réunion, surtout celle de Grande Hawaïi. Cette dernière est beaucoup plus imposante que La Réunion avec une altitude de 4206 m pour une superficie de 10 400 km². Mais elle est aussi beaucoup moins érodée. Car la vitesse de construction de l'île est plus importante que la vitesse d'érosion. En revanche, pour les autres îles de l'archipel qui ont des reliefs plus disséqués, se sont des îles plus anciennes, tel que Oahu ou Kauï, où la production est moins importante et ne masque pas l'érosion.

D'un point de vue climatique, les îles d'Hawaïi sont également comparables à La Réunion. L'intensité des précipitations qui affectent ces îles, est du même ordre de grandeur que celle de La Réunion. Les phénomènes impliqués sont similaires : vents dominants qui contrôlent les précipitations, variabilité spatiale due aux reliefs, effet orographique important, et passage de dépressions de type cyclonique (de juin à septembre) accompagnées de pluies exceptionnellement fortes.

3.3) COMPARAISON AVEC LES ILES DES CANARIES

3.3.1) Le contexte général

L'archipel des Canaries (Espagne) est situé dans l'Océan Atlantique, au large du Sahara Occidental (Maroc) et s'étend sur 350 km. Il comporte sept îles principales. Les îles orientales, Fuerteventura et Lanzarote, se trouvent à une centaine de kilomètres des côtes africaines (Figure.47). Les îles les plus à l'ouest, La Palma et El Hierro, n'en sont éloignées que de 450 km. Ces îles sont un exemple, aujourd'hui admis, d'une structure de point chaud avec la présence d'un « trend » traduisant le mouvement vers l'Est de la plaque lithosphérique par rapport au panache mantellique (Paris, 2002).

Au centre de l'archipel, l'île la plus importante (en altitude) est celle de Tenerife qui culmine à 3718 m au stratovolcan du Pico del Teide, soit une hauteur totale de 7200 m depuis l'isobathe 3500 m, ce qui représente un volume total de 23 600 km³ (Paris, 2002). Les formes de construction volcanique récentes, bien identifiées sur les îles occidentales, laissent à penser que la zone active d'influence du point chaud se trouve à cet endroit. Les principales différences avec l'archipel d'Hawaïi résident dans la faible vitesse de déplacement de la plaque lithosphérique qui porte ces îles, et l'origine plus superficielle du panache proposé par Courtillot et al. (2003). Ces îles pour un même stade d'évolution volcanique sont beaucoup plus anciennes que celles d'Hawaïi.

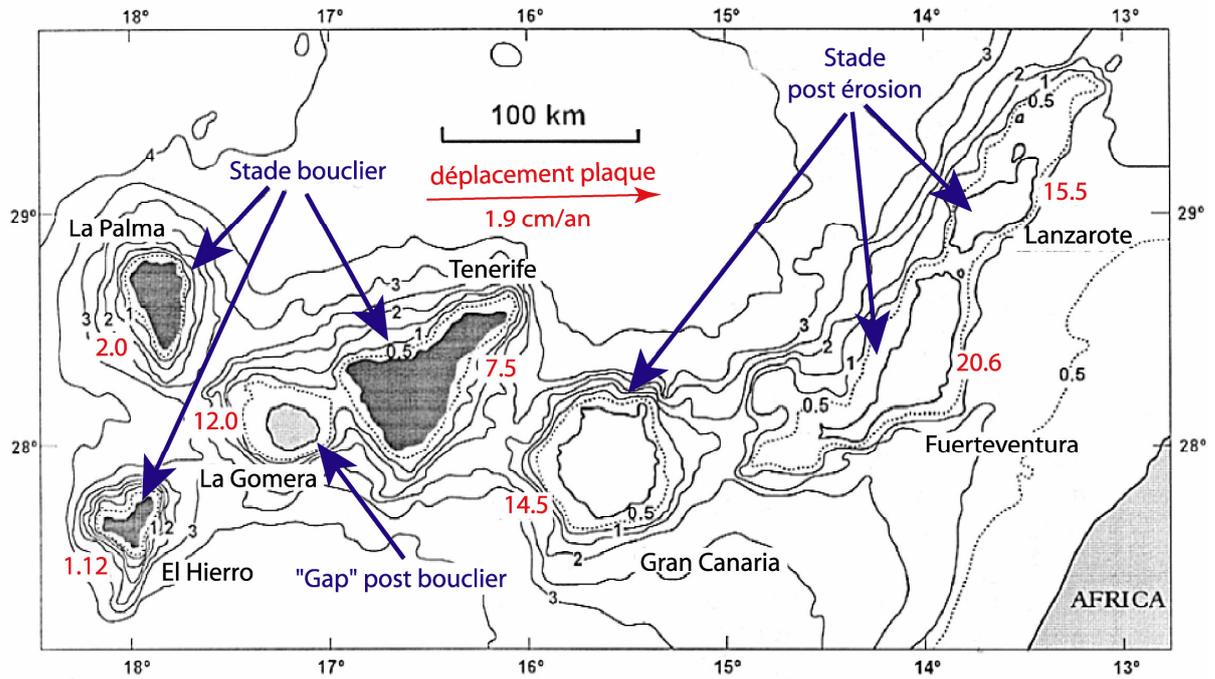


Fig. I-47 : Situation générale, stades d'évolution et âges les plus anciens en millions d'années (en rouge) des îles Canaries (Carracedo, 1999)

Ainsi, Tenerife qui est au stade bouclier montre des âges de plus de 7.5 millions d'années alors que pour Hawaïi, ce stade dépasse rarement un million d'années. Gran Canaria, La Gomera, El Hierro et la partie Nord de La Palma présentent des silhouettes massives, typiques des volcans boucliers, avec des pentes moyennes comprises entre 6 et 12°. De loin, leur profil en forme de dôme surbaissé sortant de l'océan cache une grande complexité structurale et un relief parfois très découpé.

3.3.2) Les produits

Les volcans des îles Canaries présentent des phases de différenciation de leur magma, comme à La Réunion. Carracedo (1999) montre que le volcanisme du stade bouclier des îles Canaries présente majoritairement des laves basaltiques comme c'est le cas pour La Réunion et Hawaïi. Mais, elles sont, en général, associées à des laves différenciées (phonolites, trachytes) surtout sur l'île de Tenerife et l'île de Grande Canarie. Lors du regain d'activité du stade post érosion, les laves présentent les mêmes caractéristiques que lors du stade bouclier mais avec des quantités moindres. Ce manque de contraste dans les produits des différents stades d'évolution de ces îles, pour Carracedo, est lié à la faible vitesse de déplacement de la plaque lithosphérique sous les Canaries.

En ce qui concerne les taux de production rencontrés sur les volcans Canariens, les chiffres obtenus sont beaucoup plus faibles que ceux d'Hawaïi et de La Réunion, avec des valeurs entre 0,1 et 1,25 km³/ka (Paris, 2002). Cette faible production, liée à un panache sans doute moins puissant que celui d'Hawaïi, est compensée par la lenteur de déplacement de la plaque Afrique (1.9 cm.an-1) qui a permis la construction d'édifices avec des volumes comparables aux édifices Hawaïiens.

3.3.3) Les structures

Comme pour Hawaii, chaque île des Canaries est formée d'un ou plusieurs volcans boucliers composites, juxtaposés et en partie superposés (Tenerife), et dont il ne subsiste parfois qu'une moitié (Anaga à Tenerife, Jandia à Fuerteventura et Famara à Lanzarote), ou quelques reliefs résiduels (Roque del Conde à Tenerife, Cuchillos de Fuerteventura, Ajaches à Lanzarote). Pour ces raisons, il est parfois préférable de parler de massifs volcaniques, dont la structure est effectivement volcanique, mais dont les formes de relief traduisent l'exploitation par l'érosion de cette ossature complexe (Paris, 2002).

Certaines îles de l'archipel (El Hierro, Tenerife) ont des **Rift Zones** bien marqués comme à Hawaii (Figure I-48), qui contrôlent la morphologie. L'étude détaillée de ces zones sur les Canaries, grâce à la présence de nombreuses galeries et tunnels, a permis l'élaboration d'un modèle de mise en place (Carracedo, 1994). Ces structures se mettent en place par fracturation symétrique de l'édifice suivant des angles de 120° qui correspondent à la réponse la plus simple à des contraintes magmatiques verticales.

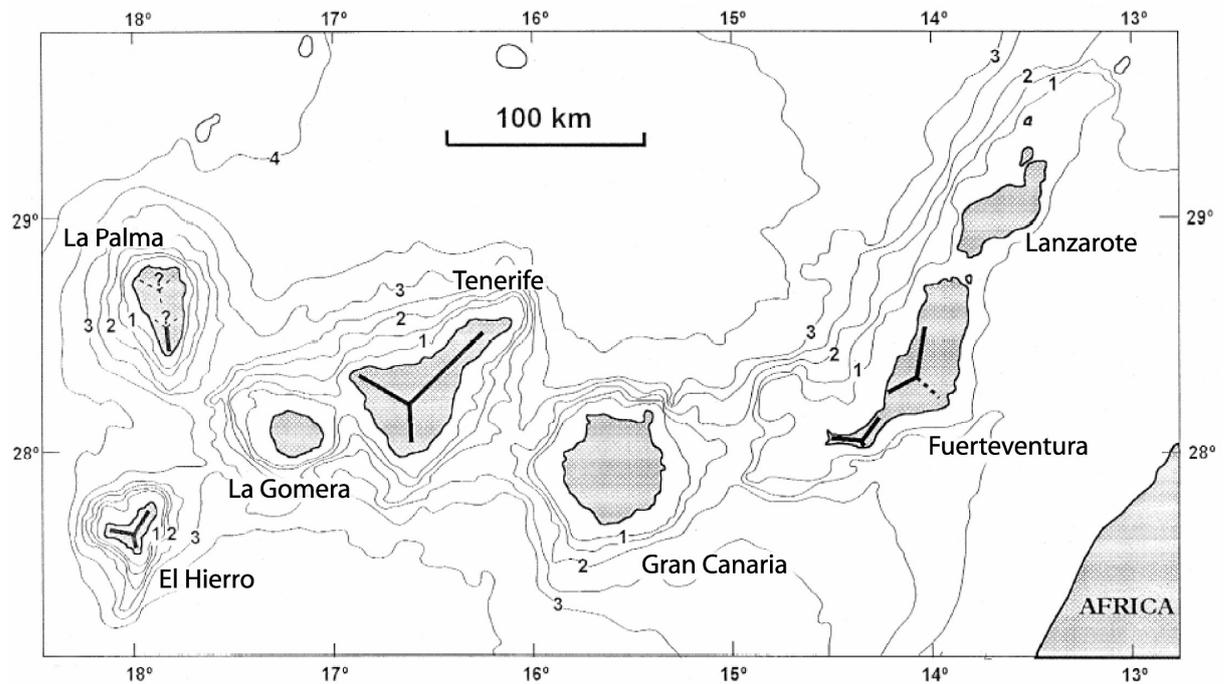


Fig. I-48 : Rift Zones des îles Canaries (Carracedo, 1999).

L'archipel des Canaries présente deux grandes **caldeiras** : la caldeira de Taburiente sur l'île de La Palma et la caldeira de las Cañadas sur Tenerife. Cette dernière structure, étudiée et discutée afin de définir son origine, a donné lieu à plusieurs travaux récents (Cantagrel et al., 1999; Carracedo, 1999; Watts and Masson, 2001). Ces auteurs proposent une mise en place associée à plusieurs épisodes de glissements de grande ampleur sur le flanc Nord de Tenerife.

Comme pour Hawaii, ces **glissements** sont exprimés dans les dépôts sous-marins de l'archipel (Figure I-49). Pas moins de 18 glissements de grande ampleur ont été répertoriés autour des îles (Cantagrel et al., 1999; Krastel et al., 2001). Ils sont en général moins volumineux qu'à Hawaii. La présence d'une partie de ces formations bréchiques de glissement en domaine aérien, a permis leur description détaillée et une meilleure compréhension de leur mise en place (Mehl and Schmincke, 1999).

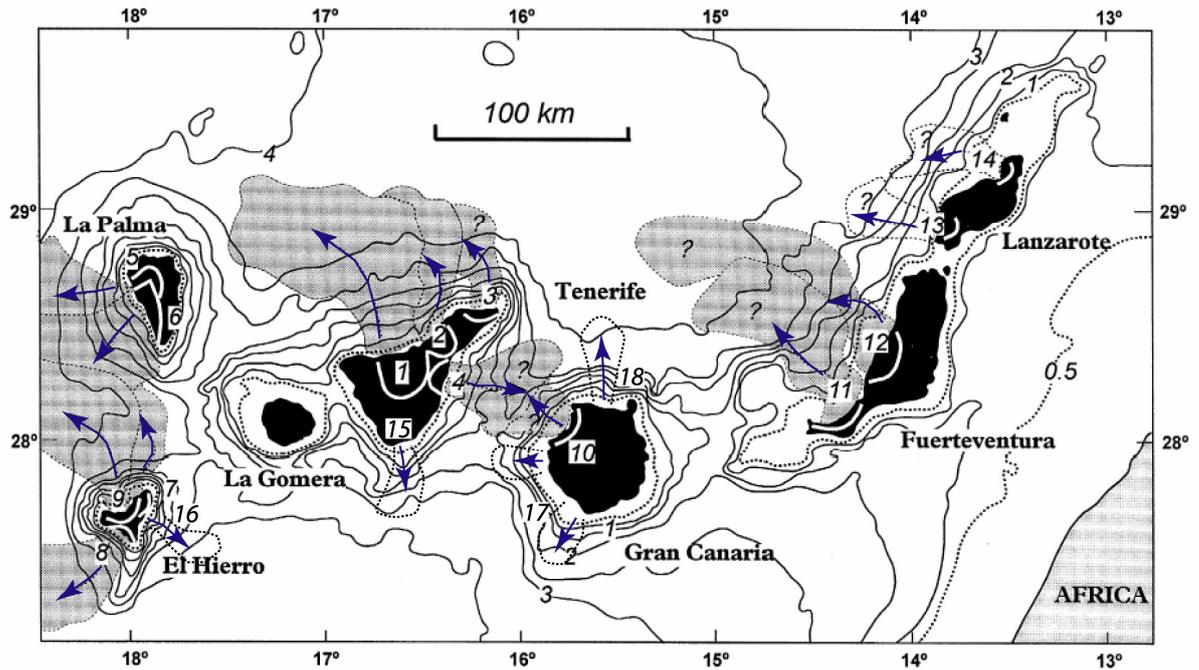


Fig. I-49 : Déstabilisations et glissements de flancs sur les îles Canaries (Carracedo, 1999; Krastel et al., 2001)

3.3.4) Le climat

Avec un relief de plus en plus imposant d'Est en Ouest, la végétation est plus présente dans les îles occidentales. Sur Fuerteventura et Lanzarote à l'Est, la faible importance du relief laisse passer vers le sud-ouest les nuages portés par des vents dominants, les alizés du Nord-Est. Le climat canarien est régi par trois phénomènes météorologiques (Gasparini et al., 1990) dont la combinaison explique l'extrême variabilité climatique d'une île à l'autre :

- un régime d'Alizés du Nord Est quasi permanent provoqué par l'anticyclone des Açores avec une fréquence de 90 à 95% en juin.
- un effet de brise marine dû aux différences thermiques entre masses océaniques et masses insulaires
- un effet orographique.

Comme pour Hawaïi et La Réunion, les îles Canaries présentent une nette séparation entre la partie au vent des reliefs qui est la plus arrosée (Nord) et la partie sous le vent au Sud. Avec l'effet orographique, la présence d'une zone d'accumulation de l'humidité est identifiée entre 600 m et 1500 m d'altitude. En revanche les précipitations moyennes annuelles restent partout très inférieures à celles d'Hawaïi et de La Réunion. Les précipitations moyennes annuelles ne dépassent pas 900 mm.an^{-1} , sur La Palma, l'île la plus arrosée. Pour les autres, les valeurs restent en général inférieures à 500 mm.an^{-1} , avec des zones considérées comme arides sur Lanzarote et FuerteVentura. Nous noterons la présence d'averses brèves et violentes venant de la zone tropicale au Sud. Les variations de températures entre l'hiver et l'été sont plus marquées qu'à Hawaïi ou La Réunion.

3.3.5) Conclusion de la comparaison avec les îles Canaries

D'un point de vue géologique, les îles des Canaries correspondent à un volcanisme de point chaud intermédiaire. L'activité volcanique dans la zone se manifeste beaucoup plus faiblement que celles d'Hawaïi

ou de La Réunion. Cette faible production volcanique (0,1 et 1,25 km³/ka) est compensée par la vitesse de la plaque lithosphérique qui porte les Canaries et se déplace cinq fois plus lentement que celle d'Hawaii. Ce qui permet d'engendrer des édifices du même ordre de grandeur. En effet, les îles de l'archipel des Canaries, comme l'île de La Réunion, ne montrent pas de subsidence significative durant les 15 derniers millions d'années (Carracedo, 1999), La Palma qui semble soumise à de l'uplift (Hildenbrand et al., 2003).

Le point le plus remarquable qui distingue la **production volcanique** des Canaries de celle des îles d'Hawaii et de La Réunion, ce sont les magmas pauvres en silice émis par ces édifices dans lesquels les basaltes sont rares, et où les laves fortement différenciées (phonolites et trachyte) représentent des volumes importants, même lors du stade bouclier des édifices.

L'évolution des édifices Canariens a beaucoup été influencée par des déstabilisations massives des édifices, et comme pour La Réunion, une partie de ces formations sont visibles en domaine aérien, par contre aucune de ces îles ne présentent de caldeira d'érosion aussi développées que les cirques de la Réunion.

D'un point de vue morphologique, l'île qui se rapproche le plus de La Réunion est Tenerife car elle culmine à 3718 m pour une superficie de 2055 km². Il existe des formes de vallées typiques sur cette île appelées des barrancos. Nous notons que le volume total de cette île (Paris, 2002) est très inférieur à celui de La Réunion.

Au niveau climatique, même si en terme de latitude, l'archipel est proche des tropiques, le climat y est relativement sec en comparaison de celui d'Hawaii. Cela va se traduire par l'absence de rivières pérennes sur les différentes îles, mais cela n'empêchera pas d'avoir la présence d'un aquifère de base généralisé sous les différents édifices (Custodio, 1978).

3.4) CONCLUSION SUR LES SPECIFICITES DE LA REUNION.

Après avoir fait la synthèse géologique et climatique de La Réunion et avoir passé en revue celle des îles des archipels d'Hawaii et des Canaries, nous pouvons proposer le Tableau I-9 qui les compare.

Il en ressort que les principales caractéristiques spécifiques de La Réunion sont:

- l'absence de mouvements verticaux sous La Réunion, et la vitesse quasi nulle de la plaque lithosphérique concernée (Duncan and Hargraves, 1990), contrairement à Hawaii,
- un climat tropical intense très favorable aux processus érosifs qui est très différent de celui des Canaries,
- la présence de rift-zones moins importantes que dans les îles Hawaii et Canaries. Leur rôle sur le contrôle morphologique de l'île semble donc moins évident à cerner.
- la présence de trois cirques centraux très développés sur le Piton des Neiges - dont l'origine est encore discutée (Kieffer, 1990) - et qui témoignent de phénomènes d'érosion exacerbés,
- la durée des stades d'évolution très différente de ceux d'Hawaii et des Canaries,
- une partie émergée de l'édifice réduite en comparaison de son volume total, proportions que l'on ne retrouve pas aux îles Canaries et aux îles Hawaii.

		La Réunion	Big Hawaii	Canaries
Contexte Géodynamique	Mouvements verticaux	Aucun	Uplift à Subsidence 2 à 4 mm.an ⁻¹	Aucun et Uplift (La Palma :0.5 mm.an ⁻¹)

	Mouvements plaques lithosphériques	Quasi nul Vers NE	10 cm.an ⁻¹ vers NO	1.9 cm.an ⁻¹ vers E
Durée Stade Evolution	1.Bouclier sous marin	3 Ma ?	0.2-0.3 Ma	0.5-3 Ma
	2.Bouclier aérien	2.5 Ma	0.7-0.8 Ma	0.5-0.2 Ma
	3.Post bouclier	0.41 Ma	0.15-0.25 Ma	2-5 Ma
Les structures	Rifts Zones	Oui, pas très marquées	Oui, bien marquées	Oui, dépend des îles
	Glissements sous marins identifiés	36	18 pour l'archipel	17
	Caldeiras	oui (>5)	oui	Oui (2)
Les produits	Production	0.01 km ³ .an ⁻¹	0.1 km ³ .an ⁻¹	2.5 km ³ .ka ⁻¹
	Magmas	Basiques + différenciés	Basiques	Basiques + différenciés
La morphologie	Superficie	2500 km ²	10 400 km ²	2055 km ² (Tenerife)
	Point Culminant	3070 m Piton des Neiges	4206 m Mauna Kea	3718 m Pico del Teide (Tenerife)
	Volume émergé	2200 km ³	12300 km ³	2000 km ³ (Tenerife)
	Volume total	75 000 km ³	113 100 km ³	23 600 km ³
	Formes d'érosion	Ravines, Rivières, Cirques	Vallées	Barrancos
Le climat	Précipitations mm. Valeurs maxi	< 10 000	< 8000	< 900
	Vents dominants	Sud Est	Nord Est	Nord Est

Tableau I-9 : Tableau de synthèse de la comparaison entre La Réunion, les îles Hawaïi et les îles Canaries.

Ainsi les caractéristiques morphologiques des Massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise sont liées à l'interaction de son climat tropical intense et de sa géologie à travers les processus d'érosion qui interviennent sur ces édifices. La Réunion, au regard des ces deux paramètres, apparaît comme un contexte favorable à l'érosion. Nous pouvons le qualifier de « spécifique » par rapport aux îles Hawaïi et Canaries.

Conclusions sur La Réunion, un contexte spécifique favorable à l'érosion ?

Dans cette partie, nous avons effectué une synthèse des données géologiques et climatiques disponibles et susceptibles d'influencer l'érosion à La Réunion, celle-ci était nécessaire pour appréhender correctement le développement des processus érosifs sur l'île.

Nous avons ensuite comparé ces données aux principaux traits géologiques et climatiques des îles Hawaii et Canaries, afin d'établir si La Réunion est vraiment un contexte spécifique favorable à l'érosion.

Du point de vue de la géologie, nous avons mis en évidence :

- le rôle des structures et des formations majeures vis-à-vis de l'érosion,
- et des variations d'intensité de cette érosion à certains moments de la vie de ces édifices.

En ce qui concerne le climat, nous avons montré son caractère agressif à l'échelle actuelle qui se répercute sur l'hydrologie et l'hydrogéologie de La Réunion et favorise une érosion fluviale intense. A l'échelle géologique, nous avons abordé le lien possible entre les variations climatiques et (i) l'existence de surfaces d'érosion à l'échelle des massifs, voire (ii) le déclenchement de phénomènes de démantèlement des édifices.

Enfin, notre comparaison avec les îles Hawaii et Canaries nous a permis de mettre en avant certains points spécifiques de La Réunion (tels que son climat plus intense, ou sa production plus faible que Big Hawaii) qui favorisent le développement d'une érosion marquée.

Ainsi c'est l'association des paramètres géologiques propres à La Réunion associés aux paramètres climatologiques exceptionnels sur l'île qui permet le développement de phénomènes d'érosion marqués. Dans les parties suivantes, nous allons identifier et caractériser ces différents processus.



Ecroulements dans le Bras de Mahavel en janvier 2001

Deuxième partie

L'érosion mécanique à La Réunion : produits et mécanismes.

Afin de bien comprendre les principaux processus érosifs qui affectent et ont affecté La Réunion, il faut d'abord identifier les produits qui y sont associés. Nous allons établir un inventaire aussi exhaustif que possible des principaux produits d'érosion rencontrés sur le terrain, et en faire une description pour expliquer leurs mécanismes de formation.

L'identification des produits de l'érosion mécanique en contexte volcanique consiste à reconnaître et à distinguer les différents produits volcanoclastiques secondaires, ou épicyclastiques au sens large (Cas and Wright, 1988; Clément et al., 2002; Rey, 1997), issues des mécanismes qui favorisent le démantèlement des édifices.

En nous référant aux classifications existantes appliquées en milieu volcanique (Cas and Wright, 1988; McPhie et al., 1993), et en exploitant notre travail de terrain, nous proposons dans cette partie :

- de définir les produits et processus d'érosion mécanique identifiés à La Réunion,
- et de les décrire en les classant en deux grands types
 - les produits et processus qui font intervenir l'eau comme agent de transport,
 - et ceux considérés comme « à sec » (l'eau n'étant pas l'agent de transport principal),

Pour réaliser cette partie, un travail de terrain important a été fait sur les flancs Nord et Ouest du Piton des Neiges. Une partie de ce travail a déjà fait l'objet d'une publication dans JVGR en 2003 (Bret *et al.*, 2003a) (Annexe II-1) et de deux présentations en conférences (Fèvre et al., 2003; Fèvre et al., 2001).

CHAPITRE 4 - DEFINITIONS DES PROCESSUS EROSIFS ET DES PRODUITS DE L'EROSION

La description des produits de l'érosion et des processus érosifs à La Réunion est le fruit d'un travail de terrain, pendant lequel, nous nous sommes efforcés d'apporter un regard nouveau sur les différentes formations géologiques de type dépôts détritiques rencontrées. Nous avons alors associé le mécanisme d'origine à chaque type de formation ce qui nous a permis une réinterprétation de certains affleurements déjà étudiés. Mais au préalable, il était nécessaire de définir de façon précise :

- ce que, dans notre étude, nous appelons les processus d'érosion,
- et ce que nous considérons comme les produits de cette érosion.

4.1) DEFINITION DES PROCESSUS

En général, les processus d'érosion (mécanique) sont déclenchés par un bouleversement d'une surface à l'équilibre par la formation de reliefs qui crée un déséquilibre (Howard, 1965; Howard, 1988a; Tricart, 1968). Dans notre contexte volcanique, le déséquilibre est principalement engendré par les événements éruptifs créateurs de reliefs (dans la première partie, nous avons noté que l'île n'a pas de mouvement vertical notable). Dès lors, si nous considérons que les événements éruptifs sont à l'origine de l'activation des processus d'érosion et que ceux-ci se mettent en place pour essayer de rétablir un équilibre, alors, nous pouvons les considérer comme post éruptifs. Il faut nuancer cette conclusion puisque dans certains cas, l'éruption joue un rôle de déclencheur du processus par exemple dans les avalanches de débris (McGuire, 1996). De ce fait, certains processus d'érosion pourront être considérés comme syn-éruptifs.

Les deux grands types de processus érosifs (Coque, 2002) qui existent, sont :

- **les processus chimiques** qui engendrent l'altération et la dissolution des formations géologiques. Ils ont des effets de l'ordre du demi millimètre par 100 ans (Ollier, 1988) et favorisent le deuxième type de processus,
- **les processus physiques ou mécaniques** qui entraînent la désagrégation des formations géologiques et le transport des produits de l'altération. Ces phénomènes ont des ordres de grandeur beaucoup plus importants que les processus chimiques avec des effets de l'ordre du millimètre par an (Ollier, 1988).

Il y a une interaction permanente entre ces deux types de processus : l'altération contribue à la désagrégation et à la déstabilisation des formations. Inversement, la désagrégation et la déstabilisation des formations contribuent au développement de l'altération dans des zones jusqu'alors protégées.

Notre travail a porté sur les processus mécaniques d'érosion à La Réunion, c'est-à-dire les glissements, les écroulements et le transport en général. Dans ce qui suit, nous considérerons comme processus érosifs uniquement les phénomènes qui participent à la destruction, et au démantèlement des édifices volcaniques (l'érosion mécanique) et leurs produits d'altération.

Pour nous permettre de mieux comprendre ces phénomènes, nous avons utilisé des classifications des processus de transport et des produits associés existants, appliquées aux milieux volcaniques (Cas and Wright, 1988; Clément et al., 2002; McPhie et al., 1993). Toutes ces classifications utilisent comme facteur principal de l'érosion la gravité, donc l'ensemble des processus que nous allons aborder sont des processus d'érosion gravitaire. Nous n'avons retenu de ces classifications que les éléments pertinents pour La Réunion.

Dans le tableau des processus de McPhie (1993), seuls trois types de processus et leurs dépôts associés ont été retenus pour l'étude de l'érosion mécanique de la partie aérienne de La Réunion (Tableau II-1). Ces processus sont :

- (1) les écroulements ou chutes de pierre,
- (2) les glissements (incluant les glissements de grande ampleur type avalanches de débris et les glissements rotationnels), et
- (3) les coulées de débris au sens large. Nous utilisons une traduction française des termes anglophones d'après le lexique franco-anglais de Flageollet (1989) (Annexe II-2).

PROCESSES:	CHARACTERISTICS:	DEPOSITS:	Traductions	
			Dépôts	Processus
Rockfall		talus deposit	Dépôt de Talus	Écroulement / Chute de pierres
Slide / Slump		debris avalanche deposit	Dépôt d'avalanche de débris	Glissement / Glissement rotationnel
Debris flow		debris flow deposit	Dépôt de coulées de débris	Coulée de débris

Tableau II-1: Extrait de la classification des processus et dépôts volcano-détritiques modifiées d'après McPhie *et al* (1993), traduction Flageollet (1989).

Dans la classification de Cas et Wright (1988) basée sur le mode de transport des matériaux, nous avons retenu pour La Réunion :

- (1) d'une part deux agents de transport (l'eau ou l'air), et
- (2) d'autre part deux types de transport (particulaire et en masse), (Tableau II-2).

Dans la classification de Clément et al. (2002) sur les brèches épiciastiques, nous avons retenu pour La Réunion :

- (1) l'existence d'un continuum entre les produits et processus de formation des brèches épiciastiques,
- (2) l'importance de l'eau comme agent de transport (Tableau II-3).

Cette classification est basée sur la relation qui existe entre la taille des blocs, la proportion d'éléments par rapport à la matrice et les caractéristiques des dépôts et la quantité d'eau impliquée dans les processus. Cette classification est très intéressante et son utilisation pour les brèches de La Réunion permet de tenir compte des processus impliqués dans la formation des produits rencontrés sur le terrain.

<u>Epiclastic products</u>	Nearest primary volcanic analogue
<u>1 Sediment transport not dependent on an interstitial medium</u>	
particulate	
(a) particle free fall	air-fall
(b) particle creep	
mass-movement	
(c) rock fall	
(d) slides	
(e) avalanches	nuées ardentes, block and ash flows
(f) grain flow	
<u>2 Sediment transport in which ice is an essential interstitial medium</u>	
particulate	
(a) ice rafting	
(b) glaciers	
mass-movement	
(c) glaciers	
(d) permafrost creep	
<u>3 Sediment transport in which water is an essential interstitial medium</u>	
particulate	
(a) traction (bed load, saltation)	
(b) suspension	
(c) in solution	
mass movement	
(d) fluvial torrent flow, sheet flood	
(e) subaqueous granular mass flow (e.g. turbidity currents)	
(f) mud flows, debris flows	lahars (herein)
(g) slumps	
(h) soil creep	
<u>4 Sediment transport in which air is an essential interstitial medium</u>	
particulate	
(a) traction	windblown
(b) suspension	
	surges
	eruption columns,
	plumes
mass-movement	
(c) air-lubricated rock avalanches	pumice, scoria, ash, block and ash flows

Tableau. II-2 : Classification des processus de transport sédimentaire en milieu volcanique (Cas and Wright, 1988). Modes de transport principaux identifiés à La Réunion

Process	LAHAR			DEBRIS AVALANCHE	
Types	Dilute streamflow	Hyperconcentrated flow	Debris flow	Mixed facies	Block facies
H ₂ O content	← high				low →
Flowing	Turbiditic and aqueous flowing in liquid state	Dense and aqueous flowing	Aqueous flowing in viscous state	Gravity landslide in solid state	
Notable features	Stratification, graded bedding, channels, progradations	Stratification, graded bedding, drainage channels, fluid ejections	Zonation, sand lenses	Substratum blocks	Jigsaw-cracks, megablocks
Max. size of blocks	< 10 cm	< 1 m	< 10 m	10 m - 100 m	> 100 m
				← blocks / matrix →	

(sources Ui,1983 ; Siebert,1984 ; Glicken,1991,1996 ; Leyrit, 2000; Thouret and Lavigne, 2000)

Tableau II-3 : Classification des brèches en milieu volcanique (Clément *et al.*, 2002)

A partir de ces trois classifications, nous proposons dans les chapitres suivants de classer les processus d'érosion mécanique présents à La Réunion en deux groupes :

- **les processus faisant intervenir l'eau comme moyen de transport**, cette famille englobe les processus d'érosion littorale et d'érosion fluviale,
- **les processus dans lesquels l'eau n'est pas l'agent de transport principal** cette famille correspond aux processus de glissement, d'écroulement et d'éboulement.

Cette classification, nouvelle pour La Réunion, permet de prendre en compte la majorité des processus d'érosion qui interviennent sur l'île à l'exception de quelques processus très marginaux tels que la gélifraction sur les plus hauts sommets (Chevalier *et al.*, 2001; Raunet, 1991). Il faut préciser d'autre part que notre travail ne s'intéresse qu'aux processus qui se manifestent à l'échelle géologique et à l'échelle de l'île : nous n'avons pas traité les processus d'érosion qui concernent les sols, ces travaux existent déjà pour La Réunion (Gopal, 1992; Raunet, 1991). De même, nous ne nous sommes pas intéressés aux processus d'érosion anthropiques (processus qui résultent d'une activité humaine), ou aux processus d'érosion biologiques (processus liés à l'interaction entre la biosphère et les formations géologiques), ces derniers pouvant être intégrés aux processus d'altération qui favorisent l'érosion au sens large.

4.2) DEFINITION DES PRODUITS

Nous définissons les produits de l'érosion comme étant tous les dépôts issus de processus érosifs. A La Réunion, cela représente tous les produits volcanoclastiques secondaires ou épicastiques au sens large (Cas and Wright, 1988; Rey, 1997), soit les formations qui ont été déplacées et redéposées grain par grain ou en masse, par des processus autres qu'éruptifs (Tableau II-4).

Ces formations volcano-détritiques sont des brèches, c'est pourquoi nous les avons étudiées en détail, en excluant toutes les formations bréchiennes dites primaires telles que les formations pyroclastiques et les formations volcaniques autobréchifiées ou produits autoclastiques (Chevallier, 1979; Haurie, 1987; Rey, 1997).

Dénomination des produits		Définitions
<i>Produits laviques ou effusifs</i>		Epanchés à l'état liquide plus ou moins visqueux
<i>Produits volcanoclastiques</i>	-primaires (autoclastites, pyroclastites et hydroclastites)	Déposés lors de l'éruption, résultent d'une fragmentation synéruptive
	-secondaires (épicastites s.l.)	Ont été déplacés et redéposés par des processus autres qu'éruptifs
	-remaniés (retransportés ou re-sédimentés)	Remaniement par le vent, les eaux de ruissellement, ou les courants marins
	-volcano-détritiques (épicastites s.s.)	Constitués de fragments de roches volcaniques préexistantes

Tableau II-4 : Dénomination des produits volcaniques d'après Rey (1997), en grisé les produits issus de l'érosion.

En ce qui concerne certains produits (comme les alluvions ou les brèches de pente), la description et la compréhension de leurs mécanismes de mise en place sont connus depuis longtemps à La Réunion, pour d'autres (comme les produits de glissements, de coulées de débris ou de petites avalanches de débris) l'identification et la compréhension de leurs mécanismes de mise en place sont le résultat d'une démarche spécifique et de travaux assez récents (Bret et al., 2003a; Fèvre et al., 2003; Fèvre et al., 2001). Car ces différents dépôts sont très similaires même s'ils sont issus de mécanismes différents ce qui explique la confusion existante dans les interprétations de certains affleurements de La Réunion.

Par rapport à la classification proposée par Clément et al. (Clément *et al.*, 2002) nous proposons d'utiliser plutôt le terme de coulée de débris que celui de Lahar qui est beaucoup trop vaste compte tenu des produits rencontrés sur le terrain à La Réunion. De plus le terme de « Lahar » originellement à été défini pour des mécanisme syn-éruptifs avec mise en place à chaud, ce qui n'est pas le cas pour la plupart des coulées de débris observées sur le terrain et dont l'origine est principalement liée aux fortes précipitations et aux écoulements torrentiels en général.

Pour appliquer et définir la nomenclature des produits de l'érosion à La Réunion, nous avons effectué notre travail de terrain en grande partie sur le Piton des Neiges, sur ses flancs Nord et Ouest, et également sur le Piton de La Fournaise, principalement dans la Rivière des Remparts.

4.3) CONCLUSIONS SUR LES DEFINITIONS DES PRODUITS DE L'EROSION ET DES PROCESSUS EROSIFS

Nous avons vu quelle était notre approche pour définir la classification sur laquelle reposent les deux chapitres suivants. En terme de processus, nous avons justifié le choix de la classification en deux groupes de processus pour les produits identifiés sur le terrain :

- **ceux issus de processus faisant intervenir l'eau comme moyen de transport,**
- **ceux issus de processus dans lesquels l'eau n'est pas l'agent de transport principal**

En terme de produits, nous avons défini les objets de notre étude comme étant les formations volcano-détritiques; que nous traiterons en nous basant sur la classification des brèches déjà existante pour d'autres îles (Clément et al., 2002; Siebert et al., 1987; Ui and Glicken, 1986).

Il est important de bien connaître les définitions utilisées dans notre étude de l'érosion à La Réunion. Car l'étude de l'érosion en général est un vaste sujet regroupant de nombreuses disciplines, or le mélange des genres est souvent néfaste si le cadre d'étude est mal défini.

CHAPITRE 5 - LES PROCESSUS ET PRODUITS D'ÉROSION FAISANT INTERVENIR L'EAU COMME AGENT DE TRANSPORT

A La Réunion, l'eau est un agent omniprésent. Elle est soit liée aux précipitations très abondantes, soit à l'océan qui entoure l'île. Dès lors, les produits et processus faisant intervenir l'eau comme agent de transport principal sont nombreux sur l'île. Ils tiennent une place importante dans l'inventaire des produits et processus de l'érosion mécanique. Certains d'entre eux ont déjà fait l'objet d'études antérieures, et ne seront pas détaillés ici.

Nous distinguons deux familles principales de produits et de processus associés pour lesquelles l'eau est l'agent d'érosion prédominant :

- l'érosion littorale et les **dépôts côtiers**,
- l'érosion fluviale et les **produits fluviaux** au sens large, pour cette dernière famille, nous verrons qu'il existe deux sous-familles de produits à différencier, (i) les alluvions au sens strict (matériaux non consolidés) et (ii) les **produits (ou dépôts) de coulées de débris et de boue** (matériaux bien consolidés).

Dans tous les cas l'interaction eau/matériaux joue un rôle important sur l'aspect final des dépôts (texture, classement, forme des éléments...).

A partir de la synthèse des données recueillies sur le terrain durant ce travail, principalement des observations de terrain, avec parfois la réalisation de lames minces voire des datations pour affiner l'interprétation de la mise en place de ces formations. Nous proposons une description des produits d'érosion faisant intervenir l'eau comme agent de transport, et de leurs mécanismes de mise en place, pour finalement tenter de quantifier l'importance de ces matériaux sur l'île.

5.1) L'ÉROSION LITTORALE

Les côtes réunionnaises sont soumises à deux phénomènes antagonistes : l'ablation des côtes d'une part et, d'autre part, la formation de zones d'accumulation (Coque, 2002). Dans ces dernières, nous retrouvons la majeure partie des produits de l'érosion littorale (les dépôts côtiers).

5.1.1) les dépôts côtiers

Ce terme générique regroupe toutes les formations sédimentaires issues de la dynamique littorale (les plages de sable, les plages de galets, les sables coralliens...etc.) (Figure II-1). Compte tenu de la diversité des produits présents dans cette famille, qui vont des sables aux galets basaltiques en passant par les débris coralliens, il nous est difficile d'en faire une description précise : ce sont, dans l'ensemble, des formations détritiques non consolidées avec des éléments polygéniques. D'ailleurs nous ne nous sommes pas intéressés à ces produits plus en détail compte tenu des études existantes (Billard and Vincent, 1974; Montaggioni, 1978; Troadec, 1991).



Fig. II-1 : Exemples de plages : à gauche, une plage de galets sur le front de mer de St Denis ; à droite, une plage de sable corallien à St Gilles

5.1.2) Mise en place des dépôts côtiers

La mise en place des dépôts côtiers est liée à l'érosion littorale et à la dynamique marine, qui crée soit des falaises littorales soit des zones d'accumulation. Les principaux agents de l'érosion marine sont les vagues et les courants, auxquels s'ajoute l'action des embruns (altération chimique) (Coque, 2002; Derruau, 1965). L'action érosive des vagues sur la côte résulte des facteurs suivants :

- un mitraillage par le sable et les graviers transportés;
- la pression de l'eau contre les parois (elle peut atteindre 30 tonnes.m^{-2}),
- une succion lorsque les vagues se retirent (déplacement de blocs de plusieurs milliers de tonnes),
- et des vibrations par suite de chocs répétés (phénomènes de résonance).

Le matériel sédimentaire mobilisé subit un tri granulométrique : les particules fines sont emportées vers le large ou déposées dans des zones calmes alors que le matériel grossier s'accumule à proximité de la côte. Les sédiments mis en suspension par les vagues peuvent être également transportés par les courants (Figure II-2).

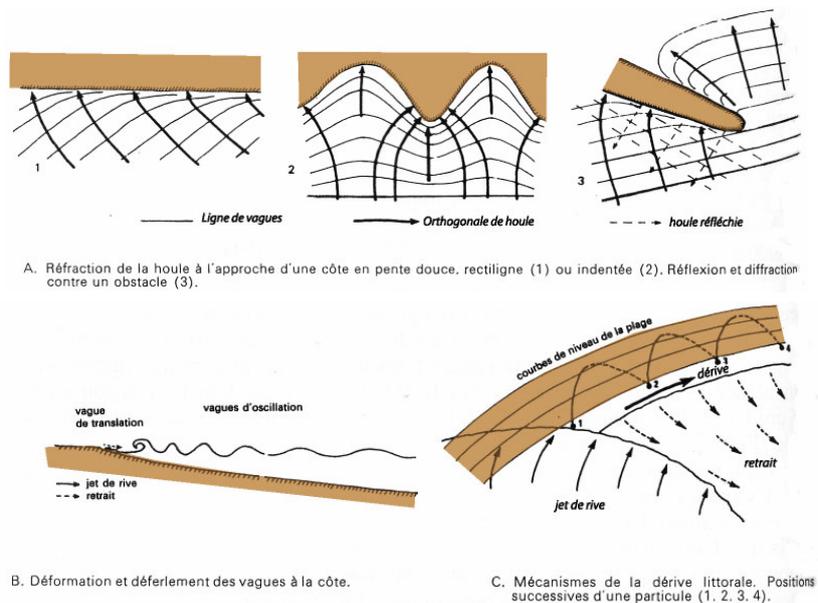


Fig. II-2 : Action des vagues sur la côte (Coque, 2002)

La houle, ainsi que les courants qui lui sont associés, sont responsables des processus de transit sédimentaire important autour de l'île (Troadec, 1991). Le transport des sédiments par les houles s'effectue soit perpendiculairement à la ligne de rivage, soit parallèlement à la ligne de rivage (dérive littorale). Parmi les différents types de houles, nous retiendrons l'importance des houles cycloniques très destructrices en saison chaude.

L'action de la houle sur une côte rocheuse a pour conséquence l'affouillement du pied des falaises (Figure II-3) et finit par entraîner l'effondrement de pans entiers. La formation d'un cordon littoral et de remblais est fréquente sur les côtes.



Fig. II-3 : Plage de galets au pied de la falaise de pyroclastites du Grand Hazier, et figures d'érosion de pied de falaise.

5.1.3) Répartition et importance

Il semble évident que faire une estimation volumétrique précise des dépôts côtiers est très délicat, mais nous pouvons toutefois tenter de quantifier leur importance à partir de la carte de Billard et Vincent (1974). Pour cela nous avons calculé la superficie des affleurements répertoriés. En terme de superficie les dépôts côtiers émergés recouvrent 20 à 35 km² soit environ 1% de la superficie de l'île, ce qui est négligeable. De plus, en utilisant une épaisseur moyenne de 20 m pour ces dépôts, ils représenteraient des volumes de l'ordre du km³. Compte tenu du régime climatique de La Réunion et de la répartition des pluies, la côte Est ne présente pas beaucoup de zones d'accumulation : les zones d'ablation y sont dominantes avec des falaises littorales bien marquées. Au contraire, la façade Nord Ouest à Sud Ouest possède la majorité des plages de sable basaltique (Baie de St Paul, Etang Salé) ou de galets (Baie de La Possession), et de nombreuses plages coralliennes (St Leu, l'Hermitage, Boucan Canot) qui sont liées à la présence d'un récif frangeant.

5.2) L'ÉROSION FLUVIATILE ET LES PRODUITS FLUVIATILES

L'érosion fluviale, englobe tous les processus de transport qui ont lieu dans la rivière ; elle est le résultat de la dynamique sédimentaire. Les produits qui en résultent à La Réunion sont :

- **les produits alluvionnaires au sens large** qui regroupent tous les dépôts peu ou pas consolidés, comme cela a été proposé par Bussière (1958; 1967) et Billard et Vincent (1974). Ces auteurs ont distingué les alluvions récentes, et les alluvions anciennes en fonction de leur âge.

- **les dépôts de coulées de débris et de coulées de boue**, qui eux sont des produits souvent consolidés, moins fréquents mais souvent remarquables de par leur extension importante.

5.2.1) Les produits alluvionnaires

5.2.1.1) Description

Ce sont tous les dépôts peu ou pas consolidés répartis en deux groupes : les alluvions récentes, et les alluvions anciennes. Dans notre étude, il nous semble important de mentionner ces produits, même si nous n'apportons pas d'éléments nouveaux par rapport aux auteurs précédents. Ces produits sont présents dans toutes les vallées de La Réunion, qui compte une rivière ou une ravine tous les 300 m en moyenne (Join, 1991).

- Les alluvions récentes ou actuelles

Elles regroupent les **alluvions lacustres récentes**, peu abondantes, qui correspondent surtout à des produits fins de type silt et sable, et les **alluvions fluviales récentes** plus grossières (Billard and Vincent, 1974). Ces dernières sont localisées dans le lit des principales rivières (Figure II-4). Il s'agit de zones de sables, de graviers et de blocs arrondis au cours du transport fluviale (les blocs peuvent atteindre un volume de plusieurs m³). Les produits fins sont généralement peu abondants compte tenu du régime torrentiel des rivières. Ces alluvions récentes se situent dans des secteurs inondés à la saison des pluies. D'un point de vue morphologique, les zones alluvionnaires peuvent évoluer rapidement à la faveur des crues. La source des matériaux varie suivant les rivières (érosion des berges, érosion du lit de la rivière...etc.). Elle correspond au remaniement des produits d'érosion des versants en amont (par ruissellement, effondrement, glissement, ...). Les alluvions actuelles sont donc très mobiles, et sont remises en mouvement à chaque crue. Elles vont se situer dans le lit actif de la rivière.

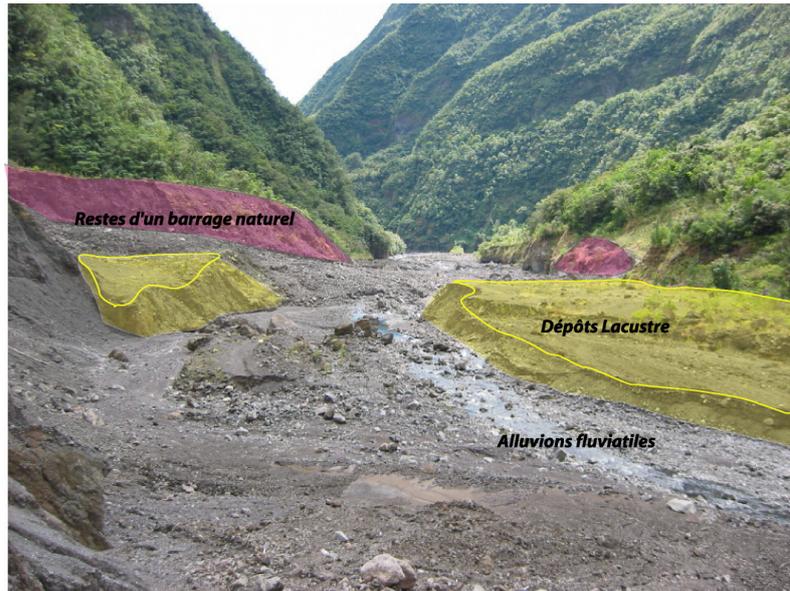


Fig. II-4 : Alluvions récentes dans le lit de la Rivière des Pluies

– Les alluvions anciennes

Comme précédemment, nous regroupons ici deux familles, les **alluvions lacustres anciennes** (éléments fins issus d'anciens barrages naturels) et les **alluvions fluviales anciennes** qui composent les principales plaines alluviales de La Réunion et les terrasses hautes (Billard and Vincent, 1974). Ces produits se situent aux embouchures des principales rivières, et peuvent atteindre plus de 100 m d'épaisseur. Nous les retrouvons aussi sous forme de petits lambeaux de terrasses perchées (Figure II-5) au dessus des rivières, ou dans les remplissages d'anciens chenaux. Formées des mêmes matériaux que les alluvions récentes, les alluvions anciennes ne sont plus concernées par la dynamique actuelle de la rivière. Certaines terrasses, à des altitudes pouvant atteindre par endroits quelques centaines de mètres au-dessus du lit actuel, témoignent de la paléodynamique des rivières réunionnaises avec des creusements importants du lit du cours d'eau depuis leur mise en place, souvent en plusieurs étapes de creusement successives.

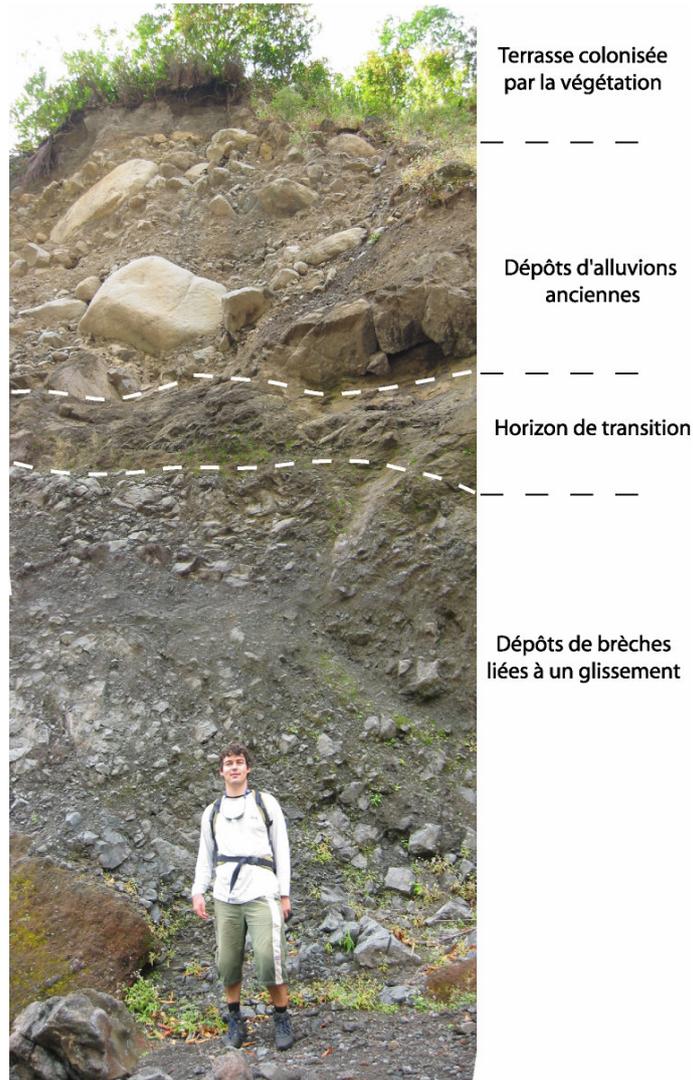


Fig. II-5 : Alluvions anciennes revégétalisées dans la Rivière des Pluies

5.2.1.2) Processus de mise en place

La mise en place des alluvions résulte de la dynamique sédimentaire des rivières. Elle est contrôlée par l'équilibre général du lit de la rivière qui lui-même dépend de plusieurs facteurs tels que : l'eustatisme, la nature du substratum du lit de la rivière, la pente, le débit, etc ... (Howard, 1965; Howard, 1988a; Montgomery et al., 1996; Schumm, 1993; Selby, 1994).

Le transport des matériaux dans un cours d'eau peut se faire de trois manières différentes :

* **par charriage**, c'est un transport sur le fond du lit, qui concerne en général les particules les plus grossières, allant des sables jusqu'aux blocs ;

* **en suspension**, qui est le transport « entre deux eaux » concernant les particules fines (argiles, limons, et parfois sables dans les rivières les plus rapides). Ce mode de transport est généré par les composantes ascensionnelles de la vitesse du courant dans le lit;

* **et le transport en solution**, lié à l'altération et à la dissolution, qui a déjà fait l'objet d'études détaillées à La Réunion sur plusieurs rivières (Louvat, 1997).

En général, les sédiments concernés par ces phénomènes de transport doivent être disponibles pour le transport (c'est-à-dire déjà présents dans le lit de la rivière). Ils sont donc produits en continu dans les bassins versants et sont issus principalement des phénomènes érosifs ou de l'altération des zones amont de la rivière (aussi appelées zones sources). Cela permet de renouveler en permanence les apports dans les zones d'alluvionnement actives. Les produits alluvionnaires ne sont que les sous produits, de façon plus ou moins directe, d'autres processus érosifs qui ont lieu dans les zones de production sédimentaire de la rivière (Figure II-6).

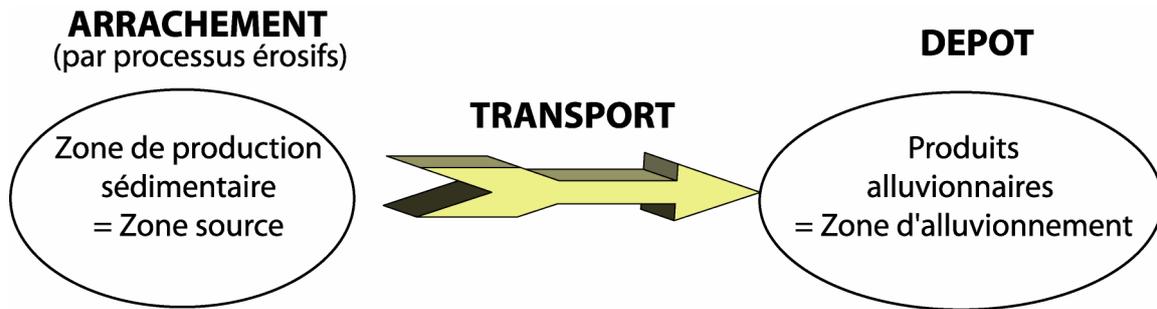


Fig. II-6 : Cycle classique de l'érosion

5.2.1.3) Répartition et importance

Nous avons mesuré à partir de la carte géologique (Fig. I-13) que l'ensemble des produits alluvionnaires recouvrent 8% de la surface de La Réunion (soit 200 km² sur les 2511 km² de l'île). De même, sur la carte géologique (Billard and Vincent, 1974), les alluvions anciennes recouvrent 132 km², soit environ 5% de la surface de l'île et les alluvions récentes recouvrent 33 km² soit environ 1,3% de la surface de l'île. Nous proposons une estimation grossière pour les trois grands deltas du Piton des Neiges (Rivière des Galets, Rivière du Mat et Rivière St Etienne) d'un volume de moins de 4 km³. Celui ci est obtenu en prenant une épaisseur maximum d'alluvion à la cote de 120 m pour les principaux cônes alluviaux aériens.

5.2.2) Les dépôts de coulées de débris et de coulées de boue

5.2.2.1) Description

Les dépôts de coulées de boue et de coulées de débris, à La Réunion, ont souvent été décrits à tort comme des tufs volcaniques consolidés (Defos du Rau, 1959) ou des lahars (Billard and Vincent, 1974). Nos études de terrains ont montré leur extension et leur importance sur le Piton des Neiges et sur le Piton de La Fournaise (Bret *et al.*, 2003a).

En se basant sur les classifications classiques des écoulements torrentiels (Coussot, 1996; Coussot and Meunier, 1996), c'est-à-dire les écoulements brusques et rapides non laminaires, il s'avère qu'à La Réunion ce sont les dépôts de coulées de débris issus de laves torrentielles (mélanges saturés de boue et de débris rocheux fins à grossiers dont les dépôts ne présentent pas de classement particulier) qui sont le plus largement représentées, par rapport aux dépôts de coulées de boue ou coulées hyperconcentrées (mélanges saturés composés essentiellement de boue). C'est pourquoi dans la suite de ce travail nous parlerons exclusivement des dépôts de coulées de débris. Ces dépôts se définissent comme des brèches polygéniques, très indurées, avec :

- **un support** matriciel, ou plus rarement clastique, avec des éléments anguleux à très anguleux de taille millimétrique à décimétrique (Figure II-7),
- **une matrice** qui est majoritairement silteuse, avec peu d'éléments arrondis,
- **une localisation** des affleurements dans les parois ou le lit des rivières ou paléorivières ;
- **une orientation** des formations généralement parallèle à l'axe d'écoulement de la rivière ou paléo-rivière concernée ;

Dans certains cas la présence d'éléments de terrasses alluviales remaniées ne facilite pas leur identification en tant que dépôts de coulée de débris

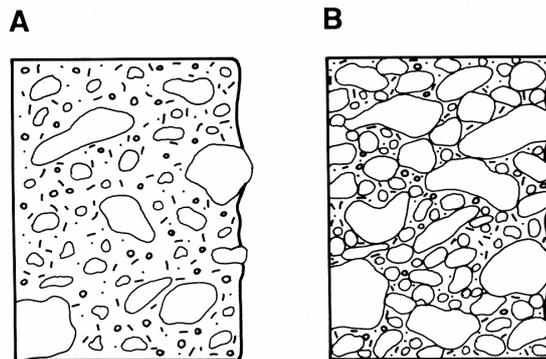


Fig. II-7 : Texture des dépôts de coulées de débris.(A) support matriciel, les éléments sont portés par une matrice fine, (B) support clastique, les éléments se touchent et ne sont pas entièrement portés par la matrice.

Les coulées de débris sont très fréquentes, chenalisées et présentes dans tous les niveaux stratigraphiques, des séries les plus anciennes aux séries les plus récentes. Elles peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les plus anciennes ont été décrites dans les remparts de ravines profondes et datées grâce à des coulées de laves interstratifiées (Bret, 2002). Les coulées de débris anciennes, même si leur mise à nu est souvent partielle, sont elles aussi, sub-parallèles aux paléo-rivières. Elles sont ainsi de bons témoins de la présence et de l'orientation des anciens réseaux hydrographiques.

Parmi les formations qui ont été cartographiées (Figure II-8), nous allons considérer celles étudiées dans le cadre de cette thèse :

- dépôts du **Bras de Ste Suzanne**, bien décrites dans l'étude du Massif de la Roche Ecrite (Bret, 2002)
- dépôts de la **Rivière des Pluies**,
- dépôts de la **Rivière St Etienne**
- dépôts du **Bassin Vital** et quelques affleurements de **la baie de St Paul**

D'autres affleurements importants sont connus et identifiés mais n'ont pas fait l'objet d'étude précise dans cette thèse (sur les flancs du Piton des Neiges : comme dans la Rivière du Mât, sur le Dimitile, à La Montagne, au-dessus des Avirons et au Sud de Ste Suzanne (Bret *et al.*, 2003a) ; mais aussi sur le Piton de la Fournaise : dans la Rivière des Remparts et dans la Rivière Langevin (Mairine and Bachèlery, 1997)).

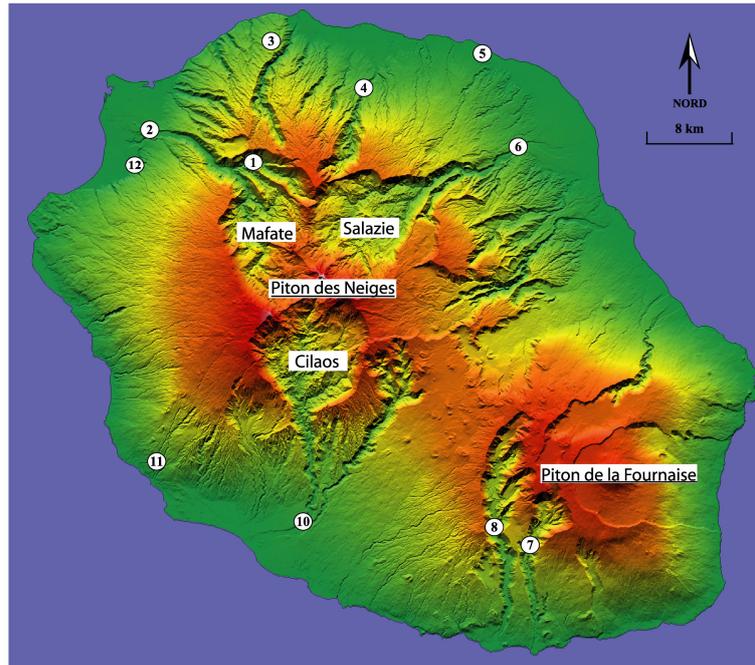


Fig. II-8 : Localisation des affleurements cités. 1 : Bras de Ste Suzanne ; 2 : Rivière des Galets ; 3 : La Montagne ; 4 : Rivière des Pluies ; 5 : Sainte Suzanne ; 6 : Rivière du Mât ; 7 : Rivière Langevin ; 8 : Rivière des Remparts ; 10 : Rivière St Etienne ; 11 : Les Avirons ; 12 : Baie de St Paul

- Dépôts de coulées de débris du Bras de Ste Suzanne

Le Bras de Ste Suzanne est un affluent de la Rivière des Galets dans le Cirque de Mafate. Vers 1300 m d'altitude, d'anciens dépôts de coulées de débris affleurent en rive droite de cette ravine. Six unités superposées, avec des épaisseurs atteignant 150 m par endroits, ont été identifiées (Bret, 2002). Trois sont posées sur des coulées de lave pahoehoe zéolitisées de la séquence basaltique inférieure. Les 3 autres, les plus récentes sont interstratifiées dans des coulées basaltiques non zéolitisées. L'ensemble de l'affleurement est armé par des coulées de lave de la séquence basaltique supérieure et est recoupé par de nombreux sills et dykes. Ces brèches semblent s'être mises en place au début de la séquence basaltique supérieure. Les dépôts consistent en des éléments anguleux avec une matrice silteuse complètement zéolitisée. La rivière a formé des chenaux d'érosion qui ont été remplis par des coulées épaisses de vallées (Figure II-9). En rive droite du Bras de Sainte Suzanne, les dépôts de coulées de débris peuvent être suivis vers l'aval jusqu'à la confluence avec la Rivière des Galets. Des datations ^{14}C que nous avons réalisées sur des bois trouvés dans la coulée de débris qui forme le lit du Bras de Ste Suzanne au niveau d'îlet à Déjeuner donne un âge de 28 200 ans BP. Cela montre l'ancienneté du creusement à cet endroit. Deux autres datations plus en aval au niveau de la confluence du Bras des Merles avec le Bras de Sainte Suzanne donnent des âges de 1700 BP (Annexe II-3) pour une formation bréchique de dépôts de coulées de débris, qui présente une épaisseur de plus de 30 m à cet endroit. Ceci nous montre que la formation de tels dépôts est toujours d'actualité et doit être prise en compte.

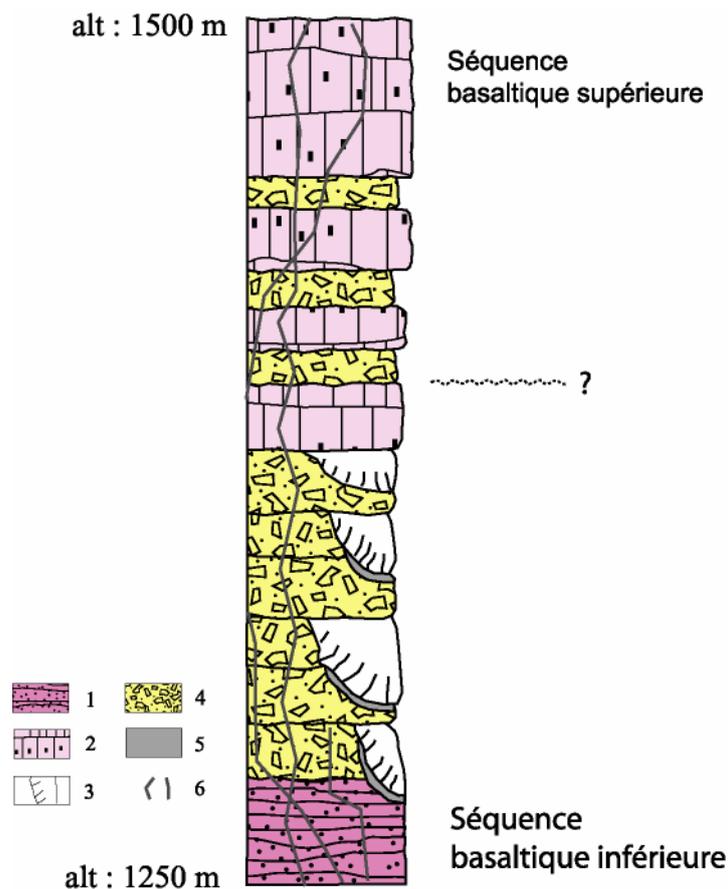


Fig. II-9 : Log géologique dans le Bras de Sainte Suzanne, 3 km en amont d'îlet à Déjeuner modifié de Bret (2002). 1 : formations basaltiques intensément zéolitisées ; 2 : formations basaltiques peu zéolitisées ; 3 : coulées de vallées ; 4 : coulées de débris et coulées de boue ; 5 : alluvions, 6 : dykes

- Dépôts de coulée de débris de la Rivière des Pluies

La Rivière des Pluies entaille profondément le flanc Nord du Piton des Neiges. Nous avons pu suivre, dans l'ensemble du lit de cette rivière, des brèches qui sont des dépôts de coulée de débris. Ces affleurements sont présents à différents niveaux dans la rivière. Les plus visibles se trouvent au niveau du Pont de Domenjod, et au niveau du chantier de basculement des eaux, où la coulée de débris constitue le lit de la Rivière.

Le long de la rivière, dans les rétrécissements du lit, l'accélération du flux a décapé les alluvions et dégagé le substratum formé de dépôts très indurés de coulées de débris. Les données de forage de prospection du chantier donnent une épaisseur de plus de 35 m, à 375 m d'altitude, pour les formations bréchiques dans le lit de la rivière (Garcin and Cruchet, 2001). L'affleurement se présente comme une brèche polygénique avec des éléments très anguleux dans une matrice silteuse rougeâtre zéolitisée. Les éléments, de taille centimétrique à métrique, sont hétérogènes. Nous avons répertorié la présence d'éléments de basalte à olivine, de basalte à plagioclase, de basalte rubéfié, de basalte aphyrique, et de basalte vacuolaire (Figure II-10). La datation d'un bois pris dans ces dépôts par la méthode du ^{14}C nous a fourni un âge de 5800 ans qui nous donne un âge minimum du lit de la rivière à cet endroit (Annexe II-3).

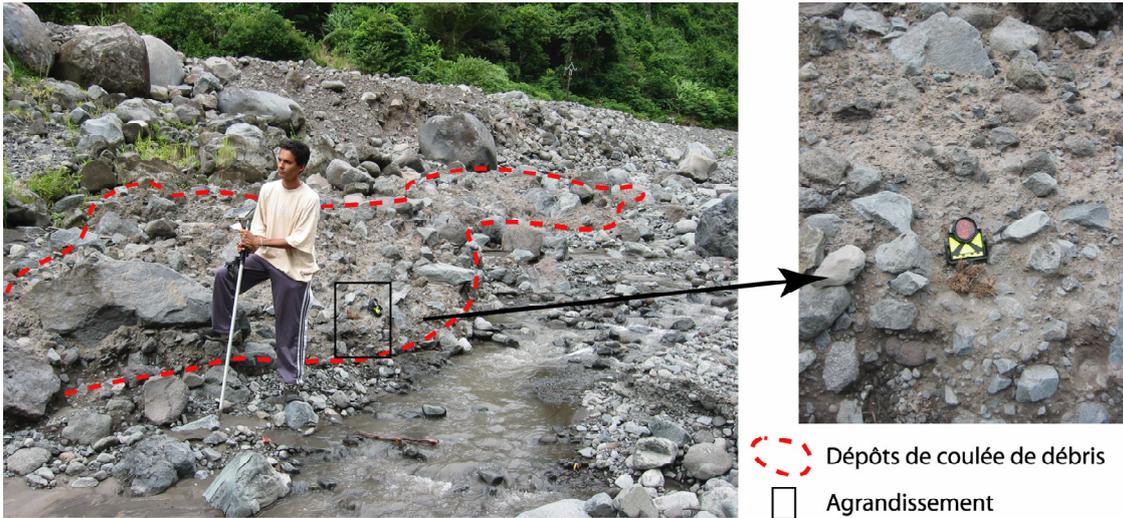


Fig. II-10 : Dépôts de coulée de débris dans le lit de la Rivière des Pluies 12 km en aval du chantier de basculement des eaux et bois daté à 5800 ans prisonnier des dépôts.

- Dépôts de coulées de débris de la Rivière Saint Etienne

Le long des deux rives de la rivière, sur plusieurs kilomètres, affleure une couche importante de brèches, atteignant une épaisseur de 100 m par endroits (Figure II-11). Ces dépôts de coulées de débris semblent constituer une bonne partie de l'Entre Deux. Ils sont composés d'éléments hétérométriques, avec des blocs d'aspect anguleux à sub-anguleux de taille plutôt décimétrique et quelques blocs métriques. Ces dépôts sont à support matriciel, la matrice sableuse à silteuse est abondante.

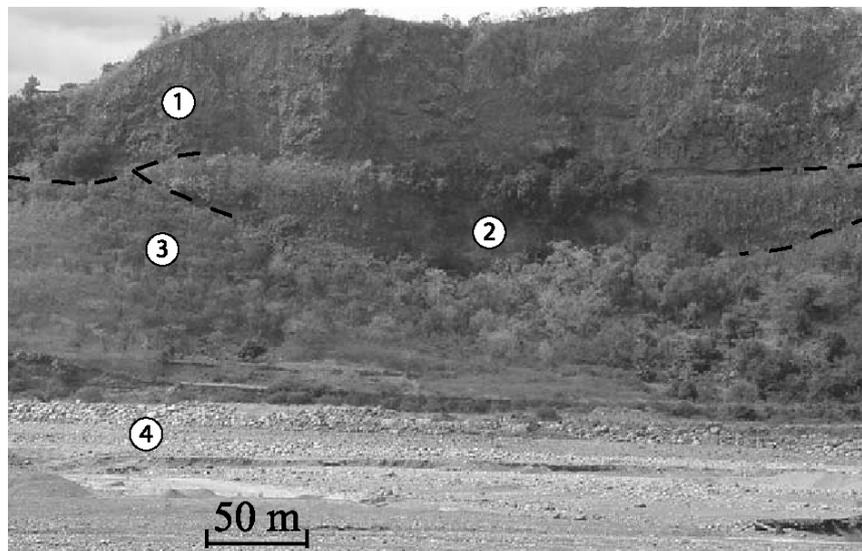


Fig. II-11 : Dépôts de coulée de débris en amont de la Rivière St Etienne. (1) dépôts de coulée de débris; (2) coulées de basalte à olivine; (3) dépôts de talus; (4) produits alluvionnaires récents (Bret *et al.*, 2003a).

Leur superficie est d'au moins 5 km², ce qui donne un volume total estimé d'au moins 0,4 km³ de dépôts.

- Dépôts de coulées de débris dans la falaise de St Paul

La falaise est entaillée par de nombreuses ravines ; elle se situe à l'Ouest du Piton des Neiges et domine une plaine alluviale qui s'étend sur 7 km. Nos études de terrain ont permis de mettre en évidence, quasiment pour chaque ravine entaillée dans la falaise, la présence de matériaux bréchiques. Parmi ces formations bréchiques, certaines présentent un faciès typique de dépôts de coulées de débris et d'autres un faciès qui se rapproche plus de dépôt d'avalanches de débris (cf. Chapitre 6).

Nous allons décrire les affleurements de la **Ravine la Plaine, et du Bassin Vital**, qui présentent les caractéristiques de dépôts de coulées de débris.

Il faut savoir que d'autres formations bréchiques, pouvant potentiellement être considérées comme des coulées de débris ont été identifiées dans les autres ravines de la baie de St Paul, notamment dans la Ravine La Forge, la Ravine Tête Dure et la Ravine Divon. Malheureusement, les critères n'étaient pas suffisants pour pouvoir proposer une origine certaine, principalement à cause de la difficulté d'accès associée à l'abondance de la végétation.

Ravine la Plaine

C'est la première ravine importante rencontrée au Sud de la Rivière des Galets. Elle souligne une discontinuité morphologique sur le bord de cette planèze. Elle présente un affleurement de brèches de 5 mètres d'épaisseur situé à 240 m d'altitude. Ce sont des brèches à support matriciel, polygéniques et caractérisées par la présence de blocs arrondis. La matrice est dominante et de couleur beige rose. Les éléments présents sont de nature basique avec du basalte aphyrique, du basalte à olivine, de l'océanite, des projections et la présence de quelques éléments de basalte à zéolites (Figure II-12). Ces brèches présentent toutes les caractéristiques de dépôt de coulée de débris, même si la fenêtre d'affleurement est assez limitée.



Fig. II-12 : Affleurement de brèches dans la partie amont de la Ravine la Plaine (pointillés = limite de faciès).

Bassin Vital

Le Bassin Vital se situe à 146 m d'altitude au Nord de la falaise de St Paul, dans la ravine du même nom, à environ 1 km au Sud de la Rivière des Galets. Le bassin est bordé en rive gauche d'une formation de brèches polygéniques à support matriciel de type dépôt de coulées de débris. Les dépôts apparaissent dans la falaise d'une soixantaine de mètres environ. Les levés nous ont permis de distinguer clairement 8 unités bréchiques distinctes entre 90 m et 250 m d'altitude (Figure II-13). Nous avons prélevé des échantillons dans les différentes coulées interstratifiées entre les brèches afin d'obtenir la chronologie pétrographique précise de mise en place des formations.

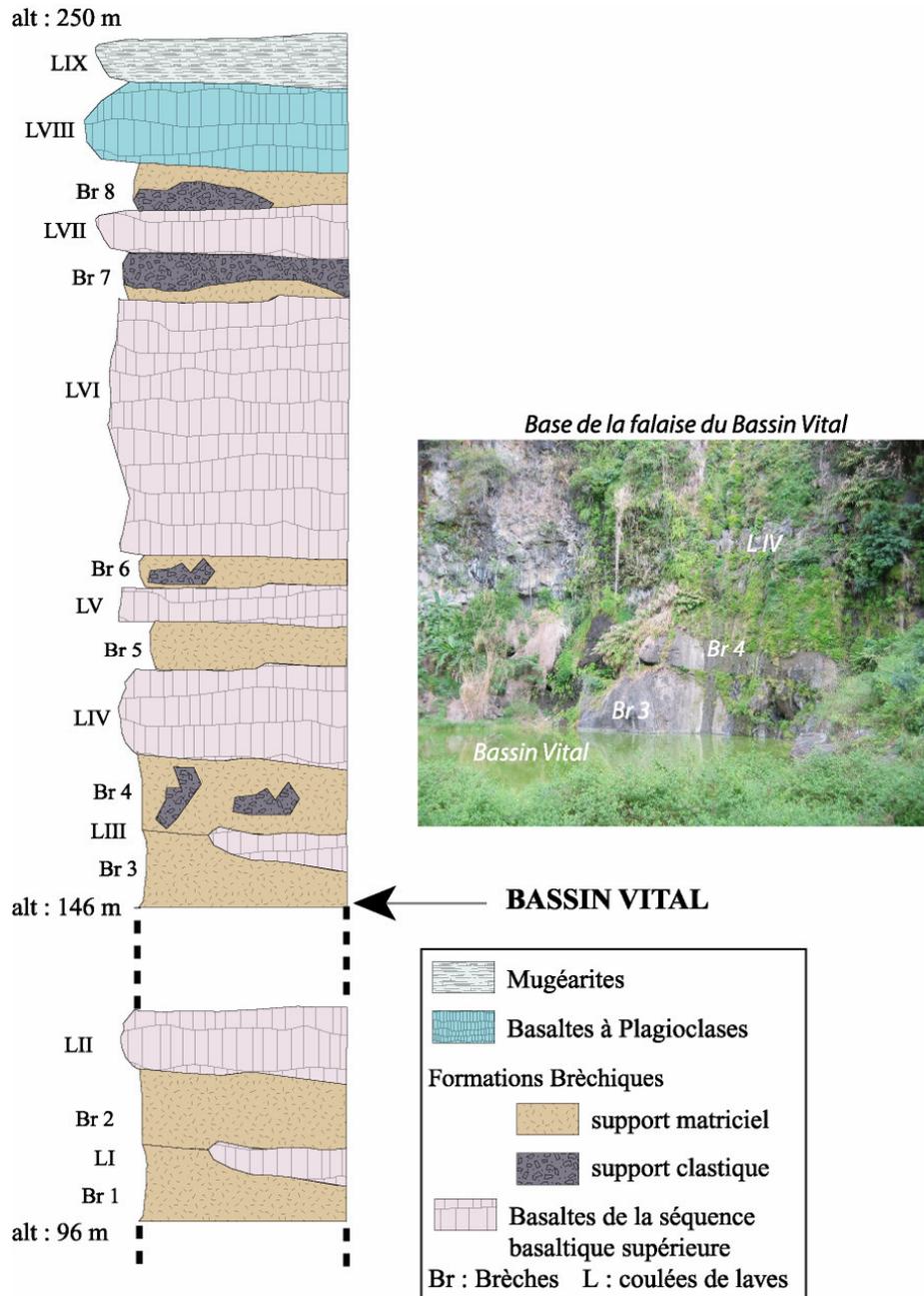


Fig. II-13 : Log géologique du Bassin Vital

Sur les 8 unités bréchiques identifiées, deux présentent des éléments centimétriques à décimétriques de nature hétérogène dans une matrice fine dont la proportion est inférieure à 50% ce qui nous fait dire que ce sont des produits de coulées de débris (Br1 et Br 3), les autres unités présentent deux faciès distincts répartis dans l'affleurement, les faciès à support clastique ont une

pétrologie homogène, comme si des blocs avaient été broyés sur place. Ces caractéristiques sont plus proches de celles associées aux dépôts transportés à sec comme nous le verrons par la suite. Ces brèches du Bassin Vital sont très intéressantes : elles montrent combien les formations volcano-détritiques sont importantes sur les flancs du Piton des Neiges. Dans notre log, plus de 45% de la hauteur correspond à des formations bréchiques. Nous retrouvons cette alternance entre des coulées de lave et des formations bréchiques de façon moins importante dans la Ravine Tête Dure plus au Sud, malheureusement sans critères chronologiques fiables, il est difficile de faire une corrélation entre les différents niveaux de brèches.

5.2.2.2) Processus de mise en place

Comme le terme l'indique, les coulées de débris représentent des écoulements de matériaux grossiers et cohésifs. Ils se différencient des coulées de boue par la taille des particules en suspension. Les coulées de boue sont caractérisées par la présence d'au moins 50% de particules de la taille des sables, silts, et argiles. La mise en place de coulées de débris s'effectue lors d'**écoulements visqueux**, où les éléments sont en suspension dans un fluide à forte viscosité capable de transporter des éléments assez gros (Iverson, 1997). Contrairement aux alluvions, le mouvement des produits de coulées de débris est lié à la gravité et non au mouvement du fluide lui-même (Iverson, 1997). L'eau a un rôle fondamental dans ce phénomène, comme « lubrifiant » de l'ensemble des dépôts, car elle favorise le mouvement de la coulée de débris en limitant les frottements internes, et ce même si la proportion d'eau est faible.

La pente est un facteur indispensable pour la mise en place de ce type de formations, or à La Réunion, la plupart des rivières ont des pentes généralement supérieures à 5%, ce qui favorise ce type de phénomènes.

Les coulées de boue ou de débris sont donc des écoulements brusques et rapides vers le bas, de mélanges saturés de boue et de débris rocheux fins à grossiers dont les dépôts ne présentent pas de classement particulier (Figure II-14). Elles se mettent en mouvement lorsque de fortes pluies saturant d'eau leur fraction fine. La vitesse de propagation peut atteindre une centaine de km.h⁻¹ (Cas and Wright, 1988), entraînant des blocs de taille parfois considérable.

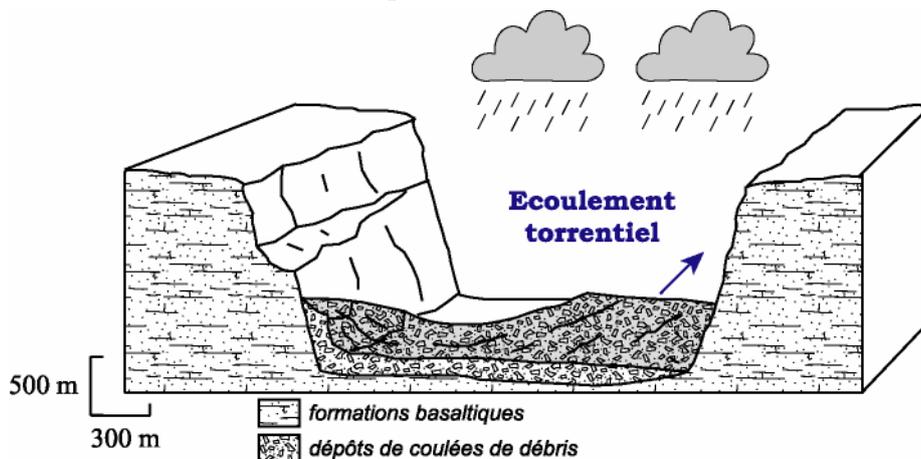


Fig. II-14 : Mise en place d'une coulée de débris ou d'une coulée de boue

A La Réunion, les dépôts de coulées de débris peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres et sont souvent intercalés dans les alluvions fluviales. Ils sont abondants en aval des rivières actuelles et à

leur exutoire dans les plaines alluviales. Ces dépôts se trouvent alors posés sur des terrasses alluviales ou des cônes. Parfois, des coulées de débris peuvent être interstratifiées avec des coulées de lave, ce qui permet de les dater approximativement. Des âges absolus pour la période récente peuvent être aussi obtenus en datant les bois retrouvés dans ces formations, ce que nous avons fait pour la Rivière des Pluies et le Bras de Ste Suzanne..

5.2.2.3) Répartition et importance

La Figure II-15 montre la répartition globale des dépôts de coulées de boue et de débris connus, mais nous constatons que leur densité reste fortement liée à l'accessibilité des zones concernées. Par exemple la Figure II- 15 ne fait apparaître que peu de dépôts dans Mafate alors, que nous savons qu'il y en a dans les autres cirques. Compte-tenu de la topographie et de la densité des rivières, les cirques sont naturellement les lieux les plus propices pour accueillir ces dépôts.

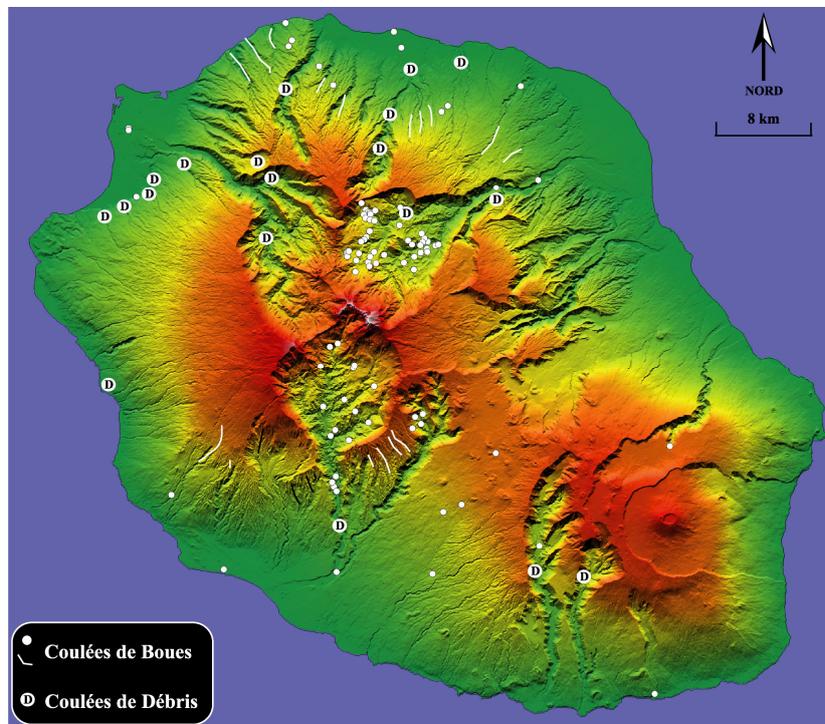


Fig. II-15 : Localisation non exhaustive des coulées de débris et de boue reconnues à La Réunion (Synthèse Base de Données mouvements de terrain historiques BRGM et Bret *et al.*, 2003)

Il est difficile de fournir une estimation de l'importance de ce type de processus à La Réunion car l'information reste parcellaire sur l'ensemble de l'île. Malgré tout, nous savons que ce sont des phénomènes très fréquents comme le montrent les relevés du BRGM (2001) sur Salazie qui est une zone sensible très surveillée. Ainsi, l'ensemble des événements historiques répertoriés sur les 100 dernières années (BRGM, 2001) fournit des valeurs de l'ordre $0,006 \text{ km}^3$ pour l'ensemble des coulées boueuses et les coulées de débris actuelles. Pour ce type de phénomènes, c'est surtout la fréquence des événements, qui est importante, et qui au final constitue des volumes importants à l'échelle géologique. Au final, compte tenu de l'abondance des affleurements de coulées de débris sur le terrain (Bret *et al.*, 2003a), et de la profondeur des rivières et des ravines de La Réunion (cf. Chapitre 10),

nous pensons que les volumes impliqués sont certainement plus importants que ceux estimés avec la base de données du BRGM. Et ce d'autant plus que comme le montrent les relevés sur les flancs sous-marins de l'île (Oehler *et al.*, 2004) une partie importante de ces produits d'érosion se retrouvent en mer.

5.3) CONCLUSIONS SUR LES PROCESSUS ET PRODUITS D'ÉROSION FAISANT INTERVENIR L'EAU COMME AGENT DE TRANSPORT

Nous avons vu et décrit dans ce chapitre les principaux produits de l'érosion faisant intervenir l'eau comme agent de transport, lors de leur mise en place. Pour chacun d'eux nous avons décrit leur mode de mise en place et estimé un ordre de grandeur de leur importance. Les deux familles étudiées sont :

- les produits et processus de **l'érosion littorale** dont le facteur de contrôle principal est la houle et dont les dépôts sont faiblement représentés sur l'île avec des volumes estimés de l'ordre du km³,
- les produits et processus de **l'érosion fluviale** parmi lesquels nous avons distingué et décrit :
 - les *formations alluvionnaires* dont nous avons estimé l'importance à quelques km³,
 - des *dépôts de coulées de débris*, dont les événements répertoriés sur 100 ans donnent des volumes estimés d'environ 0.006 km³. Néanmoins compte tenu de la fréquence des produits de ce type rencontrés sur le terrain, ils apparaissent comme une composante majeure de l'érosion à La Réunion.

Nous avons à travers la synthèse de nos observations de terrains proposé une nouvelle vision globale de tous ces produits à La Réunion et des processus associés jusque là étudiés individuellement.

CHAPITRE 6 - PRODUITS ET PROCESSUS D'ÉROSION DIT **« A SEC »**

Dans les produits et processus d'érosion que nous allons maintenant aborder, l'eau n'est pas le moyen de transport des produits, c'est pourquoi nous parlerons de processus « à sec ». L'eau aura par contre un rôle fondamental dans le déclenchement des processus, soit comme lubrifiant à la base des unités transportées, soit en apportant une contrainte supplémentaire (charge hydrostatique) qui favorisera le déclenchement des processus. Ces processus peuvent déplacer des masses rocheuses considérables, jusqu'à plusieurs km³. Leur impact sur la dynamique sédimentaire est important, car ils sont localisés dans les versants des rivières et mettent souvent les matériaux mobilisés à la disposition du système fluvial. Dans ce type de processus, le transport et le dépôt sont contrôlés principalement par la **gravité**, il faut donc introduire dans notre réflexion la notion de stabilité de versant et celle de pente limite d'équilibre des matériaux des zones susceptibles de subir ce type de processus érosif (Kliche, 1999). Cette pente varie en fonction de nombreux paramètres (nature des roches, structure des formations, densité des matériaux, présence d'eau...) (Howard and Selby, 1994; Koons, 1955). Nous aborderons l'étude de ces processus à La Réunion par rapport aux dépôts qu'ils forment. Nous étudierons :

- 1- les dépôts de talus,
- 2- les dépôts d'avalanche de débris,
- 3- pour conclure par la discussion de l'existence d'un **continuum entre les processus et entre les produits** (Tableau II-4), nous discuterons de l'existence de phénomènes de type petites avalanches de débris à La Réunion (Bret *et al.*, 2003a).

6.1) LES DEPOTS DE TALUS

Les dépôts de talus sont les accumulations en pied de rempart des blocs détachés de la paroi suite à des instabilités structurelles. Nous allons étudier leurs caractéristiques, leur origine et leur importance à La Réunion.

6.1.1) Description

Ces dépôts ont été anciennement décrits dans les trois cirques sous le nom de brèches de pente (Chevallier, 1979; Haurie, 1987) ou de brèches modernes (Maillot, 1999). Le terme de dépôts de talus est plus approprié car utilisé de façon courante dans d'autres contextes géologiques (Howard and Selby, 1994; Koons, 1955). Effectivement ces dépôts sont formés par des brèches plus ou moins bien cimentées dont la matrice terreuse est en général présente en faible proportion (moins de 20%) : ces formations sont issues d'éboulis ou d'écroulements. Ces dépôts sont généralement non, ou très mal, stratifiés avec des éléments anguleux de taille centimétrique à métrique (Figure II-16). Ce type de dépôt est couramment observé au pied des remparts dans toutes les grandes dépressions de l'île.

Ils rendent l'étude géologique de ces secteurs très difficile en masquant les formations à la base du rempart. Ceci est d'autant plus vrai que ces talus sont rapidement colonisés par la végétation.

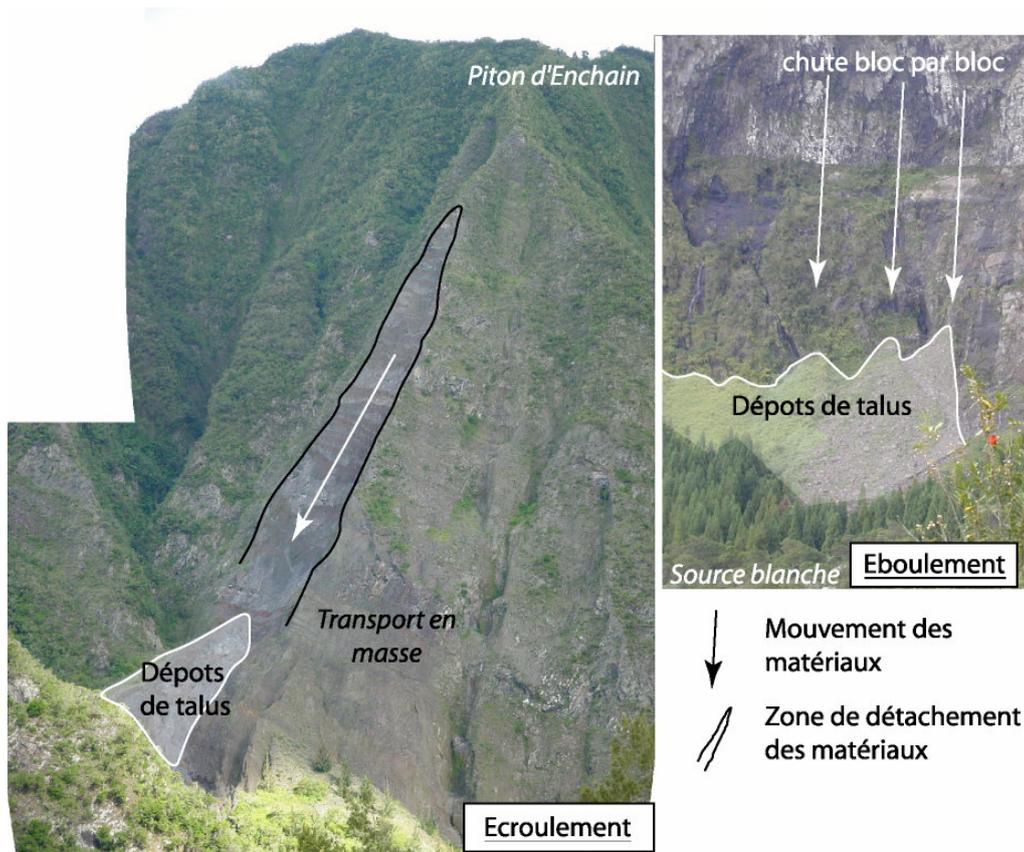


Fig. II-16 : Dépôts de talus dans Salazie.

Les plus beaux exemples sont visibles aux pieds des falaises des cirques et des rivières où les phénomènes d'éboulement et d'écoulement sont omniprésents. Ces dépôts sont peu consolidés et rapidement remobilisés par l'érosion fluviale, ce qui explique que les dépôts de talus en alternance avec des formations anciennes soient rares.

6.1.2) Mécanisme de mise en place

Les zones d'éboulis qui constituent les talus ont souvent une morphologie typique en cône plaqué contre la paroi des remparts, et sont en général alimentées par des "couloirs d'éboulis" à leur aplomb (Figure II-17). Ces dépôts forment une pente d'équilibre entre 30 à 40° suivant la taille des matériaux (Howard and Selby, 1994; Kliche, 1999). Du point de vue des processus, ces dépôts regroupent 2 types de processus qui sont :

-**les éboulements** : processus où les blocs (ou les éléments plus petits) tombent un à un et s'accumulent au même endroit en formant un talus naturel aussi appelé « éboulis ». Ce sont des processus continus dans le temps liés à l'instabilité permanente des remparts, ils peuvent présenter un litage,

-**les écoulements** : processus de transport en masse de pans de falaise entiers. Ces processus impliquent des volumes beaucoup plus importants mais ont une fréquence plus faible, ils sont discontinus.

Ces processus sont souvent étroitement liés. Sur le terrain, il n'est pas possible de les différencier, car les écoulements sont souvent suivis d'éboulements et vice versa.

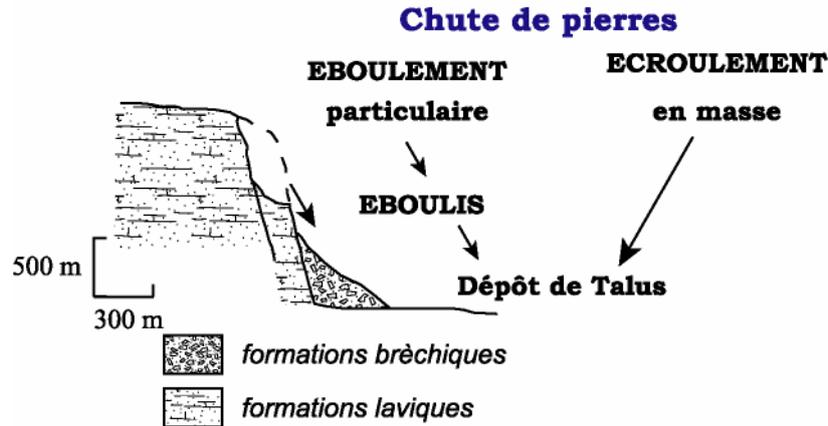


Fig. II-17: Mécanisme de formation de dépôts de talus.

Les éléments constitutifs des dépôts de talus sont hétérogènes (océanite, mugéarite et hawaiiite) mais contiennent les éléments des formations récentes échantillonnés dans la falaise. Leur texture est à support clastique avec une matrice silteuse et des éléments allant des galets aux blocs.

Certains dépôts de talus sur le flanc Nord-Ouest du Piton des Neiges, aux pieds de la falaise du littoral (au niveau de la route en corniche) montrent des blocs décamétriques de coulées de lave. Les dépôts ne sont généralement pas lités, peu classés et sont souvent recouverts par des dépôts stratifiés plus fins, issus de la chute de pierres de la falaise élevée. Les paramètres favorisant les chutes de pierres sont principalement les surcharges hydrostatiques lors des fortes pluies, et les affouillements ou sapements en pied de rempart (Kliche, 1999), toutefois en altitude l'influence de la gélifraction et de la thermoclastie sera non négligeable.

6.1.3) Estimation de leur importance

Ce type de produits se rencontre partout où il y a des falaises importantes. A La Réunion, cela concerne l'ensemble de l'île (Figure II-18). Le volume des dépôts de talus peut varier de façon importante avec des extensions métriques à kilométriques (Bret *et al.*, 2003a). Les dépôts de talus les plus importants participent à la morphologie des îlets.

La base de données historiques des mouvements de terrain du BRGM donne un bon aperçu de la fréquence et de la répartition de ce type de processus. Bien entendu, nous constatons que la plupart des événements sont enregistrés sur les principaux axes routiers : dans les cirques, sur la route en corniche, et au Cap Lahoussaye. Ce sont aussi les zones les plus surveillées, mais il existe sans doute de nombreux événements non répertoriés du fait de leur isolement. Si nous calculons le volume que représentent les enregistrements historiques (somme des volumes estimés dans la base de données du BRGM) cela nous donne un volume minimum de 0,06 km³ pour les produits des chutes de pierres, soit 10 fois plus par rapport au volume des coulées boueuses répertoriées sur la même période.

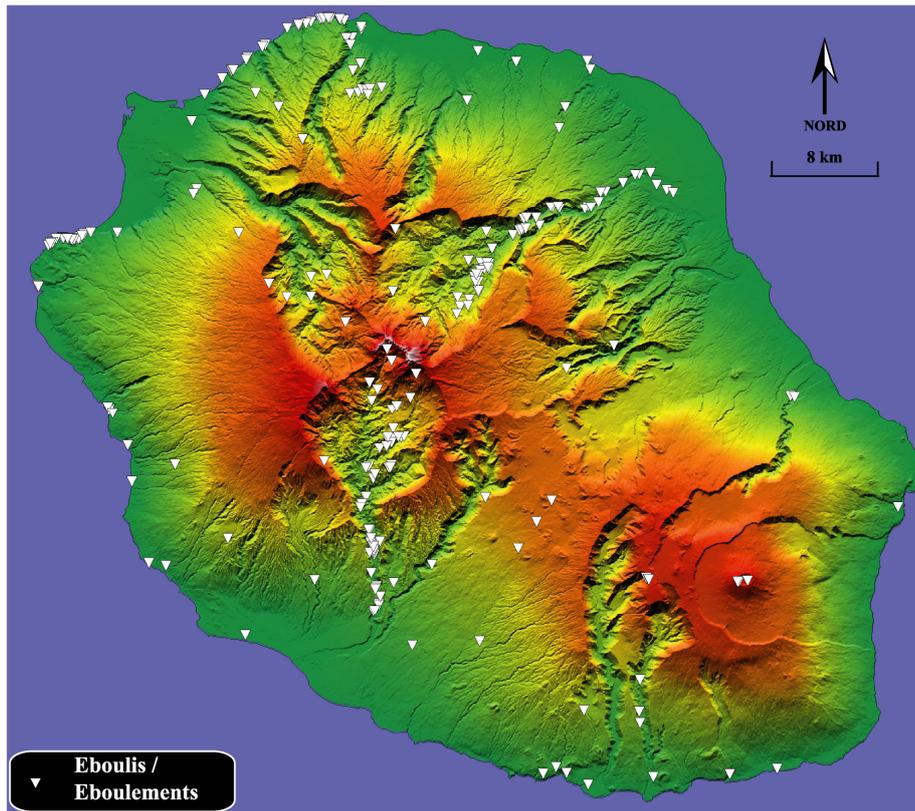


Fig. II-18 : Localisation des « chutes de pierres » historiques à La Réunion (d'après la Base de Données sur les mouvements de terrains historiques du BRGM)

6.2) LES DEPOTS D'AVALANCHES DE DEBRIS

6.2.1) Description générale

A la Réunion, les dépôts sous-marins d'avalanches de débris consécutifs à de grands glissements de flanc ont été mis en évidence au large du Grand Brûlé (Piton de la Fournaise) à la fin des années 80 (Cochonat et al., 1990; Lénat et al., 1989; Lénat and Labazuy, 1990). Plus récemment, Bachèlery et al. (1996; 2003) ont identifié dans la Région de St Gilles, la partie aérienne d'un glissement similaire ayant affecté la partie Ouest du Piton des Neiges à la fin de son stade bouclier, et sa probable extension en mer.

De nouveaux affleurements de dépôts d'avalanche de débris ont ensuite été identifiés sur les flancs du Piton des Neiges et dans les cirques (Sainte Suzanne, Cilaos, Salazie, Mafate). Ils montrent l'importance de ces produits de démantèlement et leur rôle dans l'érosion des volcans boucliers.

Les dépôts d'avalanche de débris représentent une partie importante de notre travail de terrain. Plusieurs affleurements nouveaux ont été identifiés et d'autres ont été réinterprétés.

Les caractères généraux des dépôts d'avalanches de débris à La Réunion sont les suivants :

- des **brèches massives polygéniques**, non classées, avec des éléments allant des mégas blocs de plus de mille mètres cubes, jusqu'aux graviers, voire aux sables,
- la présence de témoins d'une **déformation intense** avec des pans de glissements, et une fracturation très importante des éléments,

- des **variations rapides, à petite échelle, de la texture** qui passe d'un support matriciel à un support clastique. De ce fait deux pseudo-**faciès** sont définis dans les dépôts d'avalanche de débris (Glicken, 1991; Ui and Glicken, 1986).

- Un « **faciès bloc** » qui correspond aux morceaux intacts des formations initiales : ceux-ci sont très fracturés et présentent des figures de puzzles (jigsaw cracks, jigsaw fits). Ce « faciès bloc » forme des mégablocs (de taille métrique à décamétrique) entourés d'une matrice fine
- Un « **faciès matrice** » ou « **faciès mixte** », qui est composé de petits éléments millimétriques à pluri-centimétriques de nature polygénique, issus de la source du glissement.

L'ensemble de l'affleurement a l'aspect d'énormes blocs imbriqués et fracturés en puzzle, emballés dans une brèche qualifiée de matrice et qui peut présenter des figures d'injection dans les blocs.

- **des variations à grande échelle de la structure** des dépôts. Les affleurements voient leurs caractéristiques varier en fonction de leur distance par rapport à la source (Figure II-19). Ainsi, plus les dépôts sont éloignés de la source, plus la taille des blocs diminue (Mehl and Schmincke, 1999; Palmer et al., 1991). Ce sont les formations les plus résistantes qui ont tendance à rester sous forme de blocs alors que celles qui sont plus tendres sont intégrées en petits éléments dans le « faciès matrice ».

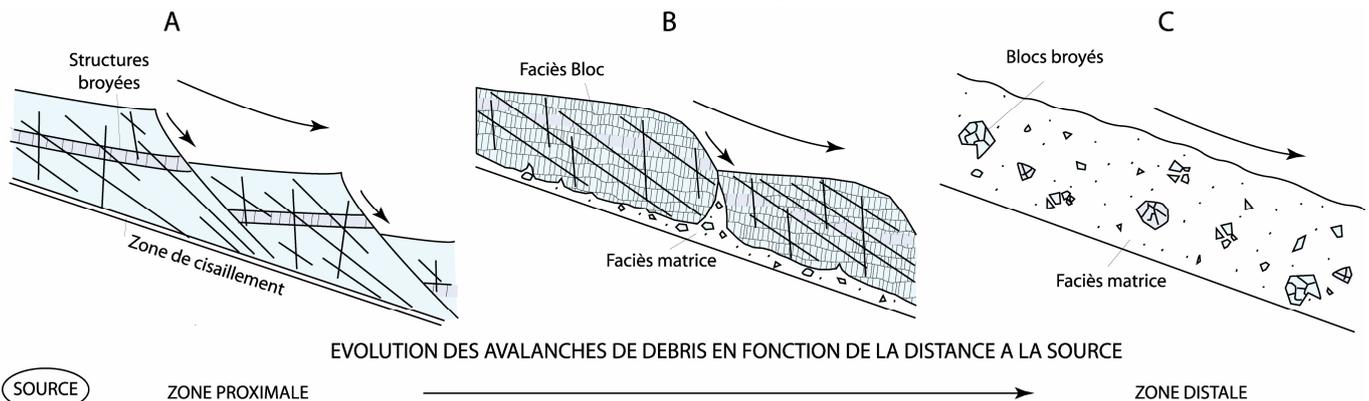


Fig. II-19 : Evolution des caractéristiques des affleurements d'avalanche de débris modifiés de Reubi et Hernandez (2000). A : Zone proximale du glissement; B : Zone intermédiaire ; C : Zone distale

-une **composition pétrologique** qui varie en fonction de la nature de la source des dépôts. Dans certains cas, les dépôts présentent, sur de petites fenêtres d'affleurement, l'aspect de brèches monogéniques,

- une **morphologie** de la surface des dépôts en collines allongées (*hummocks*). Ces reliefs peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur.

Nous verrons au paragraphe 6.2.3 les principaux affleurements aériens rencontrés sur le Piton des Neiges. Les dépôts les plus connus servant de référence sont ceux bien identifiés de Saint-Gilles (Bachèlery et al., 1996; Bachèlery et al., 2003).

6.2.2) Mise en place

Les avalanches de débris sont des **processus de glissement, rapide et en masse** contrôlés par la **gravité**, et dans lesquels les fluides interstitiels n'ont pas de rôle significatif. Lors de leur mise en place, les dépôts d'avalanches de débris peuvent complètement masquer la topographie préexistante. Les avalanches de débris peuvent atteindre des vitesses de 300 km.h^{-1} (Voight et al., 1981). La zone à la base des dépôts correspond en général à une couche « savon » (riche en minéraux secondaires) qui facilite le glissement (Bret *et al.*, 2003b). En général, le glissement est dû à l'effondrement d'un flanc du volcan (Figure II-20) :

-soit pendant **un épisode éruptif**, nous parlerons d'avalanche de type syn-éruptif, ce qui regroupera les types dit Bezymianni et Bandai définis par (Hurlimann et al., 2000; McGuire, 1996; Siebert et al., 1987); ou

-soit **à cause d'une instabilité gravitaire** de grande ampleur, c'est le type Unzen (Hurlimann et al., 2000; McGuire, 1996; Siebert et al., 1987).

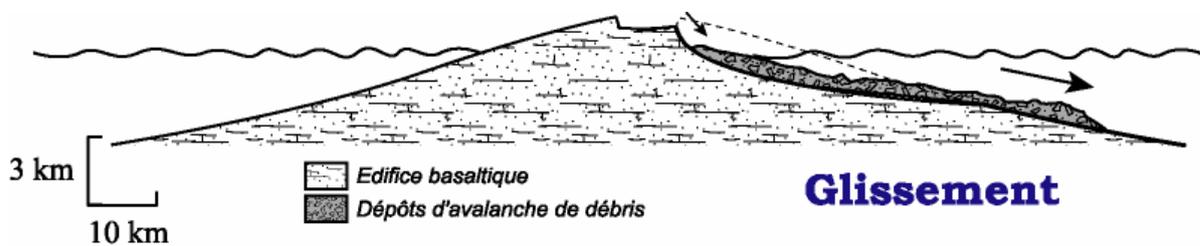


Fig. II-20 : Mise en place d'un dépôt d'avalanche de débris sur le flanc d'un édifice.

Bien évidemment, compte-tenu de l'ampleur du phénomène et de son extension, les variations de faciès sont courantes. Elles traduisent les changements de dynamique de dépôt lors du glissement suivant les zones considérées. Les principaux facteurs de contrôle sont la géométrie du plan de glissement et la topographie rencontrée par l'avalanche. Par rapport aux dépôts de talus, la pente nécessaire pour déclencher le phénomène est beaucoup plus faible ($8-15^\circ$). (Reubi and Hernandez, 2000)

6.2.3) Exemples et estimation volumétrique

Les volumes mesurés pour les dépôts d'avalanches de débris peuvent atteindre plusieurs dizaines de km^3 par événement (Francis et al., 1985). Certains d'entre eux atteignent plusieurs centaines de km^3 en milieu continental (McPhie et al., 1993). Pour une île volcanique comme La Réunion, cela représente certainement le processus majeur de démantèlement de l'édifice.

Nous allons évaluer l'importance de ces phénomènes à La Réunion à travers l'étude de quelques exemples représentatifs sur le Piton des Neiges.

6.2.3.1- Saint-Gilles

Les brèches de St-Gilles sur le flanc Ouest du Piton des Neiges, ont été clairement identifiées comme des dépôts d'avalanche de débris par Bachèlery et al. en 1996 (Figure II-21). En observant les

coulées de laves autochtones interstratifiées dans ces brèches, au moins quatre avalanches successives ont été identifiées (Bachèlery *et al.*, 2003).

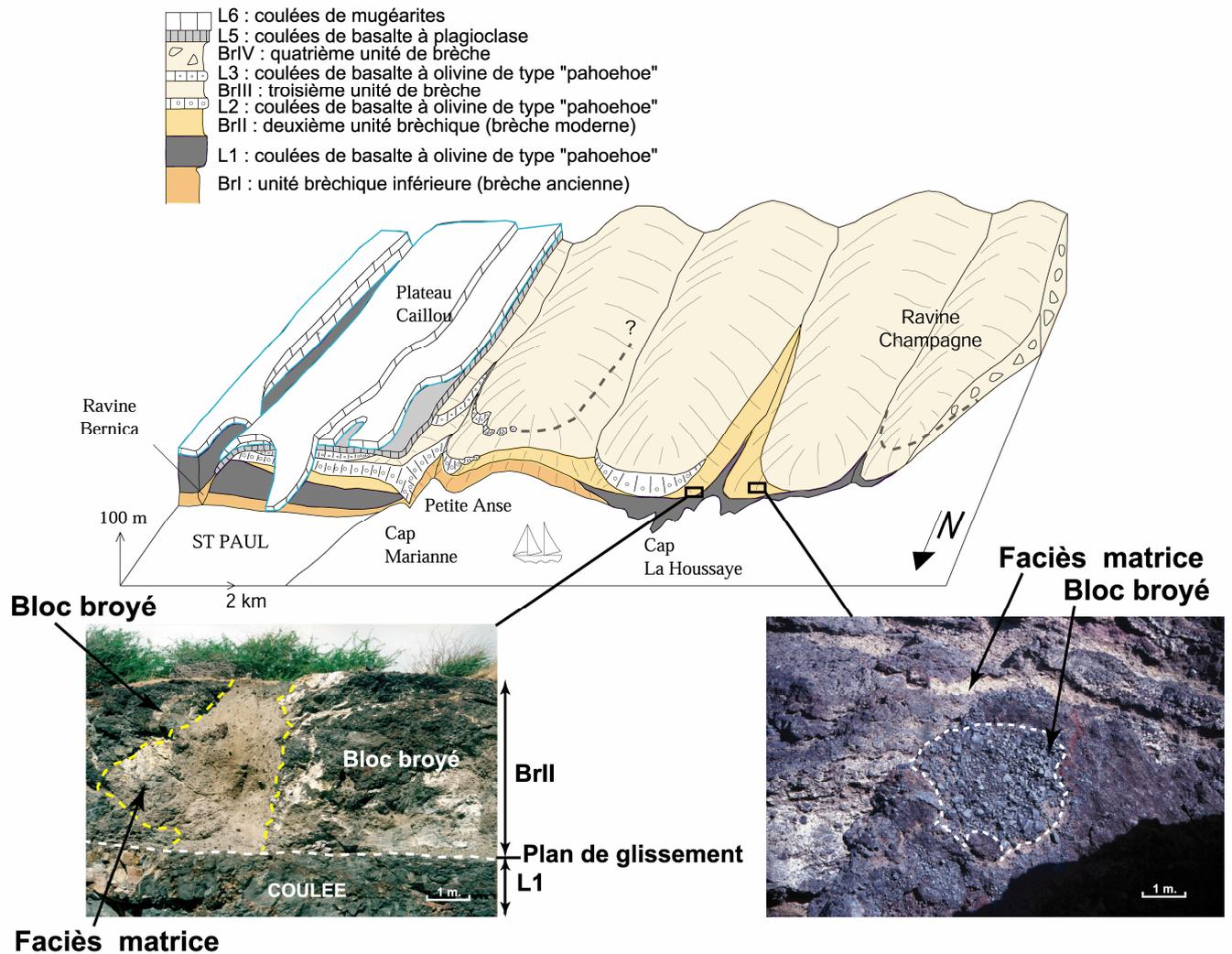


Fig II-21 : Vue globale schématique de dépôts d'avalanche de débris de St Gilles modifié d'après Bachèlery *et al.*(2003).

Toutes les unités bréchiques de St-Gilles présentent des caractéristiques communes comme l'association des 2 faciès typiques : (1) le « faciès matriciel » peu classé, non stratifié, qui contient des matériaux qui vont des sables aux blocs, (2) le « faciès bloc » avec des éléments pluri-métriques à décimétriques, de différentes lithologies, parmi lesquelles nous retrouvons des laves variées mais toutes « basiques », des scories, des pyroclastites et d'autres brèches. Ces blocs présentent fréquemment des fractures en puzzle ou « *jigsaw fractures* » (Bachèlery *et al.*, 2003). Les affleurements de brèches de St Gilles couvrent une superficie aérienne de 16 km². Nous notons dans le paysage une morphologie typique avec des « hummocks », sortes de collines allongées dans la zone de St-Gilles et la présence de nombreuses figures de glissement dans les affleurements (plans de cisaillement).

Pour mieux cerner l'extension de ces dépôts nous avons utilisé une étude géophysique réalisée grâce à la méthode AudioMagnétoTellurique (AMT), lors d'une campagne de géothermie à laquelle nous avons participé. Cet outil mesure l'interaction entre les champs électromagnétiques et le sous-sol, celle-ci est liée aux contrastes de résistivité des terrains. Cette méthode a été récemment utilisée sur le

Piton de la Fournaise (Courteaud, 1996; Courteaud *et al.*, 1997; Folio, 2001), ainsi que sur le Karthala (Savin *et al.*, 2001) pour l'exploration géothermale en milieu volcanique ; mais son utilisation dans les domaines volcaniques est beaucoup plus large. Au niveau des résultats, la résistivité des terrains peut varier en fonction de la teneur en argile des formations considérées, de la chaleur des terrains, ou de la présence d'eau (plus ou moins minéralisée). La présence d'affleurements de plus petites tailles dans les entailles profondes allant de la Ravine Bernica (au Nord) jusqu'à la Ravine Trois Bassins (au Sud) indique une extension potentielle plus large des dépôts d'avalanche de débris de St-Gilles vus par Bachèlery *et al.* (2003) (Figure II-21). La présence de brèches similaires que nous avons observés dans les parois du rempart du Maïdo, ainsi que des données électromagnétiques non publiées, confirment la continuité des brèches de St Gilles jusqu'au cirque de Mafate (Figure II-22). Ces dépôts sont recouverts par des coulées de mugéarites.

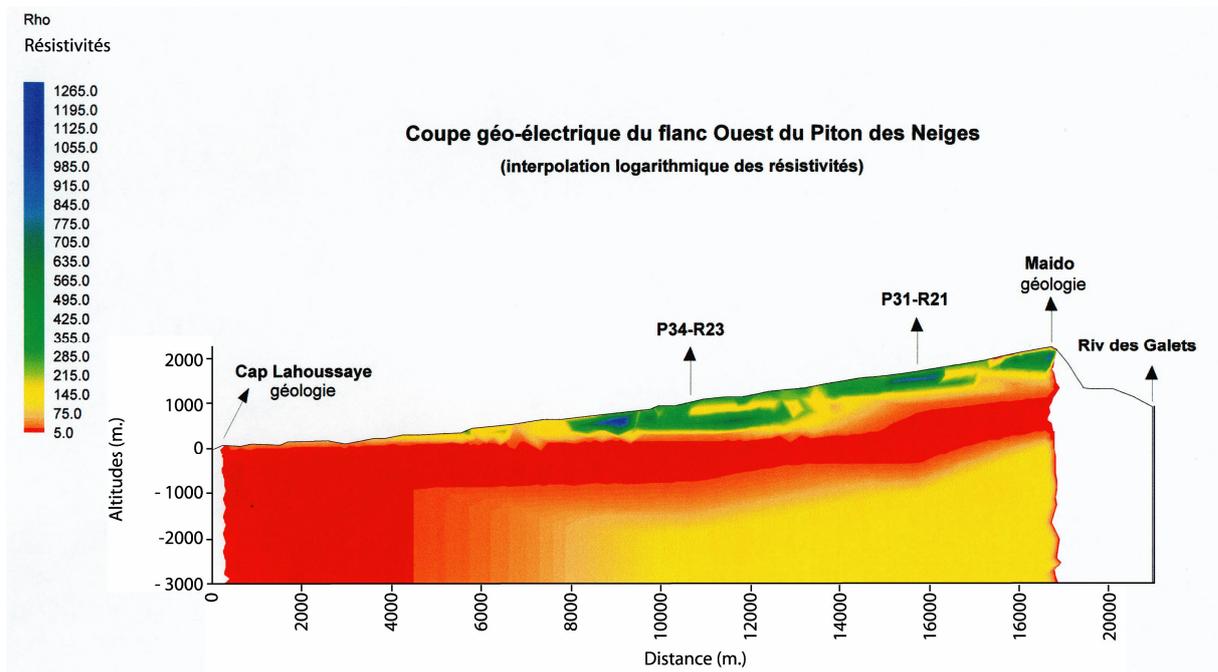


Fig. II-22 : Coupe interprétative CSMAT sur les flancs Ouest du Piton des Neiges (Résistivités en Ohm.m)

Le profil, réalisé sur la planèze du Maïdo, permet de déterminer la résistivité des terrains jusqu'à des profondeurs de 600 à plus de 1000 mètres (selon la qualité de la mesure et la résistivité du terrain). Les données ont été interprétées, dans le cadre du projet géothermie, à l'aide du logiciel EMIX MT. Un modèle à deux dimensions (Figure II-22) a été obtenu par interpolation linéaire, à l'aide du logiciel GMS (Groundwater Modelling System), de l'interprétation des sondages AMT réalisés. L'échelle des résistivités en Ohm.m est logarithmique.

A l'échelle de la planèze, il y a une diminution progressive de la résistivité en fonction de la profondeur et trois couches sont mises en évidence :

- une couche supérieure résistante qui correspond aux formations différenciées (dalle soudée du Maïdo et coulées de mugéarite),
- une couche intermédiaire moins résistante, va du Maïdo à St-Gilles, où les affleurements sont bien identifiés. Elle correspond donc aux dépôts de l'avalanche de débris.

- une couche inférieure conductrice qui représente les formations volcaniques anciennes, altérées, zéolitisées et/ou chaudes et/ou avec des argiles et/ou saturées en eau minéralisée.

Ces résultats sont en accord avec l'extension généralisée des brèches dans le flanc Ouest du Piton des Neiges au niveau de St Gilles et jusqu'au Maïdo (Fèvre *et al.*, 2003).

De plus, des nouvelles prospections de terrain dans Mafate ont confirmé : (1) la continuité à terre (2) la limite latérale au Nord des dépôts d'avalanche de débris et (3) l'épaisseur au minimum de 800 m pour l'ensemble des événements formant les brèches de Saint-Gilles.

Les données sous-marines (Lénat and Labazuy, 1990; Oehler *et al.*, 2004), au large de la zone de St-Paul/St-Gilles, montrent une extension sous marine de ces brèches : avec un plateau peu profond de moins de 100 m suivi d'un escarpement avec des formes d'hummock jusqu'à 2500 m de profondeur (Figure II-23).

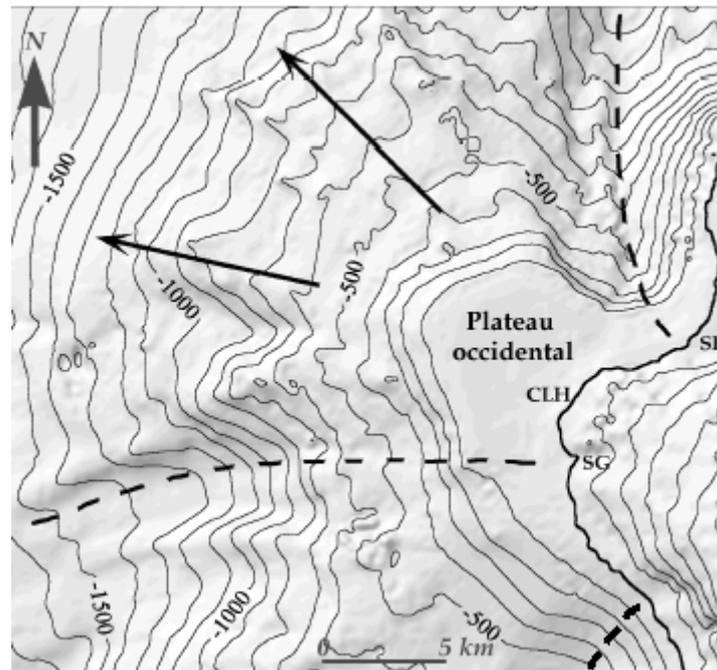


Fig. II-23 : Identification en mer de la zone de glissement et de ses limites à l'Ouest du Piton des Neiges (Bachelery *et al.*, 2003). SG : Saint Gilles ; SP : Saint Paul, CLH : Cap Lahoussaye.

En incluant les affleurements dans le cirque de Mafate et les dépôts sous-marins, la surface totale des dépôts de l'avalanche de débris de Mafate/St-Gilles atteignent plus de 500 km² de superficie, soit un **volume total estimé à plus 4 km³** en supposant une épaisseur moyenne de 800 m.

D'un point de vue pétrographique, les unités bréchiqes contiennent uniquement des matériaux basaltiques et sont recouvertes par des coulées de lave pintade (hawaïite de phase III du Piton des Neiges). L'unité inférieure de brèches Br I n'est pas datée, mais elle est recouverte par les laves (L1) du Cap Marianne âgées de 452 ka (Mc Dougall, 1971). Les brèches supérieures sont plus anciennes que 350 ka, âge des basaltes à plagioclases (L5 : Roches pintades) (Figure II-24).

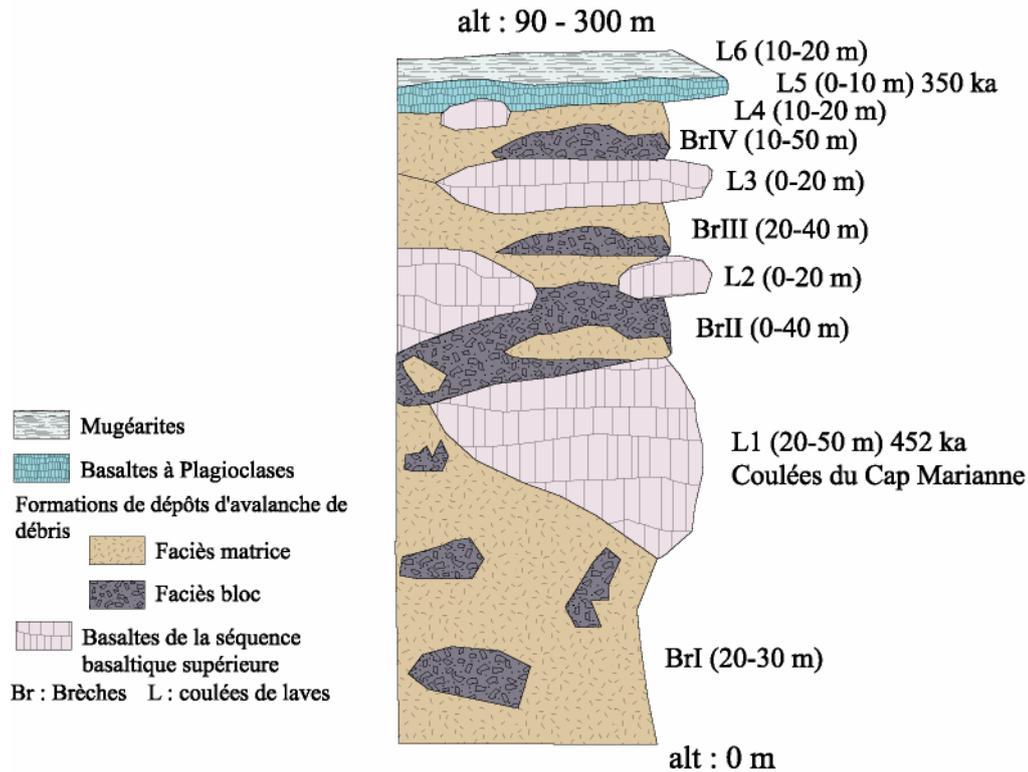


Fig. II-24 : Log stratigraphique des formations de St-Gilles (Fèvre *et al.*, 2003)

Les dépôts d'avalanche de débris de Mafate/St-Gilles sont donc clairement situés dans la fin de la séquence basaltique supérieure du Piton des Neiges. Et de ce fait, leur mise en place pourrait être associée au changement de dynamisme éruptif du Piton des Neiges.

6.2.3.2- Les Cirques

La carte géologique de Billard et Vincent (1974) montre que les cirques sont des zones privilégiées d'affleurement de brèches. Compte tenu de la complexité et de l'importance de ces formations dans les cirques, nous ne pouvons plus nous permettre d'interpréter les formations en présence, uniquement comme des brèches de fond de cirque, sans essayer d'aller plus avant dans leur interprétation. Bien évidemment, l'étude approfondie des formations des trois cirques représente un énorme travail : ainsi nous présentons dans chacun des cirques un exemple de formation susceptible d'être interprété comme des dépôts d'avalanche de débris.

- Cilaos

Les formations bréchiques de Cilaos ont fait l'objet d'une étude détaillée dans la thèse d'Evelyne Maillot (1999). Elle a réinterprété les formations inférieures du cirque de Cilaos, considérées alors comme des « conglomérats anciens » de phase I. Selon elle, une partie significative des brèches primitives décrites par Chevallier (1979) correspondrait à des brèches de démantèlement de l'édifice. En effet elles présentent de fortes analogies avec les dépôts de St-Gilles (présence des deux faciès de type « matrice » et « bloc ») (Figure II-25). Dans Bras Rouge, des dépôts épais affleurent en grande quantité. Ce sont des brèches de mêmes structures et textures qu'à St-Gilles, mais avec des faciès zéolitisés. Cet affleurement montre que les phénomènes d'avalanche de débris sur Cilaos ont affecté les parties internes du Piton des Neiges entre 1.1 Ma (âge des coulées d'océanites sus-jacentes) et 2.1 Ma (âge de la séquence basaltique inférieure).



Fig. II-25 : Affleurement de dépôts présentant des fantômes de structures, faciès « bloc » typique dans Cilaos sur la route d'îlet à Cordes.

- Mafate

De nombreux affleurements y présentent également les caractéristiques de dépôts d'avalanche de débris, à commencer par les formations identifiées dans les remparts du Maïdo, que nous relierions aux formations de St-Gilles. Mais nous avons pu identifier plusieurs autres formations bréchiques qui présentent les deux faciès typiques « matrice » et « bloc », ce qui laisse penser que ce sont des dépôts d'avalanche de débris au cœur du cirque de Mafate (Figure II-26).

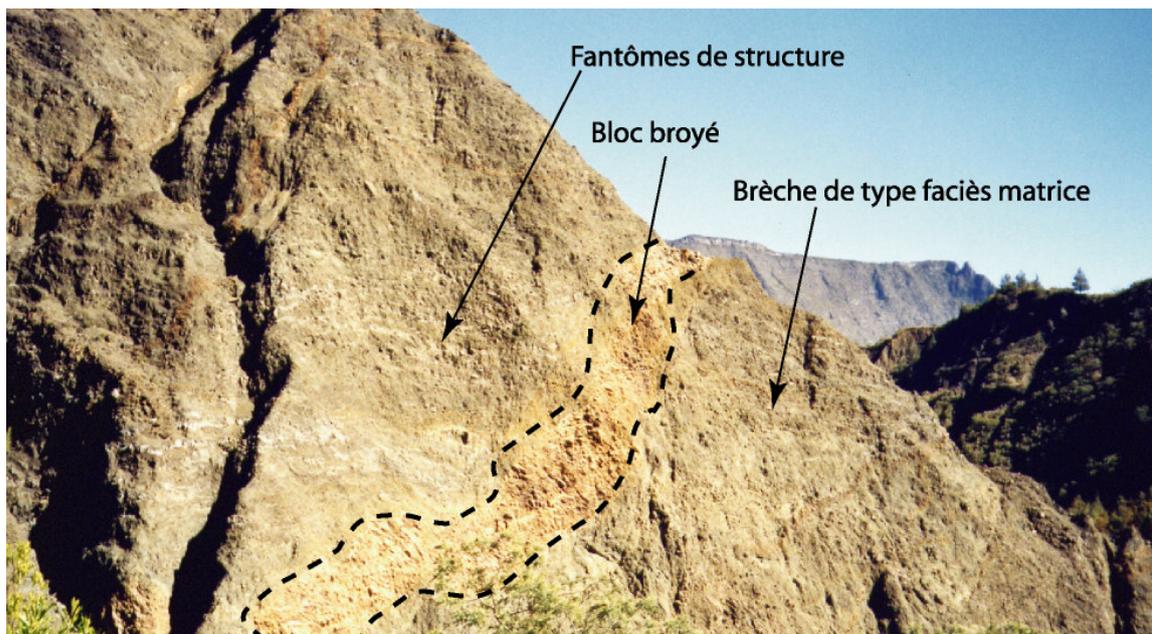


Fig. II-26 : Faciès de type avalanche de débris dans Mafate (sentier entre Marla et La Nouvelle).

- Salazie

La pluviométrie importante fait que les affleurements y sont souvent couverts par une végétation dense. Cependant, le cirque présente de nombreux dépôts bréchiques (Chevallier, 1979; Haurie, 1987) avec des caractéristiques identiques à ceux des dépôts de St-Gilles (Figure II-27). Une étude détaillée de ces formations est en cours. Celle-ci montre que, pour la première fois, sont identifiés des processus de type «avalanches de débris » comprenant des éléments différenciés. Ces derniers donnent des âges aux alentours de 95 ka (Arnaud, thèse de Doctorat en cours).

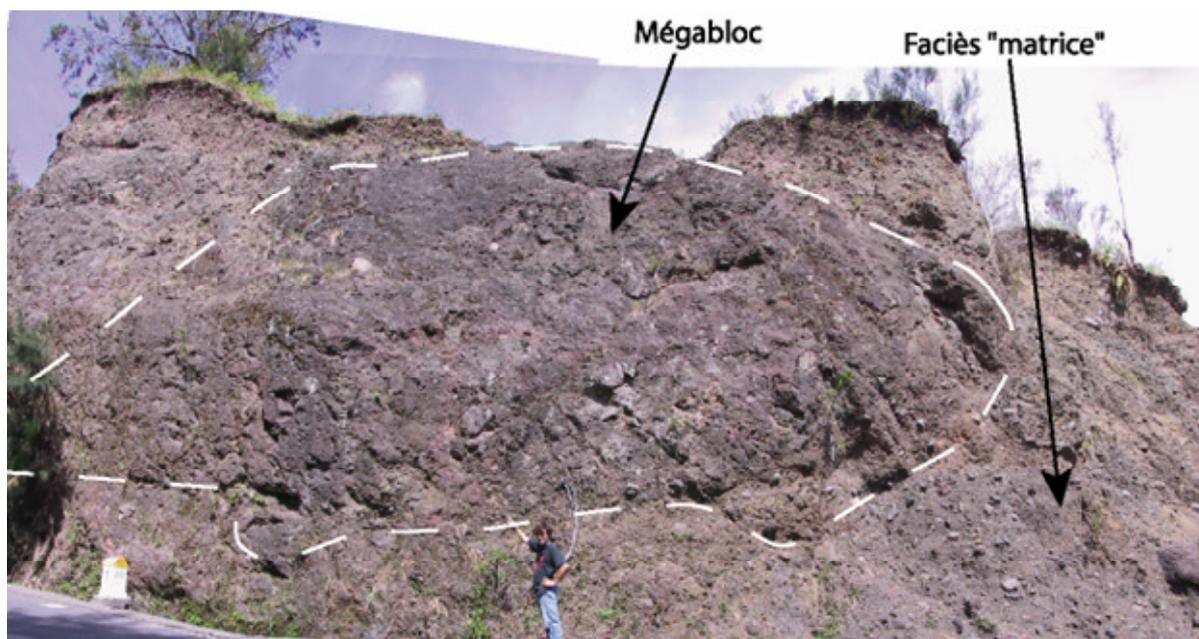


Fig. II-27 : Dépôts d'avalanche de débris dans Salazie (Route de Grand îlet).

En conclusion, pour les trois cirques, en observant la carte de Billard, les brèches de fond de cirques couvrent 135 km². En terme de volume, cela représente vraisemblablement entre **7 et 15 km³** de produits d'avalanche de débris dans les cirques.

6.2.3.3- Nouvelles interprétations d'affleurements sur les flancs du Piton des Neiges

Certains affleurements ont été réinterprétés car ils présentent les caractéristiques manifestes de dépôts d'avalanche de débris (Fèvre *et al.*, 2001). Par exemple, sur le flanc Nord du Piton des Neiges, ces affleurements sont situés principalement à Ste Suzanne, Rivière des Pluies, Ravine des Patates à Durand, et Rivières des Galets.

- Sainte Suzanne

Au dessus de Ste Suzanne, sur le flanc Nord du Piton des Neiges d'importants affleurements de brèches ont été cartographiés par Billard et Vincent (1974) comme des tufs indifférenciés et associés à la phase IV du Piton des Neiges. Des observations sur de nouveaux talus de routes, ainsi que les données de forages (SOGREAH, 1999) montrent qu'une partie au moins de ces tufs, peuvent être raisonnablement considérés comme les produits d'avalanche de débris (Bret *et al.*, 2003a). Ces brèches à matériel volcanique ont jusqu'à 150 m d'épaisseur par endroits. Le peu d'affleurements

accessibles, associé à l'intensité de l'altération à ces endroits font que la nature, la texture et la structure de ces brèches sont rarement préservées. Malgré tout, de nombreux indices comme la présence par endroits de brèches à gros blocs dans une matrice finement bréchique, suggèrent que ces formations sont des dépôts d'avalanche de débris (Figure II-28). De plus, les données sous-marines au large de Ste-Suzanne montrent la présence d'un plateau sous-marin très similaire à celui du Grand Brûlé (Cochozat et al., 1990; Lénat and Labazuy, 1990) et de St-Gilles (Bachelery *et al.*, 1996; Bachelery *et al.*, 2003). Ce plateau, est déjà interprété comme un grand glissement sous-marin (Lénat and Labazuy, 1990) qui pourrait correspondre aux brèches de Ste-Suzanne observées à terre.

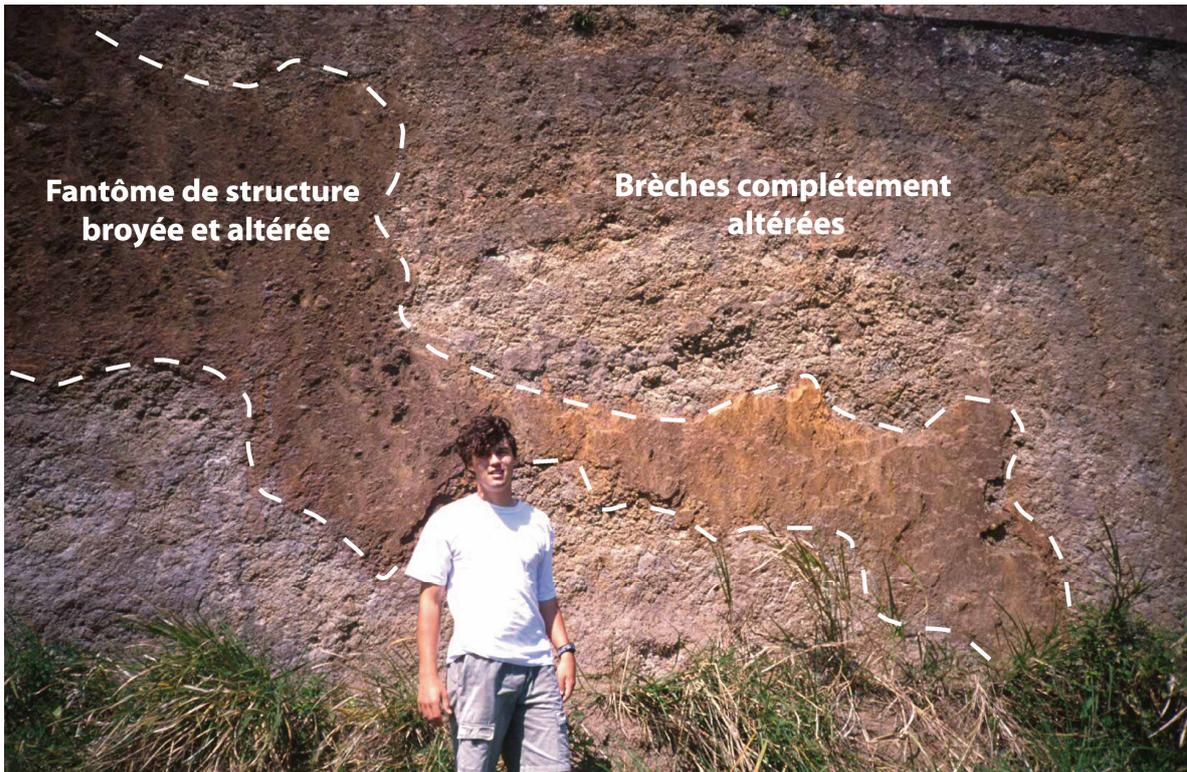


Fig. II-28 : Formations bréchiques de Ste Suzanne avec des fantômes de structures de nature différente.

- Rivière des Galets

La Rivière des Galets, sur le flanc Ouest du Piton des Neiges, draine le cirque de Mafate. L'affleurement qui nous intéresse se situe à l'embouchure du cirque au niveau du Piton Defaud. Il a été précédemment décrit comme des tufs bréchoïdes (Defos du Rau, 1959), des coulées de solifluxion (Billard and Vincent, 1974), ou des lahars (Troadek, 1991). De récentes études de terrain ont permis de reconnaître toutes les caractéristiques principales d'une avalanche de débris : des éléments de pétrographies diverses avec des blocs métriques à décamétriques fracturés présentant des figures de fracturation en puzzle typique (jigsaw cracks), éparpillés dans un faciès « matrice » (Figure II-29). Cette formation présente une épaisseur minimum de 100 m (Troadek, 1991) mais son extension latérale et verticale n'est pas bien contrainte. Nous avons, dans un premier temps, essayé d'associer mais sans succès ces dépôts d'avalanche de débris à ceux de Mafate/St-Gilles (Fèvre *et al.*, 2003). L'étude pétrographique détaillée sur les éléments de ces dépôts bréchiques a montré la présence d'éléments différenciés dans le faciès matrice, principalement des trachytes. Nous avons donc

échantillonné plusieurs éléments de la brèche qui compose le faciès matrice pour déterminer la composition exacte de ces éléments différenciés. Les échantillons ont été étudiés au microscope optique et analysés à la microsonde électronique. La présence de ces trachytes prouve que ces dépôts sont assez récents (deuxième ou troisième séquence du PN, il y a moins de 180 ka) et bien distincts de ceux de Mafate/St-Gilles, (datés eux de la fin de la séquence basaltique supérieure). Cette information est importante car elle montre que les avalanches de débris sur le Piton des Neiges ont eu lieu aussi dans l'histoire récente du massif, et non pas seulement au changement d'activité de l'édifice comme c'est le cas pour les dépôts d'avalanche de débris de St Gilles.

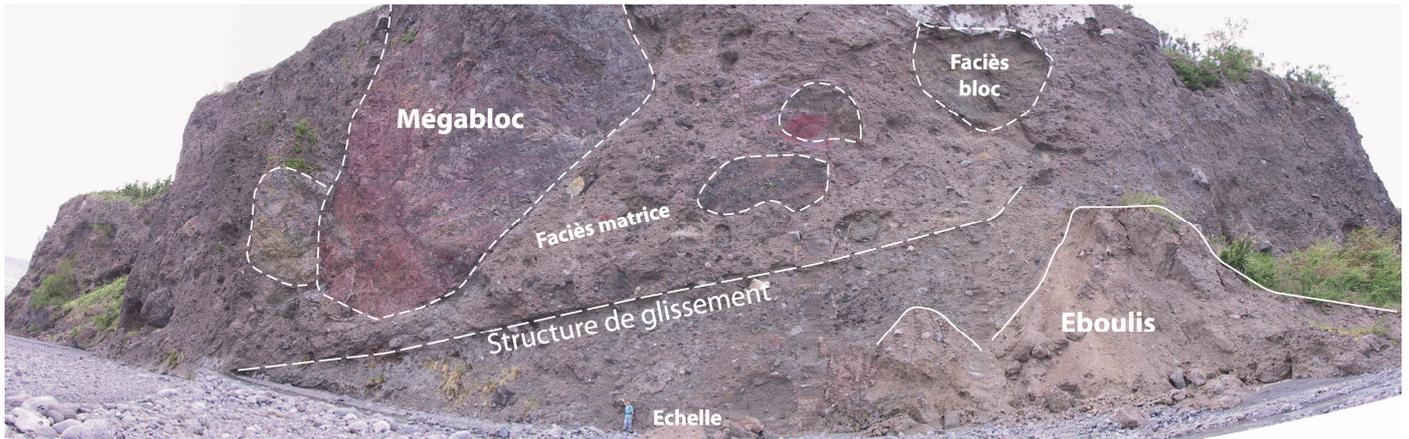


Fig. II-29 : Dépôts d'avalanche de débris dans la Rivière des Galets

D'autre part, les dépôts d'avalanche de débris de la Rivière des Galets présentent une morphologie en « hummock » qui couvrent une superficie d'au moins 8 km² (Troadec, 1991) ce qui donne, en prenant une épaisseur moyenne estimée de 100 m, un **volume total d'au moins 0,8 km³** de dépôts d'avalanches de débris dans la Rivière des Galets.

- Rivières des Pluies et Ravine des Patates à Durand

Ces deux rivières, sur le flanc Nord du Piton des Neiges, présentent des formations avec toutes les caractéristiques des dépôts d'avalanche de débris. L'affleurement du Grand Eboulis dans la Rivière des Pluies représente **un volume d'un peu moins d'1 km³**. Il est composé de blocs de coulées de laves et de segments de dykes fracturés, avec des figures en puzzle typiques (« jigsaw-cracks »). Le tout dans un faciès matrice moins présent, composé d'éléments anguleux polygéniques (Fèvre *et al.*, 2001). Ces caractéristiques font penser à un dépôt de zone proximale car :

- les **structures des blocs sont bien préservées** (coulées et dykes) et simplement affectées par un léger basculement, mais les blocs sont intensément fracturés,
- le **faciès « matrice » en faible quantité** présente des figures d'injection dans le faciès « bloc » (Figure II-30).

D'un point de vue pétrographique, ces dépôts ont remobilisé les formations anciennes du Piton des Neiges (séquence basaltique inférieure et supérieure) qui sont affectées par une forte altération hydrothermale se traduisant par l'abondance des zéolites ; elles sont présentes en grande partie dans la partie Nord-Ouest de l'affleurement.

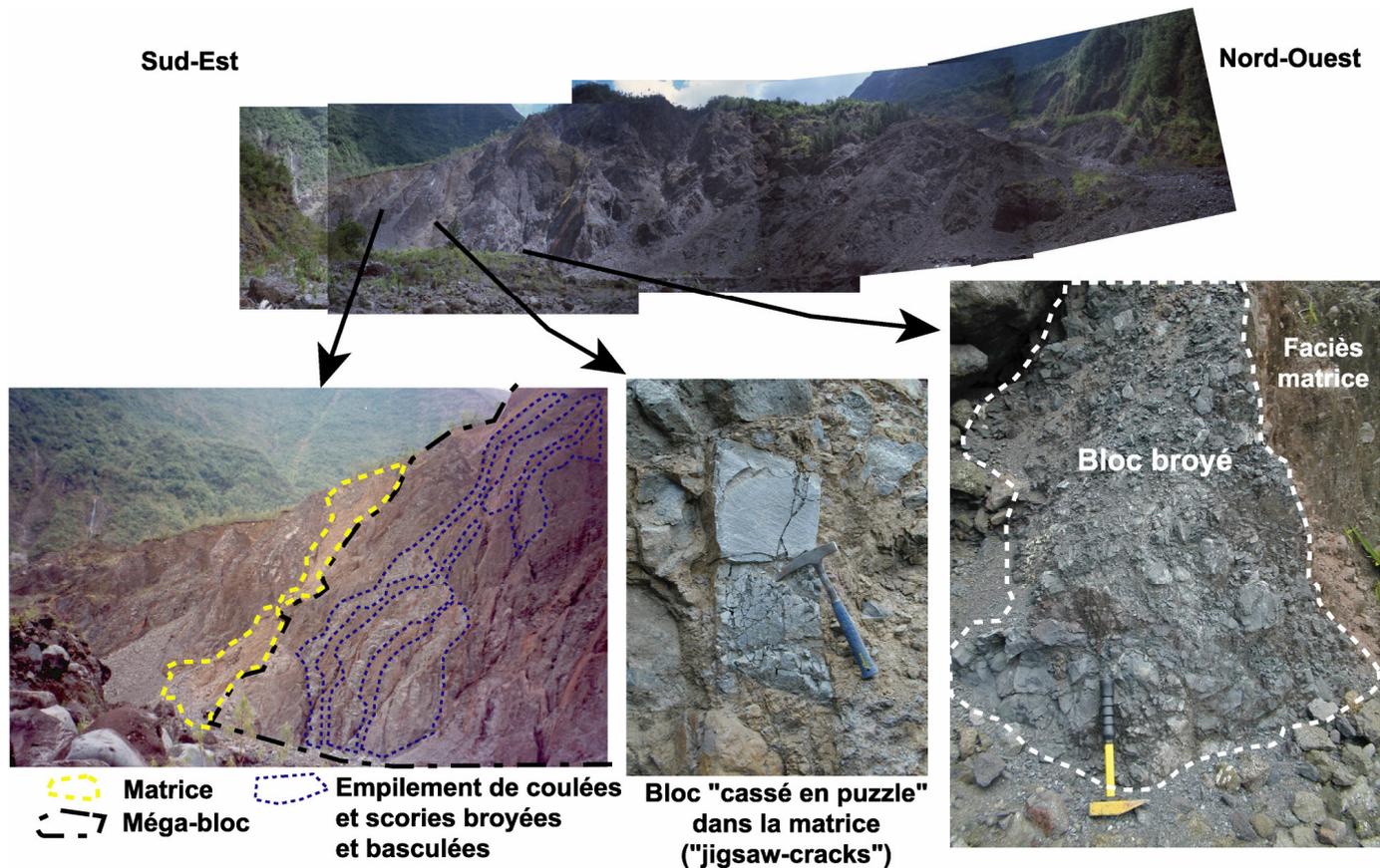


Fig. II-30 : Affleurement du Grand Eboulis dans la Rivière des Pluies

Dans la Ravine des Patates à Durand, plus à l'Ouest, vers 500 m d'altitude, nous avons mis en évidence un affleurement de brèches, ayant les mêmes caractéristiques de dépôts d'avalanche de débris que les formations de la Rivière des Pluies. L'affleurement se trouve dans un contexte similaire et présente de nombreux blocs broyés, striés et enrobés dans un faciès matrice (Figure II-31). Le volume estimé de cet affleurement est de **l'ordre de 0.05 km³**. Du fait de la présence de faciès similaires dans la Ravine des Patates à Durand et dans la Rivière des Pluies, nous avons émis l'hypothèse que ces formations soient le résultat d'un seul et même glissement sur le flanc Nord du Piton des Neiges (Fèvre *et al.*, 2001). Nous verrons plus loin (§ 6.3) qu'en fait il n'en est rien.

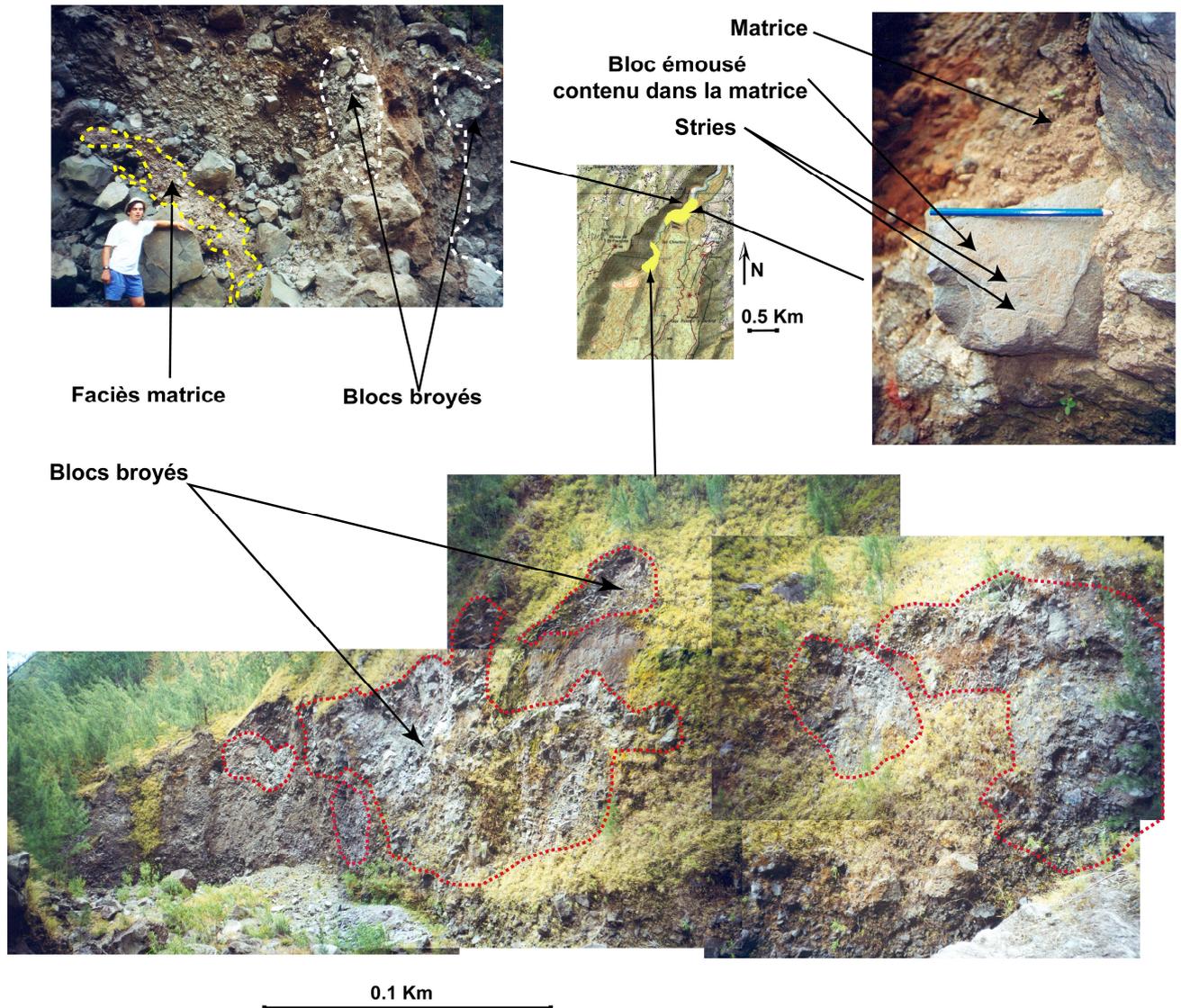


Fig. II-31 : Affleurement de brèches dans la Ravine des Patates à Durand

6.3) DISCUSSION SUR LES PROCESSUS ET PRODUITS D'ÉROSION DITS « A SEC »

L'identification des dépôts de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand, comme des dépôts d'avalanche de débris de zone proximale (Fèvre *et al.*, 2001), nous a conduit à nous interroger sur le concept de dépôts d'avalanche de débris (DAD) à La Réunion. En effet, ces deux affleurements présentent de grandes similitudes de faciès, de composition, et de structure avec ceux des dépôts de l'avalanche de débris de Saint-Gilles (Bachelery *et al.*, 2003). Or, l'extension en mer et à terre de ces dernières est bien contrainte, ce qui n'est pas le cas pour celles des DAD de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand. Ces formations ne montrent pas d'extension importante, critère pourtant fondamental pour définir un DAD (Bret *et al.*, 2003a). Si nous résumons les principales différences existantes entre l'affleurement de référence pour les DAD à La Réunion (St-Gilles) et ceux décrits dans la Rivière des Pluies et la Ravine des Patates à Durand, nous constatons pour ces derniers l'absence :

- de dépôts en continuité en mer, ce qui laisse penser que ces avalanches de débris n'ont pas atteint les flancs sous-marins du Piton des Neiges,

- d'extension importante à terre prouvée qui en font des dépôts de volume réduit,
- mais la présence de faciès encore plus proximaux que ceux décrits à St Gilles.

Tout cela nous laisse penser que le(s) glissement(s) responsable(s) de ces dépôts n'ont peut être pas la même ampleur que celui de Saint-Gilles.

6.3.1) Est-il possible que ces formations ne soient pas issues d'une avalanche de débris, mais d'événements localisés, de petites dimensions, ayant des caractéristiques de dépôts comparables ?

Pour répondre à cette question, nous sommes retournés sur le terrain à la recherche d'indices. Une étude plus poussée nous a montré que, sur la rive Est de la Rivière des Pluies, les brèches sont posées sur les formations anciennes zéolitisées (la séquence basaltique inférieure). Celles-ci forment le substratum de la rivière à cet endroit. Sur la rive Ouest, en revanche, le contact des formations est masqué par la présence de grandes quantités de brèches qui forment l'îlet Quinquinna. De plus, d'un point de vue pétrographique, des variations progressives sont observées au sein de l'affleurement. Il y a un passage, dans les brèches, d'éléments de basaltes fortement altérés et zéolitisés à priori plus anciens, en rive gauche à l'Ouest, à des éléments de formations plus récentes en rive droite, avec des coulées de basalte à plagioclases, voire des mugéarites. Les structures présentes dans l'affleurement sont basculées de 30° vers l'Est et sont complètement broyées, ce qui traduit un transport à sec (Figure II-32).

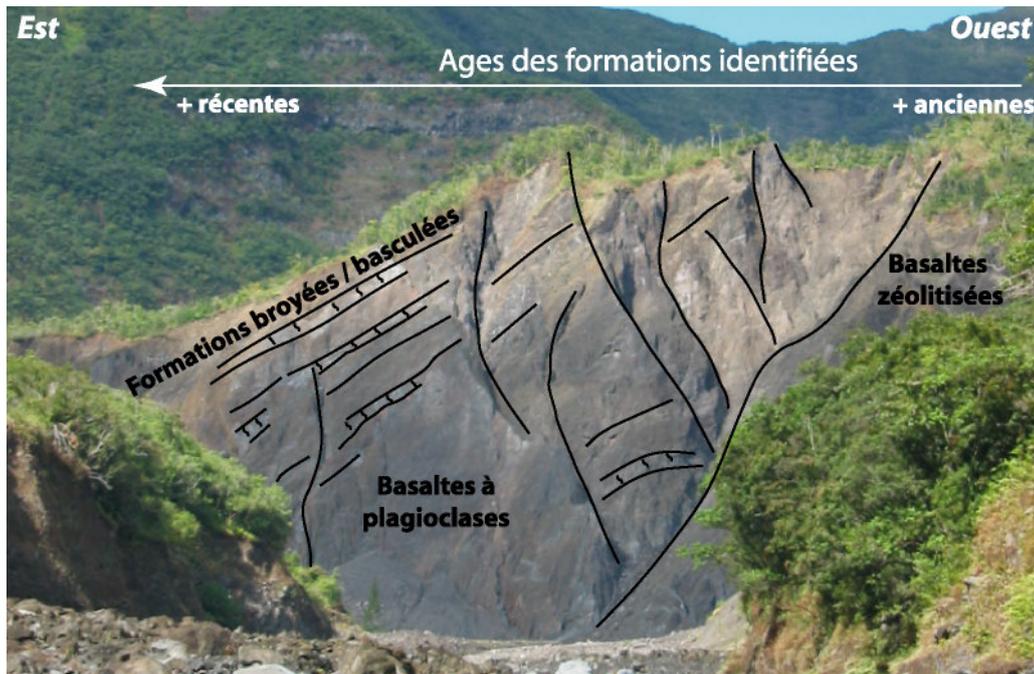


Fig. II-32 : Affleurement du Grand Eboulis dans la Rivière des Pluies, évolution de la pétrographie des éléments de la brèche.

Nous avons fait une étude photo-stéréographique de la zone pour comprendre l'extension de ces dépôts. Nous avons utilisé les photos de l'IGN de 1950, 1978, 1997. Nous avons retenu celles de 1950, qui présentent le moins de zones d'ombre, gênantes pour l'interprétation de notre zone d'étude (Figure II-33).

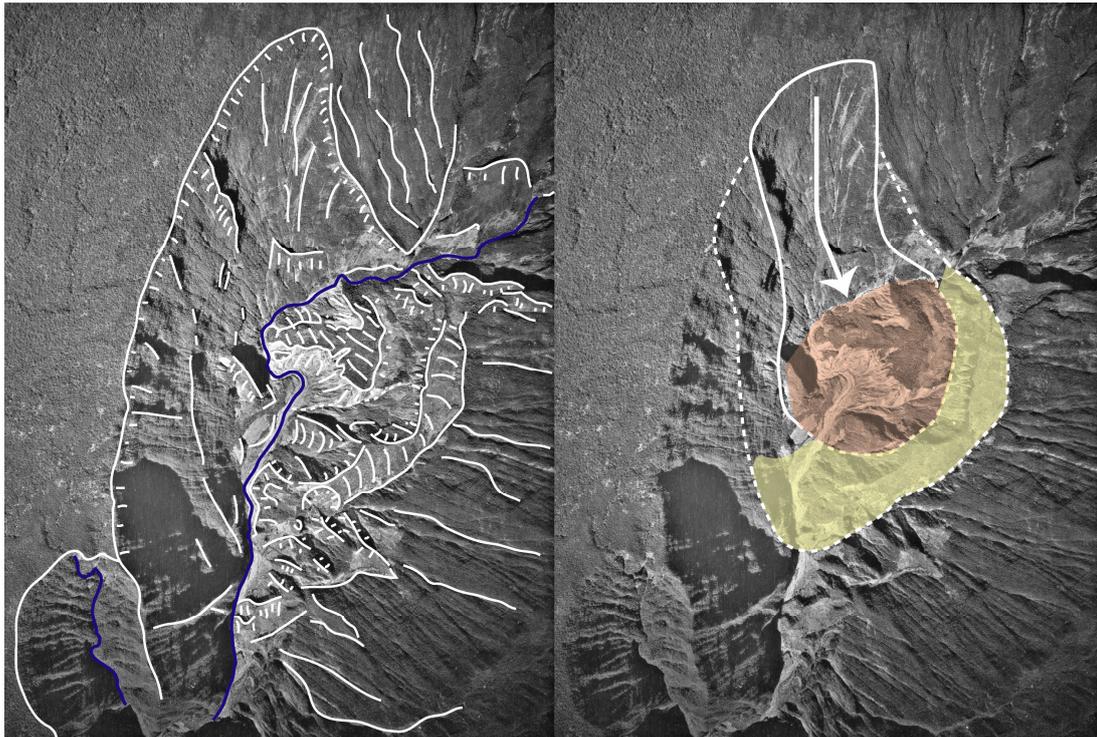


Fig. II-33 : Photo-interprétation de l'affleurement du Grand Eboulis. A gauche, morphologie de la zone ; à droite, limites des glissements proposés

La photo interprétation de cette zone met en évidence des continuités dans les morphologies et les structures. Elle permet d'identifier au moins deux épisodes de glissements imbriqués, dont les lobes du rempart seraient les cicatrices. Le volume global de ces deux glissements est estimé à 0,7 km³.

Tout semble concorder pour montrer que les dépôts du Grand Eboulis, que nous avons identifiés comme des dépôts d'avalanche de débris, sont en fait des dépôts d'un glissement très localisé. Ce serait le rempart en rive droite de la Rivière des Pluies qui aurait glissé en masse dans le fond de la rivière, tout en conservant ses structures. Cette hypothèse est cohérente avec (i) les faciès proximaux identifiés, (ii) le basculement des structures, et (iii) la pétrographie des dépôts qui correspond à la séquence lavique du rempart à cet endroit.

Cette avancée dans la compréhension des formations de la Rivière des Pluies est fondamentale parce qu'elle démontre l'existence de phénomènes de glissements localisés et de moindre ampleur dont les dépôts présentent les mêmes caractéristiques que les dépôts d'avalanche de débris en zone proximale.

6.3.2) Quels sont les mécanismes impliqués dans ces glissements ?

L'altération intense des niveaux inférieurs de la zone glissée du Grand Eboulis sur la rive Ouest, est un indice des causes possibles de la déstabilisation du pan entier de ce rempart. Comme Bret (2002) l'a montré dans son étude minéralogique et pétrochimique de la zone, ces remparts sont le lieu d'une altération importante (§ 1.4.1.2) à leur base. Il y a de la zéolitisation à la surface des parois et de l'argilisation en profondeur. La contribution des circulations d'eaux souterraines à la genèse d'une « couche savon » et à la déstabilisation du rempart est un facteur essentiel dans la dynamique de ce genre de glissement. Il est donc très proche des processus de « *slumping* » (glissements rotationnels)

en milieu sédimentaire. Pour mémoire, les « slumps » sont des glissements en masse de sédiments sous l'action de la gravité le long de surfaces de cisaillement. Une partie de leur structure interne est préservée et est fragmentée par le transport ce qui génère des structures chaotiques, voire bréchiques (Pomerol et Renard, 1989) (Figure II-34).

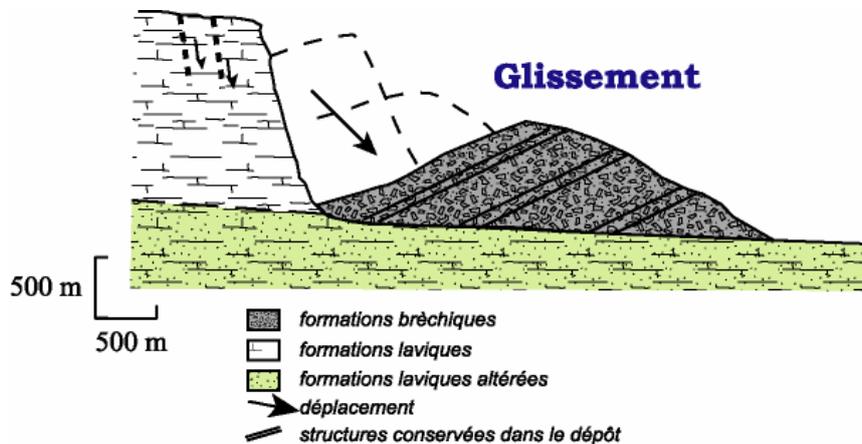


Fig. II-34 : Processus de glissement rotationnel ou *slump*

Ce processus a déjà été identifié en milieu volcanique alcalin (Antilles) (Le Friant, 2001). Compte-tenu des différents arguments évoqués (structure, pétrologie, extension), le processus à l'origine du Grand Eboulis peut dorénavant être considéré comme très localisé et de type « slump » en milieu volcanique, la principale différence avec un DAD au sens strict étant la quantité de transport très faible.

6.3.3) Ces mécanismes peuvent-ils être généralisés ?

Le mécanisme de glissement rotationnel rencontré dans la Rivière des Pluies est le résultat d'un contexte particulier mais dont les produits sont des dépôts très similaires à ceux d'une avalanche de débris classique (type DAD de Mafate-St Gilles).

L'existence de ce type de phénomènes conduit à une réflexion nouvelle sur les affleurements de brèches qui présentent des caractères de dépôts d'avalanches de débris. D'autant plus que la découverte dans les cirques de formations aux caractéristiques de dépôts d'avalanches de débris se généralise (Maillot, 1999 ; Arnaud, en cours). Ce qui laisserait penser qu'il s'agit peut être de dépôts issus de ces processus de glissements rotationnels (*slumping*). Dès lors, le *slumping* doit être considéré comme un processus érosif important à prendre en compte dans la formation des cirques à La Réunion. Son occurrence est liée (1) à la présence de remparts abrupts avec une zone de faiblesse à leur base qui favoriserait le glissement et (2) à un ou des facteurs déclencheurs (comme une surcharge hydrostatique lors de fortes pluies, un séisme, la mise en place d'intrusions et/ou une phase explosive). La plupart de ces paramètres sont réunis dans les cirques du fait de :

- l'existence de formations altérées à la base des remparts (séquences basaltiques inférieures et supérieures zéolitisées) (Billard and Vincent, 1974) qui peuvent constituer un plan de glissement régional privilégié pour tous les processus de glissement y compris rotationnels,
- l'existence d'instabilités gravitaires notoires dans les falaises,
- la présence de fentes en arrière de l'à-pic des falaises,

- et la présence de facteurs déclencheurs qui ont existé et existent encore pour certains : (cf. Chapitre 1 et 2) la mise en place d'intrusions dans l'édifice, le bombement de l'édifice lors des événements éruptifs ou encore l'augmentation de la charge hydrostatique lors de fortes pluies.

L'existence de glissements rotationnels en milieu volcanique n'est pas décrite sur les volcans boucliers. Pourtant le cas de la Rivière des Pluies montre que ces processus d'érosion même s'ils sont de taille plus réduite que les avalanches de débris, jouent aussi un rôle important dans l'évolution des édifices. Cela nous permet de proposer une alternative aux avalanches de débris multiples (*Oehler et al., 2004*) pour la formation des trois cirques sur le Piton des Neiges. En effet, ces processus de « *slumping* » associés à l'érosion fluviale importante à la Réunion, devraient nous permettre de proposer un modèle d'évolution du Piton des Neiges plus simple et dans lequel les avalanches de débris resteraient des événements exceptionnels (de par leur ampleur et leur fréquence).

6.4) CONCLUSIONS SUR LES PROCESSUS ET PRODUITS D'ÉROSION DIT « A SEC »

Dans ce chapitre, notre travail a permis de mettre en avant les processus d'érosion dits « à sec » présents à La Réunion et de montrer leur importance dans les processus de démantèlement des édifices réunionnais tels que :

- l'existence d'avalanche de débris récents sur le Piton des Neiges (-de 180 ka pour les dépôts de Rivière des Galets),
- l'importance des volumes de l'ensemble des produits d'érosion dits « à sec » sur l'île (vraisemblablement entre 5 et 10 km³) (Tableau II-5),
- l'existence de processus d'érosion à une échelle intermédiaire, les *slumps* en milieu volcanique.

Il s'avère que les facteurs favorisant les processus de glissements rotationnels sont identiques à ceux des autres processus d'érosion mais à des échelles différentes. Ce qui démontre l'existence d'un passage progressif d'un type de processus à un autre.

Tous les facteurs qui favorisent les processus d'érosion dit « à sec » sont bien présents à la Réunion. Cela explique l'importance des produits et processus érosifs rencontrés sur l'île et le fait qu'il est souvent difficile d'identifier le processus à l'origine des dépôts en se contentant de décrire l'affleurement de ces produits. En effet, afin d'identifier le processus à l'origine des dépôts, il faut adopter une démarche multi-échelle qui permet d'appréhender à la fois les faciès de l'affleurement et l'extension globale du phénomène mis en cause. Nous avons constaté, dans le cas de la Rivière des Pluies, qu'une simple étude de l'affleurement ne permet pas de remonter jusqu'aux processus à l'origine des dépôts. Ainsi, un véritable continuum lie tous les processus. Sur le terrain, le passage de l'un à l'autre est souvent continu et difficile à saisir sans une bonne connaissance de l'extension des dépôts (Figure II-35).

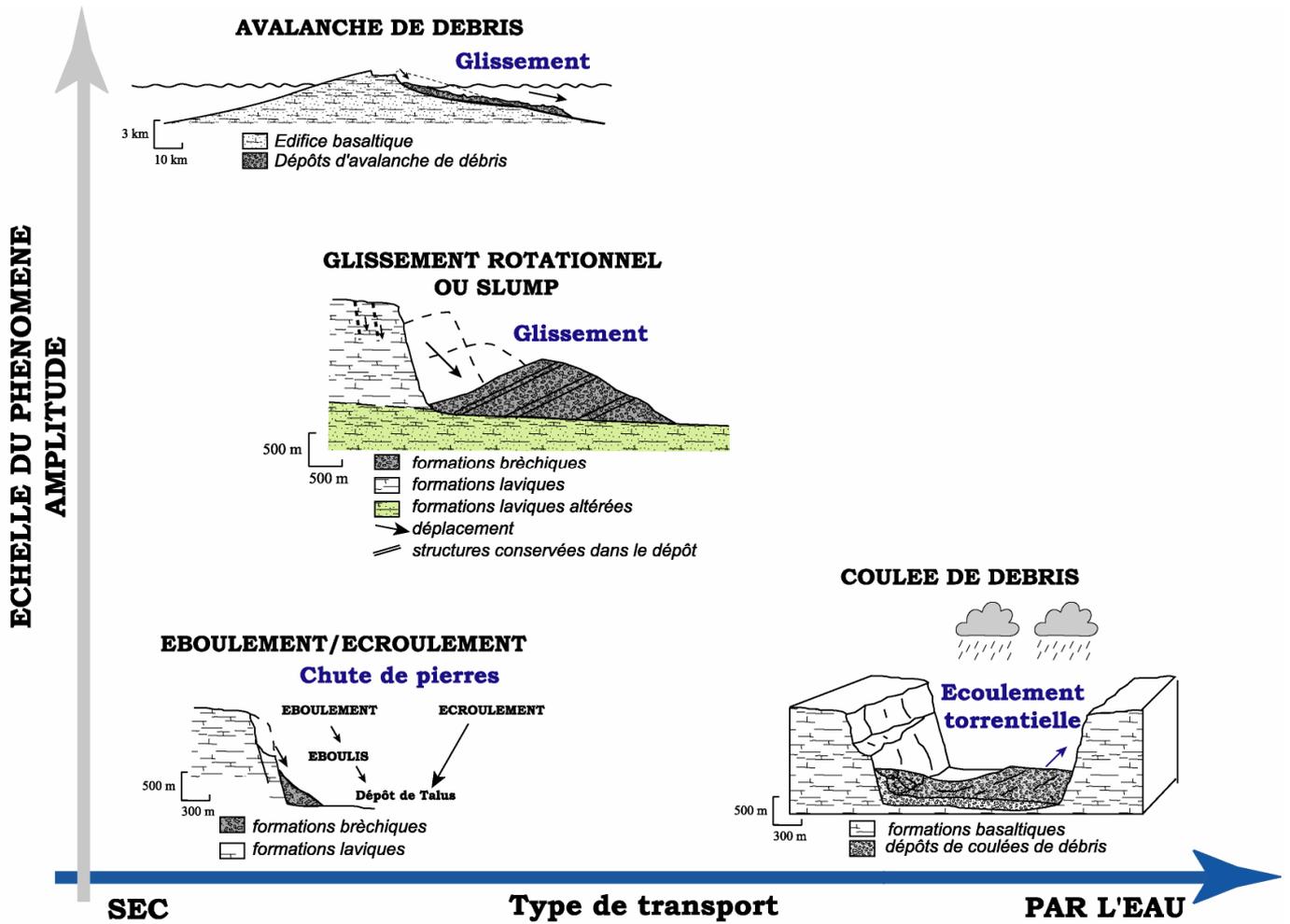


Fig. II-35 : Classification synthétique des processus érosifs à La Réunion

Conclusions sur l'érosion mécanique à La Réunion : produits et mécanismes.

Nous avons proposé une classification des processus et produits de l'érosion mécanique à La Réunion. Nous avons décrit chacun des produits d'érosion à partir d'exemples observés sur le terrain et proposé en se référant aux classifications existantes (Cas and Wright, 1988; McPhie et al., 1993) un mode de mise en place pour ceux-ci. Ce travail de synthèse de nos observations, nous a permis de mettre en évidence l'existence de deux grandes familles de processus d'érosion mécanique (processus gravitaire) à La Réunion faisant ou ne faisant pas intervenir l'eau comme moyen de transport. A chaque étape, nous avons estimé l'importance de ces produits pour l'ensemble de l'île. Il en ressort principalement que ce sont les produits des processus dits « à sec » qui représentent les volumes mobilisés les plus importants (Tableau II-5). D'autre part, nous avons démontré l'existence d'un continuum dans les processus d'érosion « à sec » en fonction de la quantité de matériaux impliqués, avec notamment l'existence d'événements de taille intermédiaire : les slumps (ou glissement rotationnel).

L'ensemble des processus érosifs et de leurs produits mis en évidence sur le terrain dans cette partie et qui représentent des volumes estimés totaux entre 20 et 30 km³, est fondamental pour la compréhension globale de l'évolution de l'édifice réunionnais.

Produits	Volumes impliqués par événement	Pente de mise en place	Nature Produits	Type de processus de transport	Mécanismes gravitaires	Déplacement	Ordre de grandeur des Volumes cumulés
Dépôts de Talus	<5 000 000m ³ (0,005 km ³)	≈ 90° falaises	Brèches polygéniques, support clastique, peu consolidés	Particulaire/En masse Transport à sec par chute	Eboulis / Eboulement	vertical	0,06 km ³ (chute de pierres sur 100 ans)
Dépôts Alluvionnaires	<500 000m ³ (0,0005 km ³)	15°< pente de la rivière	Conglomérats peu consolidés, lités et classés	Particulaire Transport par l'eau	Dépôt / Sédimentation	<50 km	<6 km ³ dans les deltas des rivières
Dépôts de glissement rota. / slump	<2 km ³	≈ 90° remparts falaises	Brèches polygéniques, nombreuses traces de mouvement, fractures (jigsaw cracks)	En masse Transport à sec par glissement	Glissement	<10km	0,05-0,07 km ³ dépôts de Riv. des Pluies
Dépôts de coulée de débris	<1 km ³	10-30° pente de l'édifice	Brèches polygéniques, support matriciel, produits indurés	En masse Transport par l'eau	Coulée de débris / Coulée de boue	<50 km	0,006 km ³ (coulées de boue sur 100 ans) 0,4 km ³ St Etienne
Dépôts d'avalanche de débris	>1 km ³	15°< pente de la rivière	Brèches polygéniques, 2 faciès, nombreuses traces de mouvement (jigsaw cracks)	En masse Transport à sec par glissement	Glissement / Avalanche de débris	>10 km	500 km ³ subaérien (Oehler <i>et al.</i> , 2004) <10 km ³ dans les cirques

Particulaire : éléments indépendants / **En masse** : les composants de la masse interagissent les uns sur les autres

Transport par l'eau : l'eau supporte les éléments / **A sec** : l'eau n'a plus de rôle dans le transport

Chute : les éléments tombent sans contact avec les formations en place / **Glissement** : il y a contact entre le matériel qui se déplace et celui en place (plan glissement)

Tableau II-5 : Synthèse des caractéristiques des différents produits et processus d'érosion mécanique rencontrés à La Réunion



Modélisation analogique de la formation d'une ravine.

Troisième partie

Quantification et paramètres des vitesses d'érosion à La Réunion

L'étude des vitesses d'érosion est un problème complexe, qui oblige, pour obtenir une quantification correcte, à bien identifier les mécanismes concernés. Comme nous l'avons constaté dans la partie précédente, les mécanismes d'érosion sont multiples. Il n'y a donc pas de méthode unique pour évaluer les vitesses d'érosion correspondantes.

Rappelons les principaux chiffres concernant les vitesses d'érosion à La Réunion. Ils se divisent en quatre catégories différentes :

- ceux liés aux processus d'érosion des sols (Ducreux, 2001; Gopal, 1992; Raunet, 1991) : entre 6 et 176 t/ha/an soit entre **600 et 17600 t/km²/an**,
- ceux liés aux éléments en solution dans les rivières (Louvat, 1997; Rad *et al.*, 2005) : de l'ordre de **1200 à 9100 t/km²/an**;
- ceux liés aux transports solides (Garcin and Pouget, 2003; ORE, 1998; Troadec, 1991) soit des volumes entre 950 et 2300 m³/km²/an soit des taux entre **2.6 et 6.2 t/km²/an**,
- ceux liés à des études géologiques (Chevalier *et al.*, 2001; Courteaud, 1996; Garcin *et al.*, 2005; Mairine and Bachèlery, 1997) avec des taux d'incision entre 500 et 3000 mm/kans soit entre **1300 et 8000 t/km²/an**.

Nous constatons les taux d'érosion sont dépendants du choix de la méthode de mesure et de l'objet étudié. Globalement, à La Réunion, ils sont compris entre plusieurs tonnes et plusieurs dizaines de milliers de tonnes par kilomètre carré et par an.

Dans les chapitres suivants, nous allons définir les avantages et les limites de chacune des méthodes, et envisager différentes approches de quantification des taux d'érosion.

Pour respecter ces objectifs, nous avons tout d'abord réalisé une approche expérimentale en laboratoire sur des modèles réduits afin, de différencier les mécanismes impliqués dans la formation des ravines et d'étudier l'impact de ces mécanismes sur les vitesses d'érosion.

Puis, nous nous sommes livrés à une approche à l'échelle du bassin versant, en étudiant en détail le cas de la Rivière des Pluies : pour obtenir des vitesses d'érosion à différentes échelles et mieux cerner le fonctionnement et la dynamique de cette rivière.

Enfin, l'étude globale à partir du Modèle Numérique de Terrain, nous a conduit à une approche des vitesses d'érosion à l'échelle de l'île.

CHAPITRE 7 - EXPERIMENTATION ANALOGIQUE

L'objectif de cette approche expérimentale est de mieux appréhender la formation des rivières dans un milieu soumis à la fois à des précipitations violentes et à la présence d'un système aquifère important. Ce chapitre a fait l'objet d'un poster présenté en 2004 au Congrès de l'IAVCEI à Pucón au Chili (Fèvre *et al.*, 2004a).

Nous sommes partis du constat :

(i) qu'il existait des aquifères importants dans les îles volcaniques en général et à La Réunion en particulier (Barcelo, 1996; Custodio, 1978; Folio, 2001; Iverson and Major, 1986; Join, 1991; Ollier, 1988; Peterson and Moore, 1987),

(ii) que de nombreux auteurs (Higgins and Coates, 1990; Howard and Kochel, 1988; Laity and Malin, 1985) proposaient l'eau souterraine comme facteur de contrôle de la géomorphologie. Ces derniers ayant montré que certains processus d'érosion (*sapping*) étaient clairement liés à l'écoulement d'eau souterraine, et que ces écoulements étaient à l'origine de la mise en place de reliefs particuliers. Les principaux exemples étudiés sont des zones qui présentent :

- soit de faibles précipitations (donc de faibles flux de surface) : c'est le cas du Plateau du Colorado (Howard and Kochel, 1988; Laity and Malin, 1985) ;

- soit pas de précipitations du tout, à l'exemple de la formation des vallées sur Mars (Gulick, 2001; Higgins, 1982; Howard, 1988c), où l'eau de surface est supposée inexistante ;

- soit de fortes perméabilités rencontrées dans les îles tropicales volcaniques où la présence d'importantes quantités d'eau souterraine est couplée à d'importantes quantités d'eau de surface, ce qui en fait un lieu d'érosion intense, comme cela a été montré à Hawaii (Seidl *et al.*, 1994; Wentworth, 1927). Dans ce cas, les auteurs précisent que la présence de flux de surface importants, lors d'averses tropicales, rend difficile la mise en évidence du rôle des écoulements souterrains dans les processus d'érosion.

Notre intention était de comprendre et d'identifier le rôle des écoulements souterrains sur les processus d'érosion en général et leurs interactions avec les écoulements de surface. Dans ce but, nous avons mis au point en collaboration avec l'équipe Transfert des Géosciences de l'Université de Rennes I, un système expérimental appelé MERUSA (Modèle d'Erosion par Ruissellement et Sapping). Grâce aux résultats obtenus avec ce dispositif et au vu des travaux disponibles sur Hawaii, nous proposons donc de réévaluer le rôle et l'importance des écoulements souterrains dans les processus d'érosions des édifices réunionnais. Car à La Réunion, cette interaction entre les eaux souterraines et les processus d'érosion n'a pas été étudiée.

7.1) LES DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX D'EROSION EXISTANTS

Les approches expérimentales en géomorphologie restent peu développées du fait de la difficulté du dimensionnement des phénomènes physiques (Lague, 2001). Ce type d'approche pour expliquer la formation des rivières, se fonde généralement sur un concept simple de processus d'érosion envisagé. Cela explique l'existence de deux grandes familles de dispositifs expérimentaux pour modéliser l'érosion exposés ci-dessous :

7.1.1) Les dispositifs basés sur l'étude des processus de surface

Ces dispositifs reproduisent les processus d'érosion par ruissellement. Ce sont en général des simulateurs de pluie dans lesquels la dynamique des reliefs est étudiée sur un matériau homogène (sable, silice, sol ou loess). C'est le concept le plus répandu pour l'approche expérimentale de l'érosion. Le principe commun, à ces différentes modélisations de systèmes morphologiques, est simple ; il consiste en un matériau facilement érodable soumis à une pluie de gouttes qui entraîne l'érosion de ce matériau par le ruissellement de surface (Figure III-1).

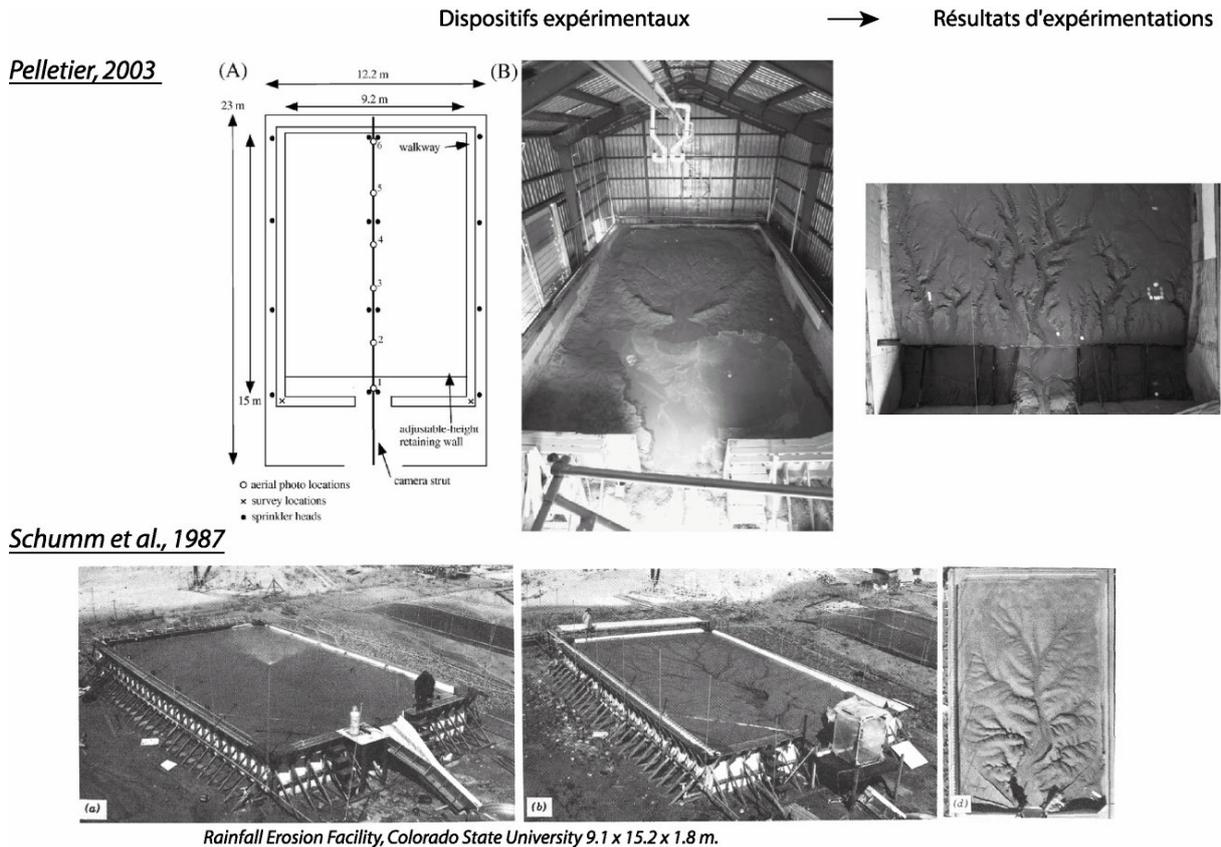


Fig. III-1 : Exemples de dispositifs expérimentaux de modélisation des processus d'érosion de surface adaptés de Pelletier (2003) et Lague (2001).

Les principales différences entre les dispositifs résident dans la taille des modèles, le choix des matériaux et le type de système d'acquisition des données (Tableau III-1).

Reference	Scientific question	Model Characteristics			Material		Measurements		Sediment flux
		Model Size (cm)	Droplet Size (mm)	Tectonic Forcing ^a	Type	D ₅₀ (mm)	Topography		
							Method	Resolution	
Flint, 1973	Drainage network development	29 x 45 x 16	< 0.5	R	soil (?)	0.06 - 0.016	reference grid	2D, > 1 cm ^b	...
Schumm et al., 1987	Basin dynamics, drainage networks development	900 x 1500 x 200	1.52 - 3.7	R,T	loamy sand	0.3	mobile point gauge	2D, > 1 cm ^b	manual samples
Phillips and Schumm, 1987	Drainage network development	200 x 300 x 20	< 1 ^b	R	sand, silt, clay	0.2	topography profiles	?	...
Wittmann et al., 1991	Fractal properties of drainage networks	∅ 140 x 9	< 1 ^b	R	sand	0.18	photo
Czirók et al., 1993	Fractal properties of topography	18 x 60 x 4	< 1 ^b	R	sand, soil	0.15	cross sect. photo	1D, 0.5 mm ^b	...
Hancock and Willgoose, 2001b	Validation of numerical model	150 x 150 x 50	0.134	R	fly ash	0.016	digital photogrammetry ^c	2D, 6 mm	manual samples
Crave et al., 2000	Topographic dynamics	18 x 27 x 4	0.02 - 0.05	R	silica	0.01	telemetric lasers	2D, 1 mm	...
Hasbargen and Paola, 2000	Stability of steady-state topography	∅ 100 x 100	< 0.2	T	silica, kaolinite	0.045	photo	...	regular samples
This study	Landscape response to tectonic uplift	20 x 30 x 9	0.05 - 0.09	R,T	loess	0.045	telemetric lasers	2D, 1 mm	...

^a : R, relaxation experiments; T, continuous uplift experiment. ^b : Estimated Value. ^c : Hancock and Willgoose, 2001a

Tableau III-1 : Synthèse des principaux dispositifs expérimentaux d'étude de la dynamique des bassins versants et de la topographie (Lague, 2001)

Tous les travaux réalisés (Crave et al., 2000; Hancock and Willgoose, 2001; Helming et al., 1999; Lague, 2001; Pelletier, 2003; Phillips and Schumm, 1987; Raff et al., 2004; Schumm et al., 1987; Shepherd and Schumm, 1974) ont apporté une vision beaucoup plus dynamique de l'évolution de la topographie, et ont souligné l'importance de certains paramètres comme : les conditions initiales, l'intensité des pluies, ou encore la nature des matériaux sur le développement des incisions et leur croissance. Il en ressort, de façon générale, que l'évolution à long terme de la surface des reliefs, résulte du déséquilibre existant qui tend à s'équilibrer pour atteindre éventuellement un état stationnaire (Howard, 1965; Howard, 1988a).

7.1.2- Dispositifs basés sur l'étude des processus hydrogéologiques de type écoulements souterrains

Ils mettent en avant l'impact d'un écoulement souterrain dans des matériaux homogènes, pour mieux comprendre les phénomènes d'érosion par sapement (Lobkovsky *et al.*, 2004; Schorghofer *et al.*, 2004). Les dispositifs expérimentaux de ce type ont été développés surtout pour comprendre l'origine des vallées anciennes sur Mars (Higgins and Coates, 1990; Howard, 1988b; Howard and McLane III, 1988; Kochel et al., 1985). Le principe commun de ces différentes modélisations est simple : le dispositif permet de créer un aquifère artificiel dans des matériaux meubles dont on

contrôle la charge en entrée, et les processus d'érosion apparaissent à l'intersection de la piézométrie avec la topographie (Figure III-2).

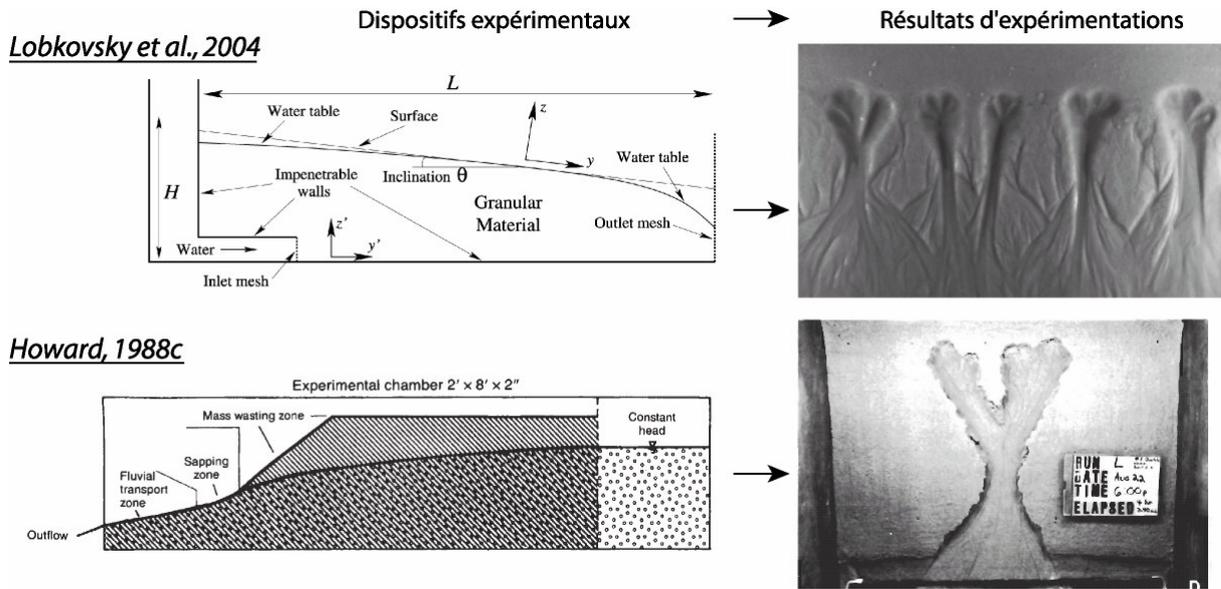


Fig. III-2 : Dispositifs expérimentaux de *sapping* et exemples de résultats adaptés de Lobkovsky et al. (2004) et Howard (1988c).

Tous les travaux réalisés (Baker et al., 1990; Crosta and di Prisco, 1999; Dunne, 1990; Higgins and Coates, 1990; Kochel et al., 1985; Laity and Malin, 1985; Lobkovsky et al., 2004) sur les écoulements souterrains vis-à-vis de la dynamique des reliefs montrent l'existence d'une forte compétition entre les différentes vallées qui se forment. Elles vont évoluer rapidement à la faveur d'une d'entre elles qui capte les flux et fait avorter le développement des autres vallées. La cohésion et la perméabilité des matériaux jouent un rôle important sur la morphologie et le nombre de vallées susceptibles de se créer.

7.2) MERUSA : NOTRE DISPOSITIF EXPERIMENTAL DE MODELISATION D'EROSION PAR RUISSELLEMENT ET SAPPING

Le dispositif MERUSA (Modélisation d'Erosion par RUissellement et SApping) permet de simuler l'action des différents processus d'érosion de versant et de transport fluvial, pour un système soumis simultanément à l'action de la pluie et d'un écoulement souterrain. Nous allons donc passer en revue les objectifs visés avec ce dispositif et sa mise en place.

7.2.1) Nos objectifs :

Avec MERUSA l'ambition est de coupler les deux approches précédentes dans une seule et même expérience, celle-ci nous permettant de mettre en évidence les processus érosifs de base par ruissellement et par *sapping*. L'intérêt réside dans l'étude des interactions de ces deux types de processus différents. Nous verrons enfin dans quelle mesure les mécanismes d'érosion identifiés avec MERUSA peuvent être applicables en contexte volcanique.

7.2.2) Mise en place du dispositif :

Le dispositif MERUSA a été élaboré sur la base des travaux de Crave et al. (2000) qui ont développé un simulateur d'érosion à petite échelle (Lague, 2001). Nous avons modifié leur système en fonction de nos objectifs, en y ajoutant un module d'injection d'eau souterraine et en utilisant des modèles tri-couches faisant intervenir deux matériaux distincts pour reproduire le schéma hydrologique souhaité. Ce schéma est un modèle qui possède à la fois un aquifère et une surface susceptible de s'éroder sous l'effet de la pluie.

Concrètement, le dispositif MERUSA est composé de quatre parties principales (Figure III-3) :

- 1-le **simulateur de pluie ou cage à brouillard** qui est un cube de plexiglas d' 1 m^3 dans lequel est générée une fine pluie de gouttelettes calibrées entre 0.5 et $2 \mu\text{m}$ par 14 diffuseurs disposés sur deux rampes parallèles de chaque côté de la boîte ;
- 2-le **système d'injection d'eau souterraine** qui permet le contrôle de la charge et du débit de notre aquifère ;
- 3-une **boîte à érosion** : c'est la boîte dans laquelle est construit le modèle. Elle est posée sur un chariot mobile afin de pouvoir la déplacer jusqu'au banc d'acquisition ;
- 4-un **banc d'acquisition** : partie sur laquelle on fait coulisser le modèle afin d'effectuer l'acquisition des résultats à l'aide d'un appareil photo numérique à haute résolution.

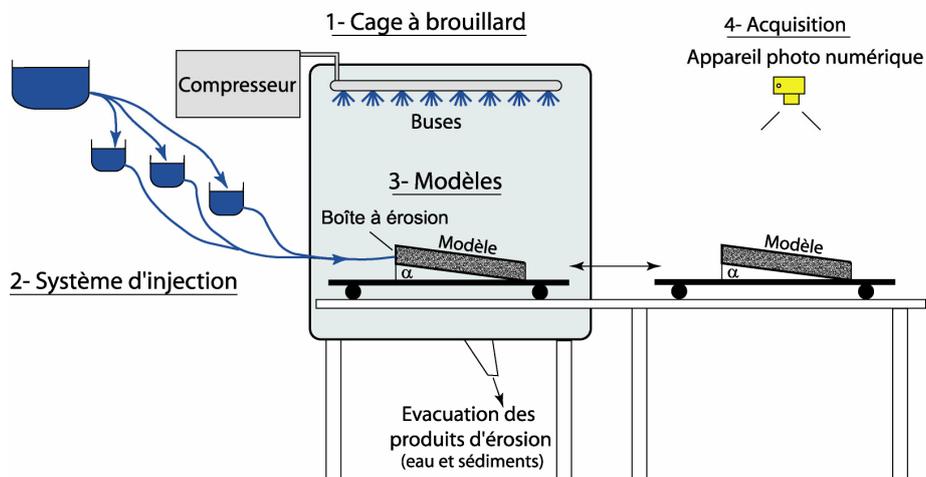


Fig. III-3 : Système expérimental MERUSA (Modélisation d'Erosion par RUissement et Sapping)

Les expériences se déroulent soit jusqu'à la dégradation complète du modèle, soit jusqu'à un temps limite de 210 minutes. Cette limite a été choisie comme temps maximum, car elle représente, en incluant le temps d'acquisition, 5 h d'expérimentation non stop par modèle et au-delà de cette limite les modèles montrent peu d'évolutions. Nous avons effectué plus d'une cinquantaine d'expérimentations avec MERUSA, chacune nécessitant 2 à 3 heures de préparation avant modélisation.

7.2.2.1) Le choix des matériaux

Le choix des matériaux a été dicté par le fait de pouvoir retrouver un comportement proche de celui des autres matériaux déjà utilisés dans les modélisations expérimentales existantes (Crave et al., 2000; Howard, 1988b; Lague et al., 2000). Des tests ont été effectués avec MERUSA afin de valider le comportement des matériaux potentiellement intéressants (sables basaltiques de différentes granulométries, bentonite, poudre de marbre, talc...). Au final, nous avons retenu deux matériaux dont les comportements étaient suffisamment distincts :

-**le talc** pour (i) sa granulométrie très fine qui permet le dessin de réseaux hydrographiques à sa surface, (ii) son imperméabilité qui évite l'infiltration des eaux de pluie et, dans le modèle dissocie l'écoulement souterrain de l'écoulement de surface, et enfin pour (iii) sa cohésion qui favorise les processus d'érosion en masse dans les expériences.

-**le sable basaltique fin** a été retenu pour (i) sa granulométrie fine (Annexe III-1), qui lui confère des caractéristiques hydrauliques de matériel semi-perméable (il laisse passer un débit modéré en adéquation avec l'échelle de nos modèles) et (ii) ses propriétés mécaniques de faible cohésion qui autorisent le *sapping*.

7.2.2.2) Le choix des modèles

Compte tenu de nos objectifs, nous avons réalisé des modèles tri-couches (Talc – Sable – Talc) permettant de représenter au mieux un système avec, en surface, les processus érosifs issus de la pluie (principalement du ruissellement et du transport classique) et au centre du modèle, dans la couche de sable semi perméable, la création d'un écoulement souterrain (Figure III-4), dont nous voulions voir l'impact sur les processus d'érosion.

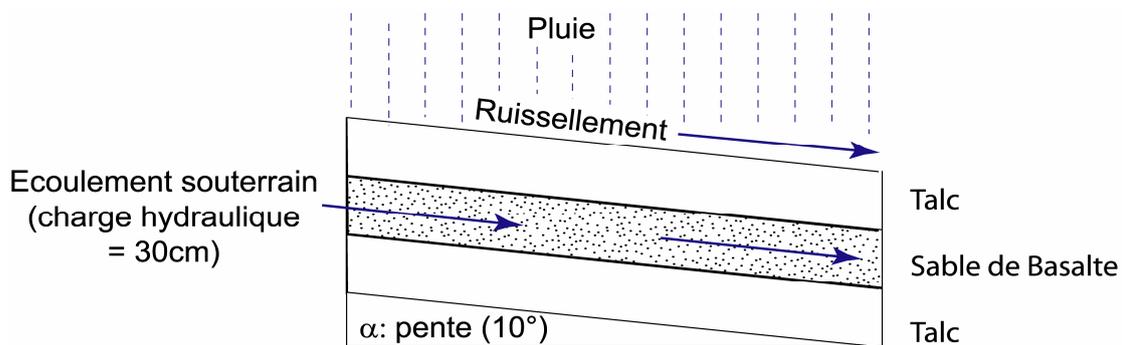


Fig. III-4 : Schéma conceptuel des modèles utilisés dans MERUSA

Comme nous l'avons mentionné précédemment, nous avons utilisé 2 tailles de boîtes à érosion (Figure III-5) qui nous permettent de réaliser soit :

- 3 **petits modèles** identiques, côte à côte, de 15 cm de large, 6 cm de haut et 36 cm de long considérés comme des répliqués,

- ou 1 **grand modèle** de 36 cm de large, 9 cm de haut et 50 cm de long

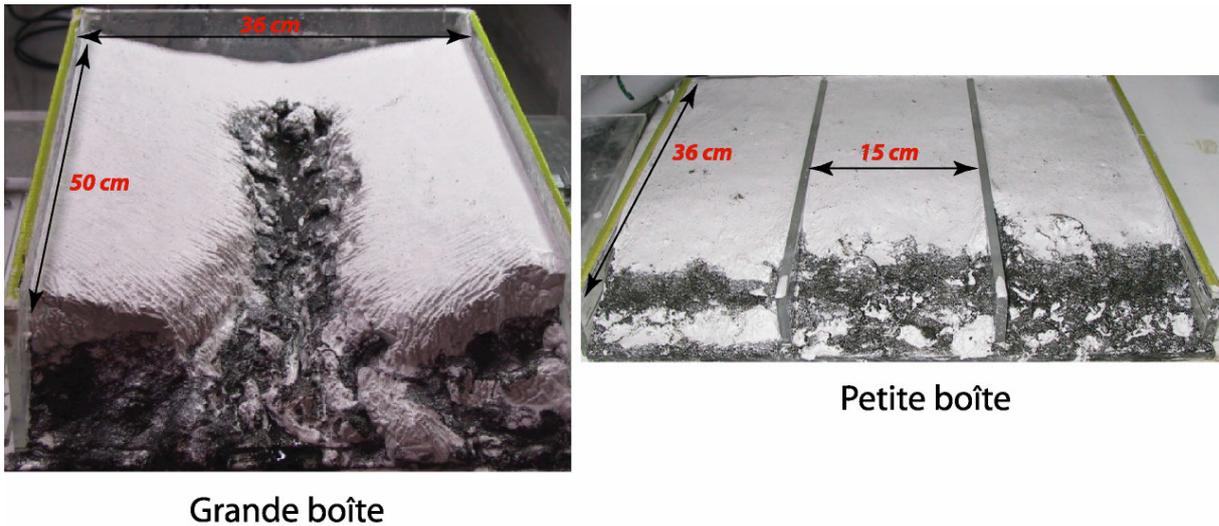


Fig. III-5 : Les deux tailles de « boîte à érosion » utilisées dans MERUSA

La réalisation de ces deux tailles de modèle nous permet de tester l'importance de l'échelle sur les phénomènes observés, et dans une certaine mesure de pouvoir diminuer l'impact des éventuels effets de bord en utilisant le grand modèle.

7.2.2.3) Les paramètres fixés

Parmi toutes les variables que notre dispositif nous permet de contrôler, nous avons pris le parti de fixer certaines d'entre elles afin de faciliter l'interprétation des résultats. Toutes les expériences se sont déroulées avec :

- **une inclinaison des modèles** de 10° par rapport à l'horizontale (valeur assimilable aux pentes externes des volcans boucliers),
- **une charge hydraulique de l'injection** constante dans tous les modèles égale à 30 cm. La charge optimum a été déterminée de façon empirique après plusieurs essais. Elle correspond à un débit maximum de 2 L/h/injecteur (2 injecteurs pour les petits modèles et 5 pour les grands),
- **un débit constant** des injecteurs générant **la pluie** dans la cage à brouillard, délivrant 7,5 L/h/buse soit 28 L/h pour l'ensemble des buses,
- **des épaisseurs** de couches fixes pour les différentes expérimentations,
- des prises de vues à **intervalles de temps** progressifs au cours des 210 minutes des expériences (5, 10, 15, 20, 20, 30, 30, 30, 30, et 30 minutes), afin de mieux cerner les processus impliqués qui sont très rapides au début des expériences.

7.2.2.4) Les paramètres testés

Les principaux paramètres auxquels nous nous sommes intéressés sont :

- **l'influence de la taille des modèles** sur les résultats obtenus, autrement dit la sensibilité de notre modèle au changement d'échelle, par l'utilisation de 2 boîtes à érosion (petits et grands modèles).
- **l'influence de la géométrie des modèles** sur les réseaux créés. Pour cela nous avons réalisé deux géométries de modèles différentes (Figure III-6), qui sont :

- 1- les modèles dits plats dont la couche supérieure de talc est plane,
- 2- les modèles avec un axe central dits en V ou toit inversé, dont la couche supérieure est modelée en forme de V avec des pentes faibles aux alentours de 10° pour chaque pan.

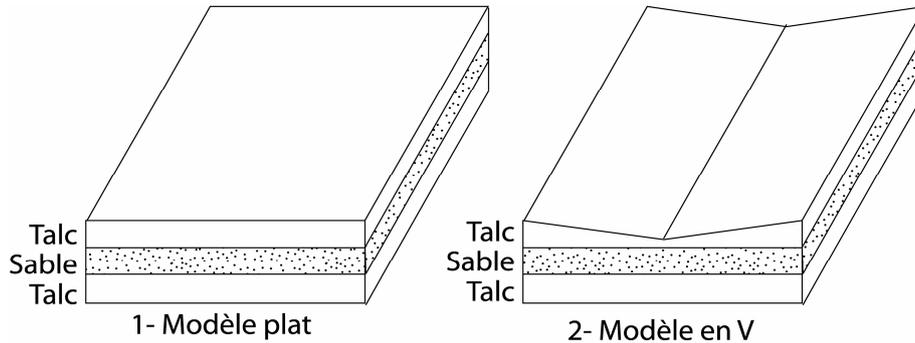


Fig. III-6 : Les deux géométries de modèles utilisés dans MERUSA

- *l'influence de la configuration hydrologique des modèles.* Pour cela nous avons réalisé les expérimentations avec deux configurations différentes :

- 1- des expérimentations sans injection d'eau souterraine (Figure III-7), qui démontrent l'influence des processus de surface due à la pluie et à l'écoulement de surface,
- 2- des expérimentations avec injection d'eau souterraine (Figure III-7), qui présentent le résultat du couplage des processus issus des écoulements de surface et des écoulements souterrains.

La réalisation de ces deux configurations d'expérimentation nous a permis de mettre en évidence l'importance de l'impact des écoulements souterrains sur les processus d'érosion impliqués et leur origine.

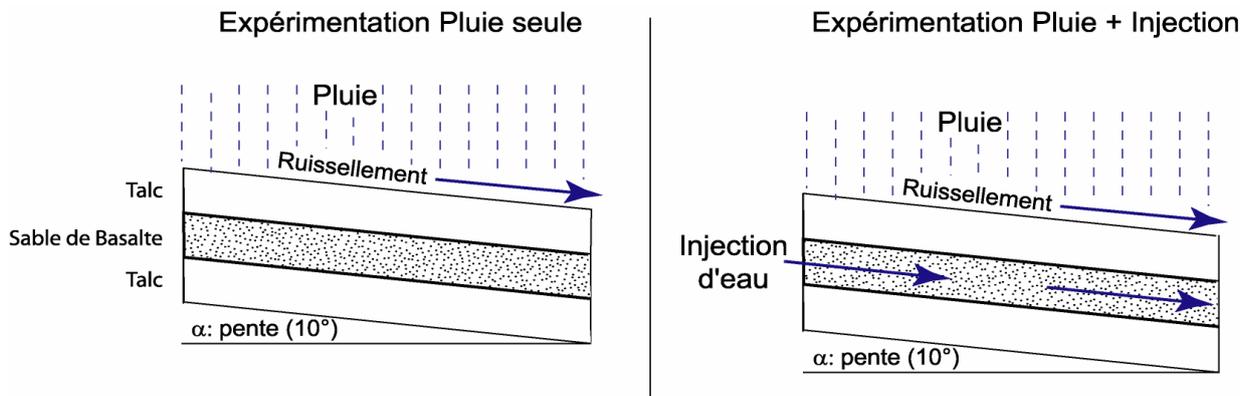


Fig. III-7 : Les deux configurations hydrologiques testées avec MERUSA (en bleu les flux d'eau).

7.3) RESULTATS ET DISCUSSION

Nous allons d'abord étudier les principaux résultats obtenus avec le dispositif MERUSA, en premier lieu en terme qualitatif et ce à travers l'étude des séries de photos, en second lieu en terme quantitatif cette fois à travers les vitesses de remontée des fronts d'érosion. Puis nous identifierons les processus d'érosion mis en cause dans ces différents résultats. Enfin nous aborderons la possible analogie avec les systèmes naturels.

7.3.1) Les principaux résultats

Les principales combinaisons des différents paramètres testés (taille, géométrie et configuration hydrologique) (cf. § 8.2.2.4) ont été expérimentées (Tableau III-2) Cela représente 8 configurations différentes d'expériences, chacune ayant été répétée afin de s'assurer que les résultats sont bien reproductibles.

	Plats	en V
Petits Modèles	Pluie seule	Pluie seule
	Pluie + Injection	Pluie + Injection
Grands Modèles	Pluie seule	Pluie seule
	Pluie + Injection	Pluie + Injection

Tableau III-2 : Combinaison des paramètres testés

Dans ce qui suit, nous aborderons ces résultats en fonction :

- 1-de la géométrie des modèles,
- 2-en fonction de leur taille, et enfin
- 3-en fonction de la configuration hydrologique choisie.

7.3.1.1) Les modèles plats

- Les modèles plats avec la pluie seule (MPP).

La Figure III-8 (page suivante) montre que les résultats des trois petits modèles sont identiques, les phénomènes impliqués sont donc reproductibles. De plus, les figures d'érosion sont identiques pour les petits et les grands modèles, il n'y a donc pas d'influence de la taille du modèle sur les résultats pour les configurations avec la pluie seule.

Les différents modèles montrent la formation rapide d'un front d'érosion linéaire parallèle à la base du modèle. Ce front va progresser vers l'amont assez rapidement (12 cm en 50 minutes pour les grands modèles). Avant la fin de l'expérimentation, ce front a tendance à se stabiliser en tendant vers l'équilibre de la rupture de pente initiale. Le profil longitudinal initial du modèle tend ainsi vers un profil d'équilibre qui correspond à un profil de matériaux au sens de Gardner (1983) (Figure III-9).

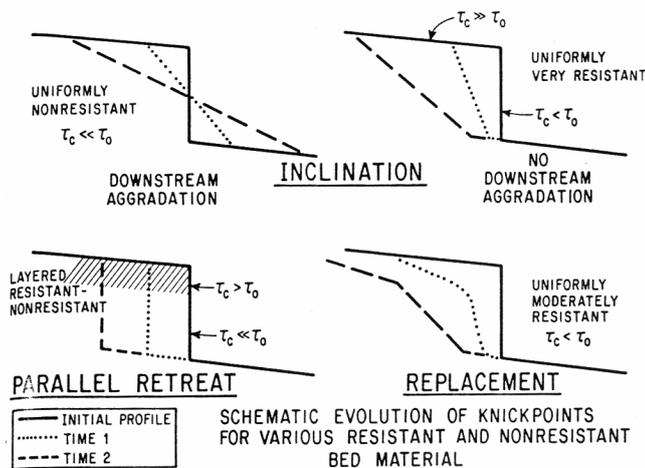


Fig. III-9 : Evolution d'une discontinuité de pente vers l'équilibre suivant la résistance des matériaux, (τ_0 : contrainte de cisaillement et τ_c : contrainte de cisaillement critique) (Gardner, 1983)

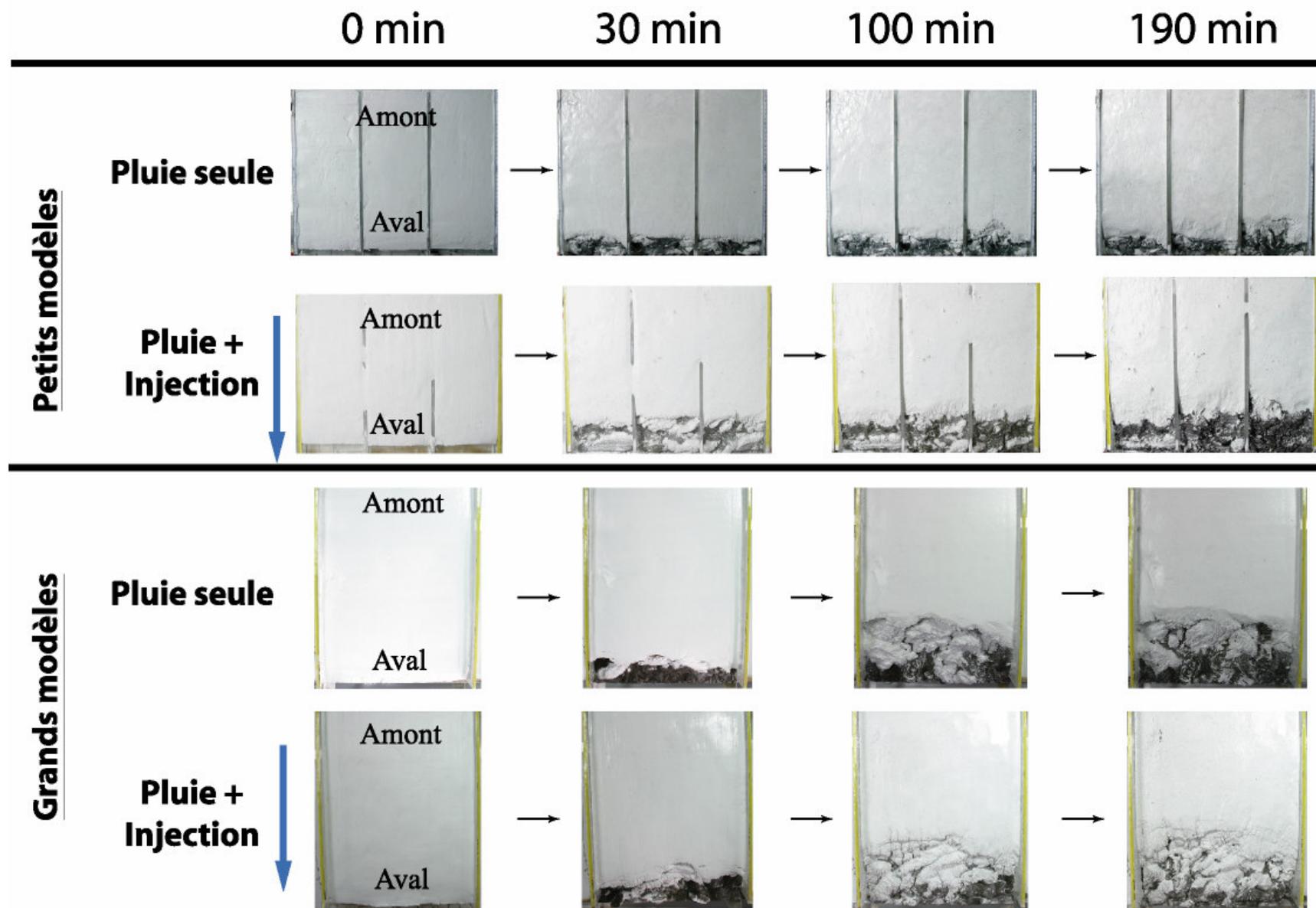


Fig. III-8 : Résultats des expérimentations sur les petits et grands modèles plats

La progression vers l'amont du front d'érosion se poursuit uniquement s'il y a suffisamment de place en aval pour évacuer les produits d'érosion et si l'aire drainée amont est suffisante. La stabilisation de l'évolution du front est étroitement liée au comblement de l'espace en aval où sont stockés les produits d'érosion, ce qui explique pourquoi la progression du front d'érosion n'est pas linéaire mais qu'elle se fait de façon discontinue : lors de la progression du front, il est intéressant de noter l'apparition de fractures à la limite aval du modèle qui traduit le caractère ductile du niveau de talc à la base, facteur déstabilisant ayant pour conséquence le recul du front d'érosion.

Enfin, dans cette configuration à plat et avec la pluie seule, il n'y a pas d'apparition de réseau préférentiel qui s'incise : la surface présente par endroit et principalement dans les zones de fortes pentes, l'apparition de réseaux peu hiérarchisés, faiblement développés et peu profonds.

- Les modèles plats avec la pluie et l'injection (MPPI)

Les différents modèles montrent la formation rapide d'un front d'érosion linéaire parallèle à la base du modèle, dont la vitesse d'évolution vers l'amont est plus rapide que pour les MPP (valeur à 30 min). Ils présentent les mêmes caractéristiques que les MPP précédents, mais la remontée du front d'érosion linéaire a une amplitude plus importante. Comme pour les MPP, nous constatons des comportements similaires, que les modèles soient petits ou grands.

Il y a également un aplatissement de la rupture de pente initiale, mais il semble plus continu dans le temps. Par rapport aux MPP, l'écoulement souterrain favorise l'enlèvement des produits d'érosion en aval de la rupture de pente.

7.3.1.2) Les modèles en V

- Les modèles en V avec pluie seule (MVP)

La Figure III-10 montre que contrairement aux modèles plats, une différence apparaît entre les petits et grands modèles. Elle s'exprime principalement dans l'amplitude des phénomènes observés. Les trois petits modèles ont des comportements distincts : nous notons une variation dans la vitesse et l'amplitude de creusement de la vallée centrale. Ces résultats sont certainement liés :

- à la difficulté de fabrication des géométries en V (l'obtention de 3 modèles strictement identiques est difficile),
- à l'échelle des modèles qui révèle une certaine hétérogénéité des intensités de pluies dans le simulateur.

Mais globalement, la formation des vallées centrales sur les trois petits modèles peut être considérée comme comparable.

Ainsi, avec la contrainte topographique initiale en V, il y a une concentration des processus d'érosion dans l'axe du V pour les deux tailles de modèles. Au début de l'expérimentation, des réseaux hydrographiques juvéniles en surface se développent de chaque côté de l'axe du V. Les modèles montrent, dans un premier temps, des fronts d'érosion localisés sur les bords instables du modèle. Dans un deuxième temps, ces fronts d'érosion localisés vont ralentir et se stabiliser pour laisser la place au développement de l'incision majeure dans l'axe du V, qui crée une vallée bien entaillée. Le développement de la vallée avec le recul de la tête de vallée, se fait par érosion régressive. Ce processus va continuer tant que le flux d'eau de surface et que l'espace disponible dans

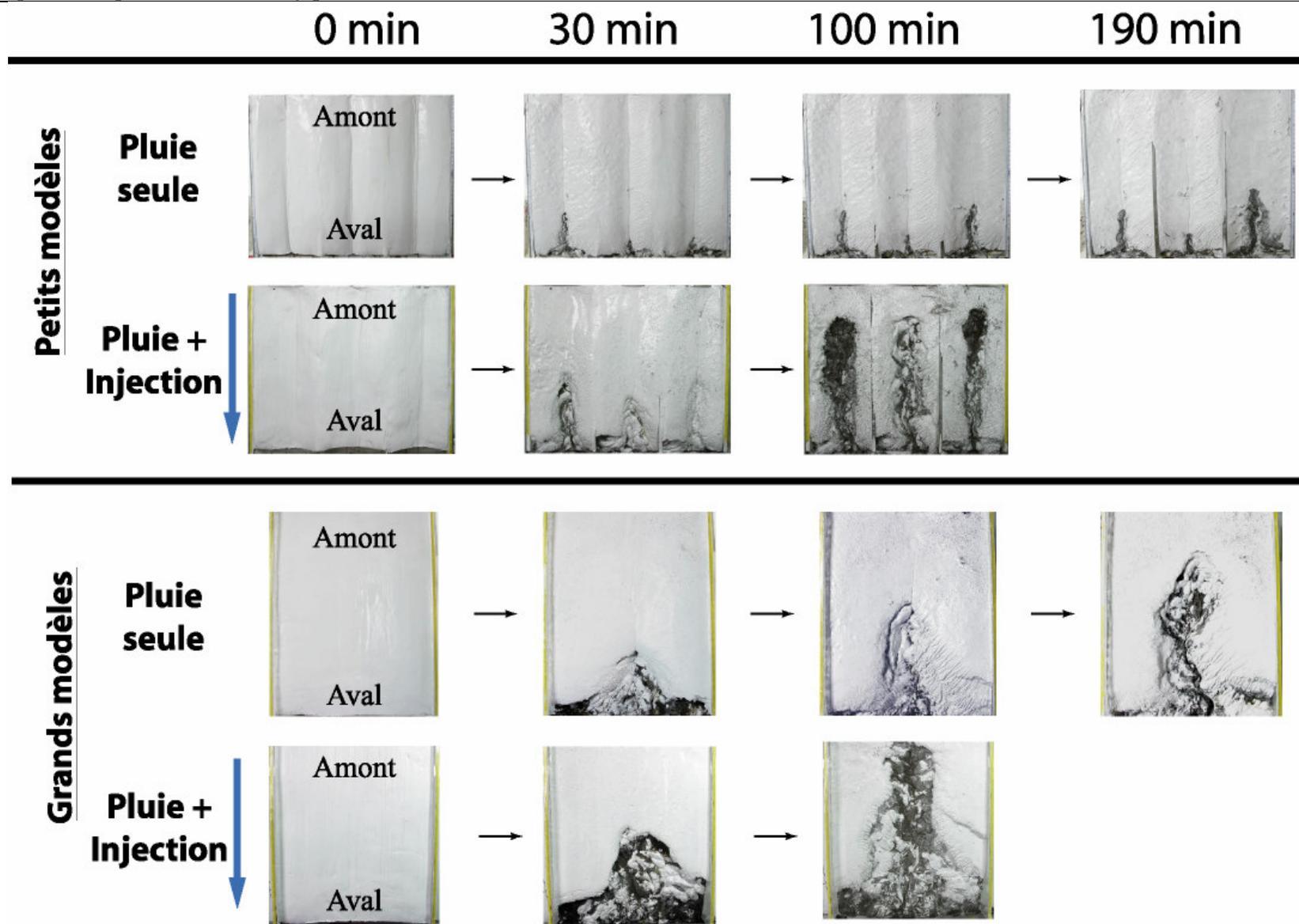


Fig. III-10 : Résultats des expérimentations sur les petits et grands modèles en V

la vallée pour évacuer les produits d'érosion seront suffisants. Le creusement de la vallée sera ralenti, voire stoppé, si les produits d'érosion viennent combler l'espace en aval de la vallée. Sur les petits modèles, après 110 minutes, la formation de la vallée se ralentit pour les deux modèles les plus à droite. Après deux heures et demie d'expérimentation, pour tous les modèles y (petits et grand), la remontée du front d'érosion est stoppée. A la fin des expérimentations, la remontée de la vallée est très lente : la vallée centrale a plutôt tendance à s'élargir et à s'approfondir. Ce ralentissement est lié à la diminution de l'aire drainée amont. Il existe un seuil en dessous duquel le flux ne permet plus le creusement de la vallée.

- Les modèles en V avec la pluie et l'injection (MVPI)

Il n'y a pas de différence remarquable entre l'évolution du grand modèle et des petits modèles. Les trois petits modèles ont des comportements similaires à l'exception peut-être du modèle central dans lequel, comme pour les MVP, l'amplitude des phénomènes est atténuée. Ceci confirme que cette différence peut être raisonnablement attribuée à une hétérogénéité de la répartition spatiale de la pluie. Comme précédemment pour les MVP il y a individualisation rapide d'une vallée centrale, dans l'axe du V. Les instabilités au front sur les côtés du modèle sont plus actives que dans le cas précédent sans l'injection. La progression se fait par à-coups, de manière assez rapide, en fonction du transport des produits d'érosion en aval. Quand le recul de la vallée atteint son maximum, tous les modèles présentent un élargissement notable de la vallée dans sa partie supérieure où les écoulements souterrains sont maximums.

Pour les grands modèles, le mécanisme de retrait des têtes de vallées en masse qui a lieu de manière continue est bien visible. L'écoulement souterrain entretient le recul des têtes par un apport additionnel de flux.

7.3.1.2) Les vitesses d'érosion

Après traitement des séries de photos de toutes les expériences, nous avons mesuré la vitesse de retrait du front d'érosion sur chaque modèle afin de comparer les vitesses d'érosion. Nous avons positionné sur des graphes la distance de retrait en fonction du temps afin de pouvoir comparer l'évolution de l'érosion dans chaque modèle (Figure III-11).

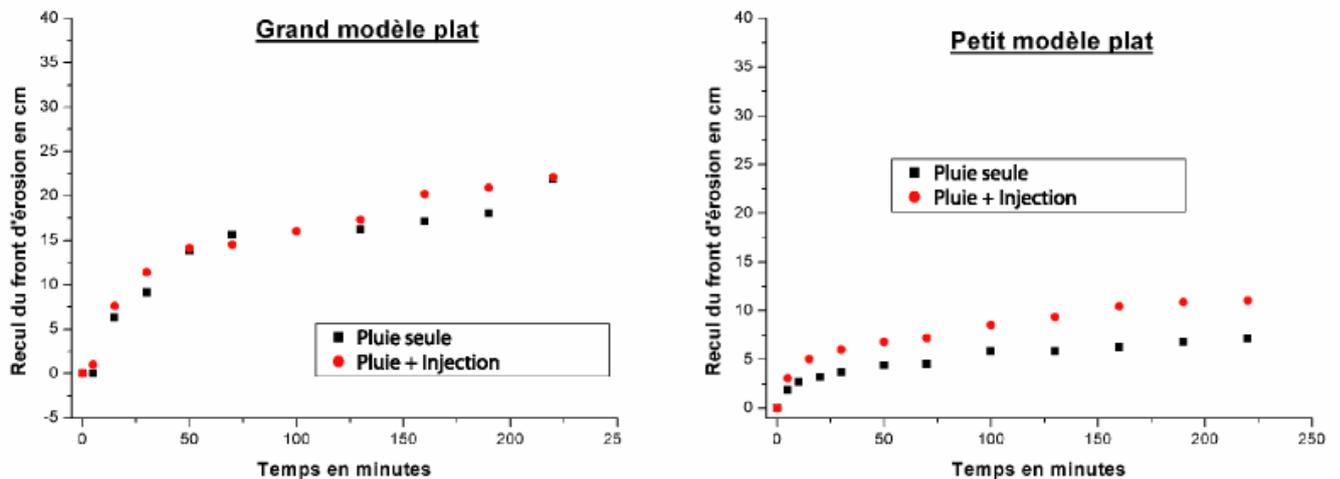


Fig. III-11 : Remontée cumulée du front d'érosion en fonction du temps dans les modèles plats.

L'analyse de ces graphes montre que les modèles faisant intervenir un écoulement souterrain (MPPI) présentent des vitesses d'érosion plus importantes et des évolutions plus marquées (Annexe III-2). Ainsi pour les modèles plats (Figure III-11) cette différence de vitesse peut atteindre 37 % sur l'ensemble de la modélisation et plus de 40 % par moment.

Pour les modèles qui présentent une contrainte topographique (forme en V), il y a une différence de 68 % dans les vitesses d'érosion pour les petits modèles entre les MVP et les MVPI (Figure III-12). Pour les grands, le retrait des têtes de vallées se fait jusqu'à la limite des boîtes à érosion (limitation par la taille de la boîte) et cet état sera atteint 60 % plus vite dans le cas du modèle avec injection. L'accélération de l'érosion est surtout notable dans la deuxième moitié de l'expérimentation.

Dans tous les cas, l'écoulement souterrain accélère notablement l'érosion des modèles : il permet de garder les processus érosifs actifs. L'effet de seuil rencontré sur les modèles sans écoulement souterrain semble ne pas exister (pour les grands modèles MVPI) ou au moins être repoussé vers des valeurs plus importantes (petits modèles MVPI et MPPI). Ce seuil correspond à l'évolution des modèles vers un état d'équilibre quasi stationnaire.

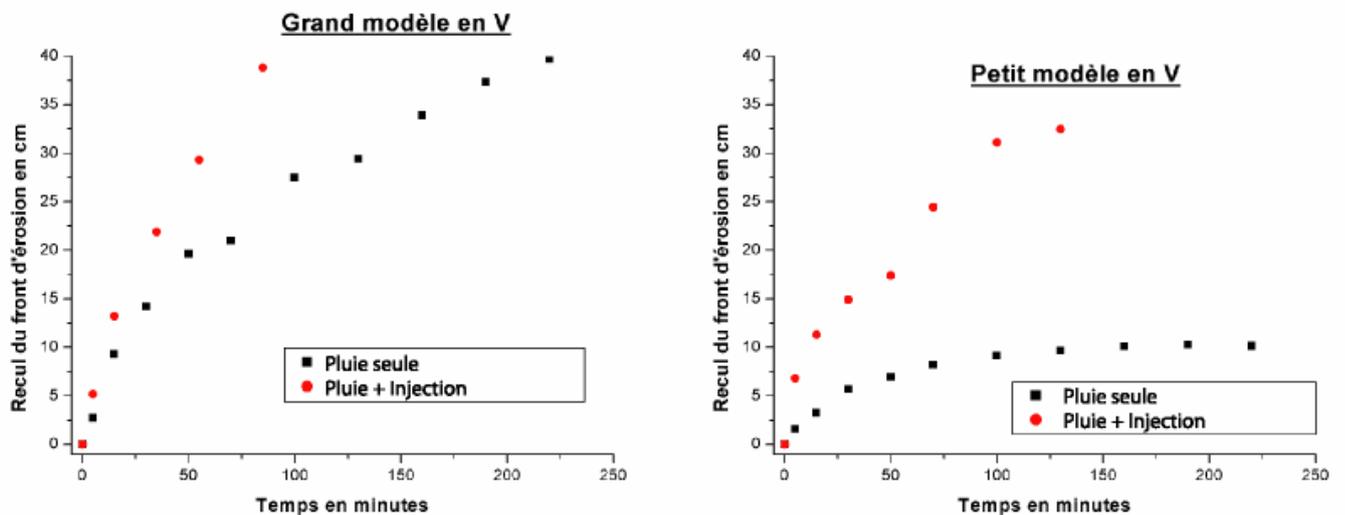


Fig. III-12 : Remontée cumulée du front d'érosion en fonction du temps dans les modèles en V

Globalement, les différences de vitesses sont moins marquées dans les grands modèles que dans les petits, sans doute parce que les flux de l'écoulement souterrain ramenés au volume de matériaux sont plus faibles.

7.3.2) Interprétation des processus d'érosion identifiés avec MERUSA

Le dispositif MERUSA met en évidence la coexistence de différents processus d'érosion. Ceci est plus probant si nous comparons les expériences avec injection et sans injection.

Nous avons ainsi pu identifier deux grands types de processus d'érosion principaux : le ruissellement, et le *sapping* (ou sapement), chacun d'eux faisant référence à un contexte hydrologique particulier (Figure III-13). Nous allons donc présenter ces deux types de processus et les lois qui les régissent.

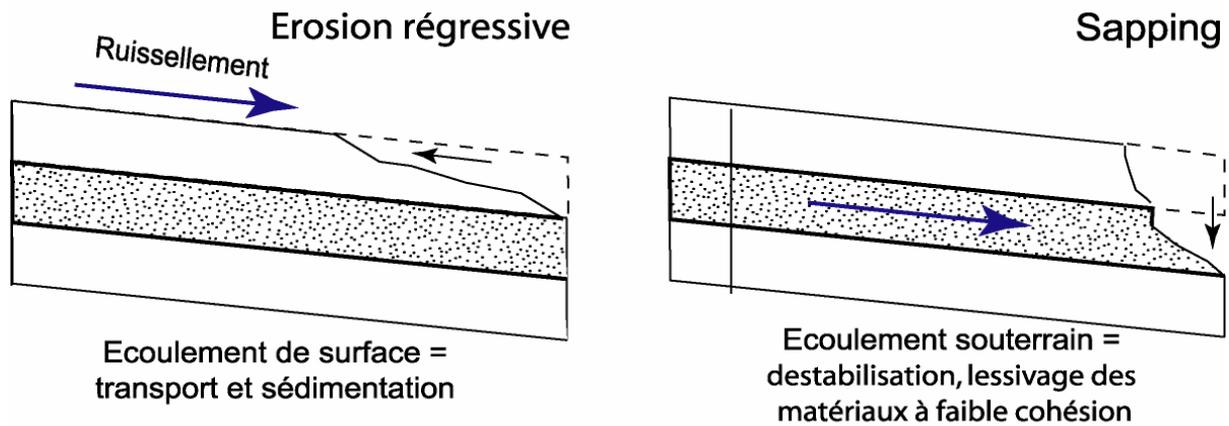


Fig. III-13 : Processus d'érosion identifiés dans MERUSA

7.3.2.1) Les processus de surface associés au ruissellement

Les processus de surface liés au ruissellement sont bien connus et décrits dans la littérature (Howard and Kirby, 1983 ; Lague, 2001; Sklar and Dietrich, 1998). De ces travaux, nous ne retiendrons que les deux mécanismes principaux, incision et transport sédimentaire, observés dans les résultats de nos expériences, c'est à dire :

-**L'incision** s'exprime par le taux d'incision appelé I [L/T] et est fonction d'une mesure de l'intensité du flux d'eau ψ .

$$I = -K_b (\psi - \psi_c)^\zeta$$

avec

I taux d'incision (L/T), ψ intensité du flux d'eau, ψ_c intensité du flux d'eau critique,
 K_b l'érodibilité, ζ exposant positif

Cette expression suppose qu'il existe un seuil critique d'incision ψ_c , souvent négligé, qui permet alors d'écrire l'expression plus simplement sous la forme :

$$I = KA^m S^n$$

avec

S : la pente locale, A : l'aire drainée, K , m , n : constantes

(N.B. : K et K_b sont des valeurs différentes)

Cette loi est utilisée sous cette forme dans la plupart des travaux qui cherchent à estimer la valeur des exposants m et n , ainsi que la relation entre K et la nature des roches. L'exposant n ayant en particulier, un rôle critique dans la dynamique de la rivière (Lague, 2001).

-**Le transport sédimentaire**, pour lequel on peut distinguer le **transport de fond** (*bedload*) et le **transport en suspension** (*suspended load*). Pour une taille de grain donnée, le mode de transport est fixé par les conditions hydrauliques de la rivière : lorsque la force de cisaillement à la base de l'écoulement d'eau dépasse le seuil critique de cisaillement τ_c (*critical shear stress*), les particules commencent à se déplacer sur le fond de la rivière par roulement, glissement ou petits bonds (*saltation*) ; lorsque les conditions hydrauliques deviennent turbulentes et que les fluctuations de la

vitesses verticales sont importantes, les particules peuvent être maintenues en suspension et passer peu de temps en contact avec le fond (Lague, 2001). Cette hiérarchisation du mode de transport en fonction de la taille de grain est souvent simplifiée dans les modèles de transport à long terme, en définissant une taille de grain moyenne (souvent la fraction d_{50}) censée représenter la classe de grains participant significativement au transport total, cette classe pouvant être transportée soit sur le fond, soit en suspension ou dans un mode de transport mixte. La capacité de transport s'exprime selon l'expression (Howard *et al.*, 1994) :

$$q_c = K_h (\tau^* - \tau_c^*)^\theta$$

avec

q_c [L^2/T : Surface/Temps] : capacité de transport par unité de largeur, τ la contrainte de cisaillement adimensionnelle (ou shield stress), τ_c le « critical shield stress », K_h est un coefficient de transport, θ un exposant positif (N.B. : K , K_b et K_h sont des valeurs différentes)

Comme pour l'incision, τ_c est négligé dans la plupart des cas, ce qui donne une expression simplifiée de la capacité de transport qui s'exprime par unité de largeur de rivière sous la forme :

$$q_c = K_c A^{m'} S^{n'}$$

avec

m' et n' sont des constantes positives, A aire drainée, S la pente locale et K_c est un coefficient de transport sédimentaire, souvent appelé érodabilité. (N.B. : K , K_b , K_h et K_c sont des valeurs différentes)

Globalement, les expressions de ces deux mécanismes nous permettent de mieux expliquer et de mieux comprendre le ralentissement, voire l'arrêt d'évolution des modèles soumis à la pluie seule. Nous pouvons distinguer deux cas :

a- le ralentissement ou l'arrêt du front d'érosion dans le cas des MPP. Sur ces modèles les effets du ruissellement sont limités. Le développement de réseau hydrographique même dense, ne conduit pas dans le temps de notre expérimentation, à la formation de vallées bien développées. Les incisions sont contrôlées par la concentration des eaux de ruissellement (Crave, 2000) ; de ce fait elles ne se font que dans les zones de rupture de pente sur la partie frontale du modèle. Pour les pentes de 10° de nos modèles, le ruissellement ne permet pas le développement important et rapide de réseau de drainage sur le talc. Les contraintes exercées par l'eau sur le substratum ne sont pas suffisantes pour permettre des taux d'érosion importants. Nous observons uniquement la formation de petites ravines superficielles, peu développées et creusées à la surface du modèle.

b- le ralentissement ou l'arrêt du creusement de la vallée centrale dans le cas des MVP. En effet, au début, sur ces modèles, la structure en V initiale dans la topographie permet la formation de vallées bien creusées. Cette formation est rendue possible d'une part, par la concentration d'un flux d'eau (ruissellement) suffisant dans le V pour générer de l'incision et du transport sédimentaire ; d'autre part, par l'existence d'une zone de faiblesse liée à la forme du V et à la rupture de pente préexistante en aval du modèle. Ceci montre l'importance des conditions

initiales sur le développement des incisions et de leur croissance comme le propose Lague (Lague, 2001). La direction dominante de la progression est assurée par la contrainte topographique axiale.

En résumé, dans les deux cas (MVP et MPP), au début des expériences, nous sommes au-dessus des seuils critiques d'incision et de capacité au transport ; dès lors le ruissellement engendre une érosion régressive (à la fois verticale et horizontale) sur la surface des modèles. Cela va entraîner à la fois, une baisse significative de A (l'aire drainée) et une baisse de S (la pente locale) pour chaque modèle. Ce qui a pour conséquence une diminution des valeurs de la capacité de transport et de l'incision, et ce jusqu'à atteindre les valeurs critiques qui entraînent le quasi arrêt de l'érosion.

7.3.2.2) Les processus de «sapement» ou *sapping*

Le sapement ou *sapping* est un processus d'érosion essentiellement lié à l'écoulement souterrain. Il se produit dans la zone d'émergence du flux souterrain et favorise les instabilités gravitaires. Derrière ce processus sont regroupés plusieurs mécanismes distincts (Crosta and di Prisco, 1999; Dunne, 1990) qu'il faut bien différencier (Figure III-14).

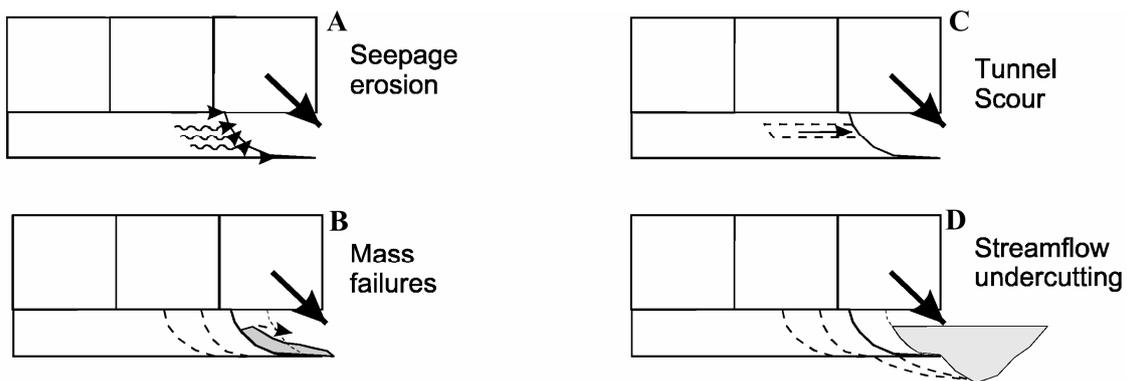


Fig. III-14 : Les différents mécanismes du *sapping*. A : sapement de source, B : sapement par glissement de masse, C : sapement de type karstique, D : sapement par affouillement

Ces phénomènes sont localisés en tête de vallée et dans leurs parois. Si nous considérons que les têtes de vallées s'érodent horizontalement, il est plus simple d'utiliser l'expression suivante pour exprimer le taux d'érosion :

$$E = E_c (q - q_c) \quad (\text{Howard, 1988b})$$

avec

E taux d'érosion des parois de la vallée, *E_c* facteur d'échelle, *q* flux latéral d'eau à travers les parois de la vallée, *q_c* flux critique au dessus duquel il y a de l'érosion.

Comme pour les processus de surface, il existe pour le *sapping* un seuil critique du flux (*q_c*) en dessous duquel il n'y aura plus d'érosion. Mais dans le dispositif MERUSA cela n'a pas d'importance car nous travaillons à flux constant (pour l'écoulement souterrain) ; nous sommes donc toujours au

dessus de qc (pour preuve l'évolution des modèles (MVPI) jusqu'au bord supérieur des boîtes à érosion).

Les processus de *sapping* sont largement décrits dans la littérature (Baker et al., 1990; Crosta and di Prisco, 1999; Gulick, 2001; Howard, 1988b; Laity and Malin, 1985; Lobkovsky et al., 2004; Luo, 2001; Schorghofer et al., 2004; Wentworth, 1927). Ils sont définis comme des processus entraînant l'affouillement et la déstabilisation des têtes de vallées et de leurs parois latérales, principalement en fragilisant et en enlevant les formations sous-jacentes par la concentration du flux localement (Figure III-15). Les lignes de flux dans l'aquifère convergent vers la tête des incisions car celles-ci jouent le rôle de drain. Cette convergence des flux a tendance à augmenter les phénomènes de *sapping* principalement en tête de vallée et dans les parois en amont.

Au final, la déstabilisation a lieu lorsque la couche supérieure se trouve en porte-à-faux à cause du sapement : dès lors, la gravité devient le principal moteur de l'érosion, et déclenche des mouvements en masse de type *slump* ou glissement. Ces phénomènes font intervenir les équations de stabilité des parois avec les angles de friction propres aux matériaux utilisés (Howard, 1988b).

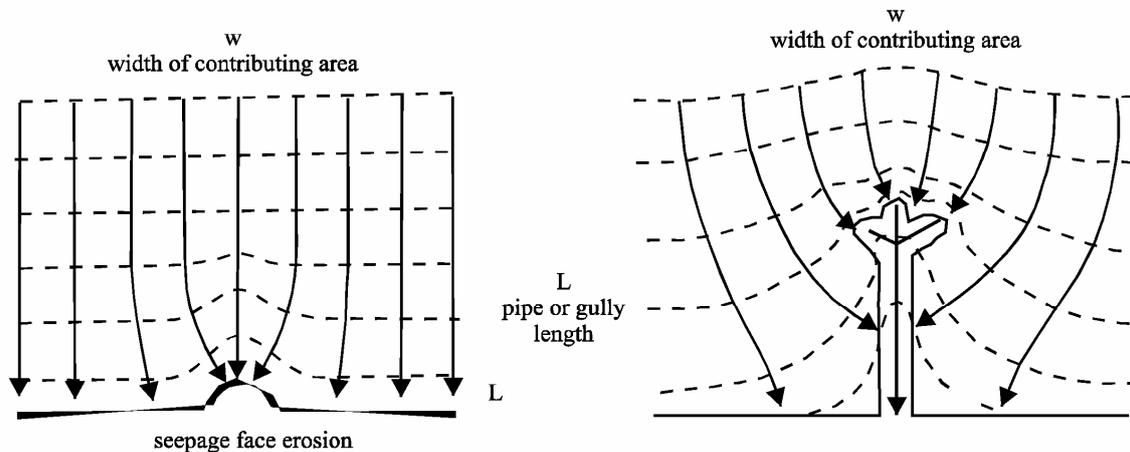


Fig. III-15 : Développement d'une vallée et influence sur les lignes de flux de l'écoulement souterrain. Concentration des flux en tête de vallée et sur les parois (Crosta and di Prisco, 1999)

7.3.2.3) Les processus issus du couplage du ruissellement et du sapement

Dans les résultats des modélisations associant la pluie et l'injection, il est difficile de distinguer clairement les mécanismes car ils sont conjugués. Pour essayer de distinguer les conséquences du couplage du ruissellement et du sapement nous allons présenter quelques observations de détails, et des résultats annexes de notre modélisation (tests de calibration) qui illustrent les conséquences de ce couplage.

1- les processus de glissement en masse

Ces phénomènes, présents dans nos résultats, s'intensifient de façon notable avec l'injection. Ils sont favorisés par le flux à la base des parois de la vallée. Nous pouvons apporter une illustration marquante de l'apport de l'écoulement souterrain vis-à-vis des processus de glissement en masse, grâce à des résultats inattendus obtenus lors de nos essais de calibration. Nous avons réalisé des essais avec l'injection seule, pour trouver les bons paramètres hydrauliques de l'écoulement souterrain dans

le modèle. Le flux souterrain, trop important, a entraîné un ensemble de glissements de la couche supérieure de talc sur la couche intermédiaire (Figure III-16). Cette expérience illustre bien l'influence d'un niveau ductile associé à un écoulement souterrain sur le déclenchement d'un glissement gravitaire.

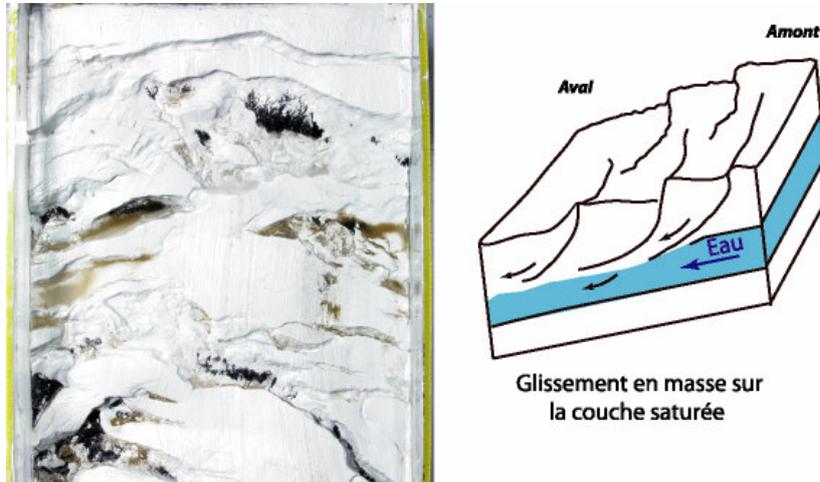


Fig. III-16 : Système de glissement en masse engendré par un écoulement souterrain trop important (photo 3h après le début de l'expérimentation d'injection seule).

De plus, l'intensification des glissements, est notable dans l'augmentation du nombre de pseudo « îlets » dans les vallées (Figure III-18) pour les MVPI. Ces « îlets » sont les restes de glissement en masse des parois de la vallée axiale.

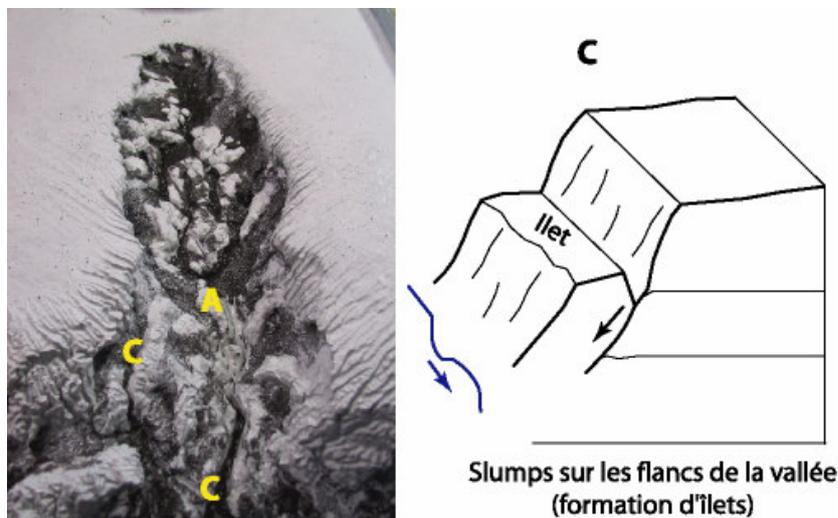


Fig. III-17 : Résultat typique d'un MVPI, à noter A : présence d'un « pseudo îlet » dans la vallée, B : incision importante de la couche inférieure de talc, C : Figure de glissement en masse sur les bords de la vallée.

2- le ruissellement

Il est lié à la pluie tombée sur le modèle, mais il est évidemment accéléré dans la partie aval du modèle par l'émergence de l'écoulement souterrain. Cela aura pour conséquence une augmentation notable de l'incision dans la partie aval par rapport à l'exutoire du flux souterrain. Sur les modèles, principalement les MVPI, cela se voit dans le surcreusement notable de la couche inférieure de talc

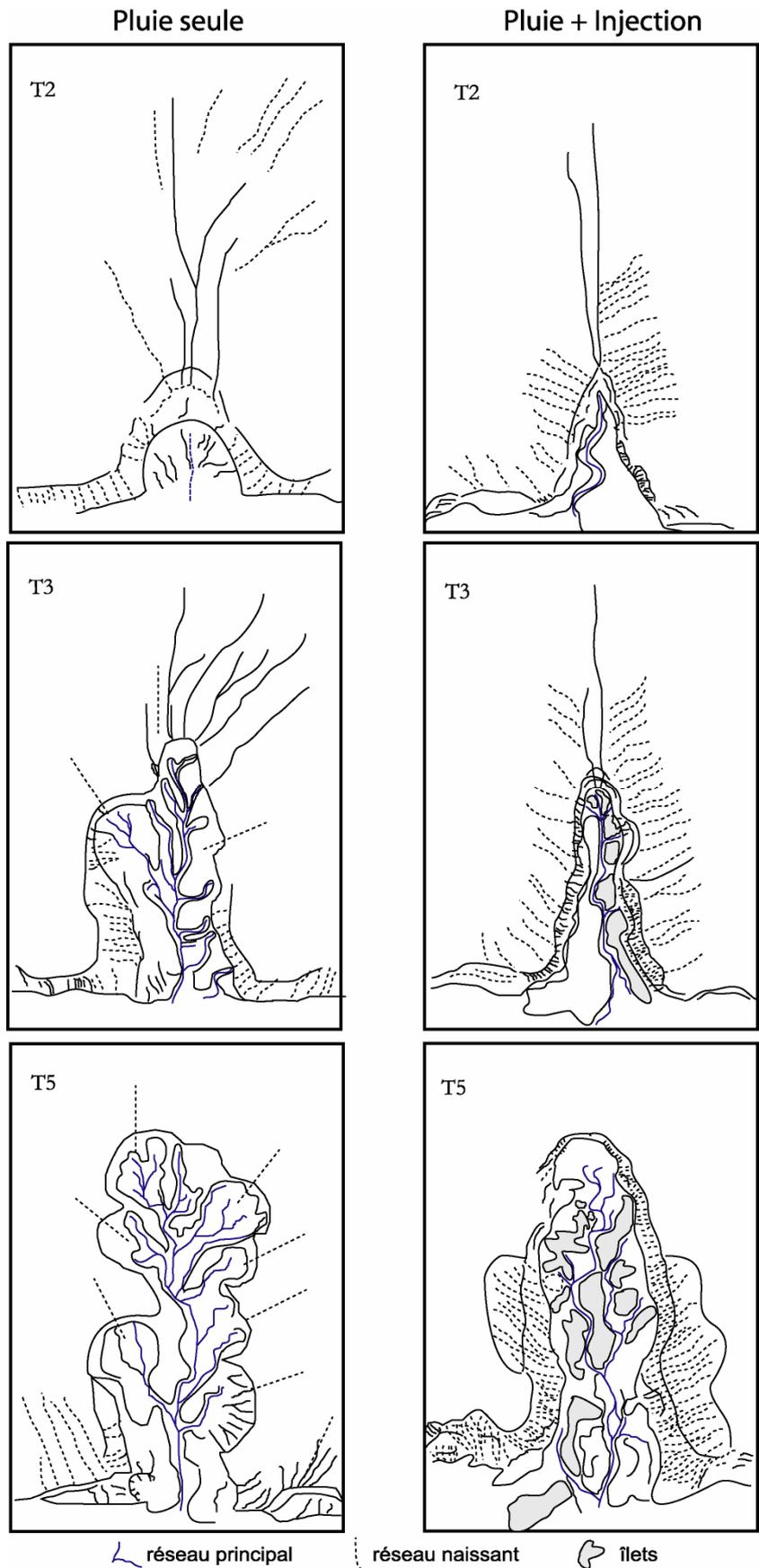


Fig. III-18 : Evolution morphologique des grands modèles en V (à gauche la pluie seule, à droite avec la pluie et l'écoulement souterrain)

(Figure III-17-B) qui peut être complètement érodée, au point d'atteindre la paroi inférieure de la boîte à érosion. Cette augmentation du ruissellement entraîne aussi une augmentation de la capacité de transport qui favorise l'accroissement de la vallée vers l'amont. En effet, celle-ci se fait par glissement et transport en masse : lors de ces mécanismes, la vallée est temporairement comblée. Le comblement par les produits des instabilités tend à ralentir les processus d'érosion et empêche une remontée rapide de la tête d'érosion (Pelletier, 2003). En revanche, avec l'apport de l'écoulement souterrain, la capacité de transport et le flux sont maintenus à des valeurs suffisamment élevées pour dégager les produits d'érosion de la vallée : dès lors la remontée de la tête de vallée est rapide et continue.

3- l'élargissement des vallées

Il s'exprime nettement dans les modèles avec un écoulement souterrain en fin d'expérimentation pour les MVPI, alors que les MVP sont beaucoup plus larges dès le départ (Figure III-18). Le couplage des processus liés à la pluie et l'écoulement souterrain entraîne une remontée des têtes de vallées de façon linéaire avec un faible élargissement. L'élargissement des vallées s'effectuant dans un deuxième temps, lorsque la progression vers l'amont est ralentie. Au contraire, les modèles MVP voient la mise en place d'une vallée beaucoup plus développée avec plusieurs affluents. Cette différence fondamentale traduit le contrôle qu'exerce le flux souterrain sur le développement de la vallée en inhibant les développements latéraux.

A travers ces trois points nous voyons qu'il existe de façon claire des interactions entre les processus liés aux précipitations et ceux liés à l'écoulement souterrain mais dont toutes les conséquences ne sont pas bien identifiées.

7.3.3) Analogie avec le système naturel

La question qui se pose est de savoir dans quelle mesure cette modélisation peut être utilisée comme un analogue à ce qui se passe dans un système naturel tel que celui de La Réunion.

L'analogie doit être recherchée sur un maximum de points de comparaison dont voici les principaux :

7.3.3.1) en terme de géométrie

- *le tri-couche*

Reprenons les concepts sur lesquels est fondé MERUSA et comparons les au modèle hydrogéologique admis pour La Réunion (Folio, 2001; Join, 1991; Join, 2004) (Figure III-19).

Le modèle hydrologique communément admis à La Réunion propose à grande échelle l'existence d'un aquifère de base, d'ampleur régionale, qui correspond à la zone saturée des niveaux profonds du massif (Folio, 2001; Join, 1991; Join, 2004). Celui-ci repose sur les formations anciennes de faible perméabilité du fait de leur altération. Donc ce modèle peut se résumer en un tri-couche :

- au dessus des formations perméables non saturées,
- au milieu des formations perméables saturées, et
- en dessous des formations imperméables saturées

La géométrie du concept de MERUSA a été choisie pour correspondre à ce modèle hydrogéologique simple, du point de vue de la géométrie avec un tri-couche, et en terme d'écoulement

avec un écoulement qui simule l'effet de la nappe de base. De plus, le modèle avec des pentes proches de 11° offre une configuration semblable à celle des planètes d'un volcan bouclier.

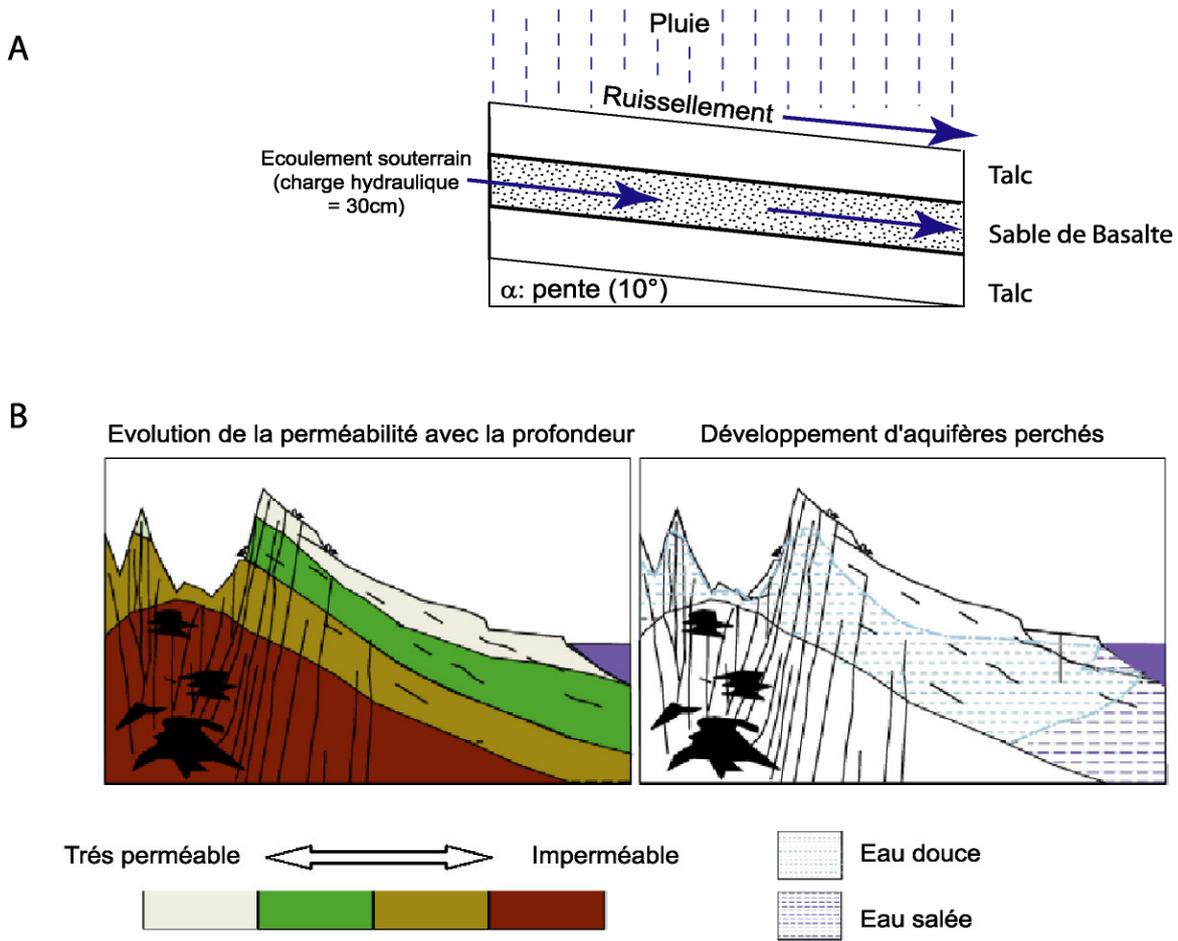


Fig.III-19 : Comparaison du modèle hydrogéologique de La Réunion (Folio, 2001; Join, 1991; Join, 2004) (B), avec le modèle conceptuel du dispositif MERUSA (A).

- *la topographie initiale*

Nous avons vu avec MERUSA que pour créer des vallées bien incisées, il fallait une contrainte initiale pour diriger le flux (forme en V du modèle). Cette contrainte topographique initiale est le facteur fondamental de contrôle de l'érosion, car sans elle, il n'y a pas d'individualisation de rivières ou ravines bien incisées dans notre modèle. Dans le cas de la Réunion plusieurs types de contraintes topographiques existent et peuvent intervenir pour expliquer la formation de certaines rivières et ravines. Les plus importantes sont :

- *les limites entre deux édifices*. Elles forment un V naturel dans la topographie qui concentre et contraint les écoulements (Ollier, 1988). L'exemple le plus frappant sur le terrain c'est le Bras de la Plaine qui se trouve au Sud à la jonction entre le Piton des Neiges et le Piton de La Fournaise, dans l'axe d'un V morphologique marqué ;
- *une cicatrice de caldeira*. Celle-ci forme un V asymétrique naturel au pied du rempart de la caldeira : c'est le cas de la Rivière des Remparts, et de la Rivière de l'Est ;

- *un bord de coulée*. C'est le phénomène classique en milieu volcanique d'inversion de relief (Pain and Ollier, 1995), après la mise en place de coulées de vallée, l'incision reprend sur les bords de la coulées qui a comblé la topographie initiale. A La Réunion c'est le cas de Grand Coude qui se situe à la place de la Rivière des Remparts ancienne qui a été comblée puis l'érosion a repris de chaque côté du comblement pour donner la Rivière Langevin et la Rivière des Rempart actuelles (Mairine and Bachèlery, 1997)

7.3.3.2) en terme de matériaux

Nous réalisons notre modélisation à partir de matériaux homogènes (sable et talc). Les édifices volcaniques réunionnais, quant à eux, sont très complexes, mais si nous les considérons à une échelle suffisamment grande, nous pouvons considérer ces formations comme homogènes d'un point de vue hydrodynamique en définissant des valeurs de perméabilité pour un Volume Élémentaire Représentatif, comme l'a proposé Folio (2001) pour modéliser l'hydrogéologie du Massif du Piton de La Fournaise. Dans le détail, ces formations homogènes seraient :

- à la base un substratum imperméable généralisé (formations anciennes altérées) représenté par le talc à la base de MERUSA,

- surmontées d'une alternance de coulées et de scories très perméables qui forme la zone saturée avec l'aquifère de base, dans MERUSA cette zone est représentée par le sable qui porte l'écoulement souterrain,

- enfin à la surface l'alternance de coulées et de scories désaturées est représenté dans MERUSA par la couche de talc supérieure qui reproduit le phénomène naturel de consolidation des falaises volcaniques par l'alternance de formations coulées/scories. Ainsi, l'érosion de falaise naturelle en milieu volcanique est bien reproduite dans le modèle par le développement de phénomènes en masse (glissement, écroulement).

La présence du sable dans le modèle en plus d'un niveau imperméable, peut représenter une zone de faiblesse profonde présente dans le contexte naturel d'îles volcaniques et qui correspond soit à un niveau d'altération profond généralisé (faible métamorphisme ou influence hydrothermale), soit à des niveaux moins cohérents comme des brèches.

7.3.3.3) en terme de processus

Les trois grands types de processus érosifs identifiés dans le modèle existent sur le terrain de La Réunion.

- **Les processus de ruissellement** sont bien présents, mais compte tenu de la perméabilité des matériaux basaltiques, ils nécessitent de fortes intensités de pluie pour avoir lieu. Or, comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, La Réunion est soumise assez fréquemment à des pluies violentes au cours desquelles le ruissellement peut survenir. Les pics de crues importants durant ces pluies favorisent les écoulements torrentiels très efficaces en terme d'érosion et ces processus ont un rôle majeur sur l'érosion des reliefs à long terme. (Eaton et al., 2003; Howard et al., 1994; Renwick, 1977; Righter, 1997).
- **Les processus de sapping** à La Réunion n'ont pas fait l'objet d'études particulières. Néanmoins, l'importance de la circulation des eaux souterraines (Folio, 2001; Join, 1991), les observations de terrain, les fortes similitudes géologiques et climatiques avec

les îles d'Hawaii plaident pour l'existence de tels processus à La Réunion (Figure III-20).

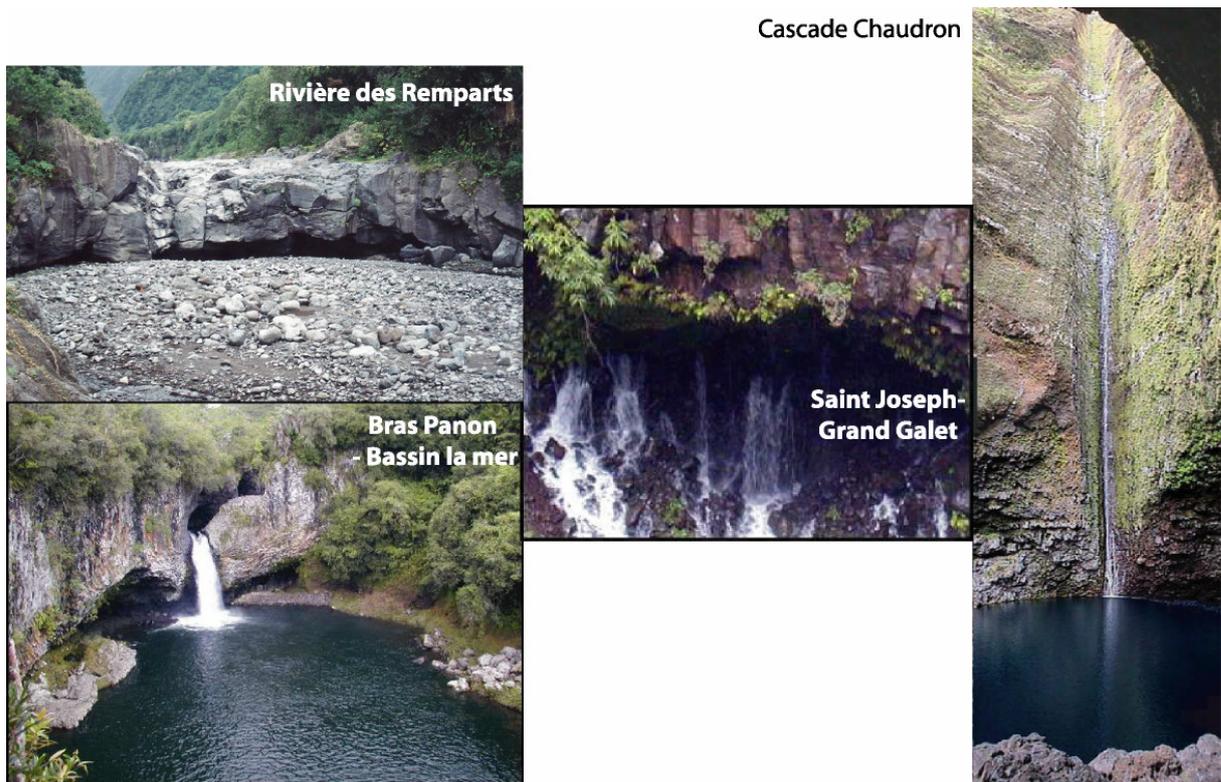


Fig. III-20 : Quelques exemples in situ de figures typiques des processus de *sapping*.

- *Les processus de mouvement en masse* comme nous l'avons vu au Chapitre 6 sont assez largement répandus à La Réunion et ils sont, comme dans le modèle, accentués par les événements de fortes pluies.

Bien entendu, ces trois types de processus ne sont pas découplés les uns des autres, ils sont souvent intimement liés et vont interagir entre eux pour accélérer l'érosion globale. Par exemple, dans MERUSA, nous observons comment le ruissellement accélère les processus d'écroulement en masse en ajoutant une contrainte hydrostatique dans les fractures à l'arrière des à-pics. Celui ci favorise aussi les processus de *sapping* en dégageant les produits d'érosion en tête de vallées par des phénomènes d'affouillement.

A l'inverse les processus de *sapping* eux favorisent le ruissellement en augmentant le débit en aval de la rivière et donc la capacité de transport du flux dans cette partie de la vallée. De même, le *sapping* créé des faiblesses au pied des remparts qui facilitent le déclenchement des processus de mouvement en masse.

Toutes ces similitudes, entre le concept de MERUSA et le contexte érosif réunionnais sont séduisantes, mais elles ne suffisent pas pour parler d'un modèle analogique au sens strict. En effet, il nous manque beaucoup de critères de dimensionnement, tant physiques, que géométriques et temporels. Mais en terme de modèle conceptuel simplifié de La Réunion, MERUSA semble bien adapté et nous permet d'avoir une réflexion nouvelle par rapport à la formation des rivières et des ravines de l'île. D'autant plus que toutes les modélisations de la dynamique des reliefs basées sur les processus de surface (Crave et al., 2000; Helming et al., 1999; Lague, 2001; Pelletier, 2003) n'arrivent

pas à former des morphologies de vallées très encaissées, comme celles présentes en contexte volcanique (Baker et al., 1990; Wentworth, 1927). Seuls, les processus de *sapping* couplés au ruissellement autorisent ce type de morphologie de ravines. Les ravines encaissées vont se développer à la limite du domaine saturé, pour bénéficier du flux d'eau souterrain issu de la nappe de base régionalisée sous l'île de La Réunion.

7.4) CONCLUSIONS DE L'APPROCHE EXPERIMENTALE

En conclusion, le dispositif MERUSA nous a permis de mieux visualiser les interactions possibles entre l'écoulement souterrain et l'écoulement de surface, tout en observant l'évolution temporelle de la géomorphologie induite par ces processus sur nos modèles. Les résultats issus de la combinaison des processus de surface et des écoulements souterrains n'avaient, jusqu'à présent, pas été observés en laboratoire. Ils avaient seulement été abordés à partir de simulations numériques (Baker et al., 1990; Howard, 1988b; Luo, 2001).

En résumé et comme nous l'avons annoncé en début de chapitre, le dispositif MERUSA a été développé dans le but de mieux cerner les processus mis en jeu dans un contexte hydrogéologique regroupant deux approches de l'érosion très différentes. Nous sommes loin d'un modèle analogique au sens strict, le terme de **modèle conceptuel** semble plus adapté. Si nous acceptons qu'il corresponde à un modèle conceptuel simplifié de La Réunion, à la fois en terme d'hydrogéologie et de géologie, alors les résultats obtenus avec **notre dispositif** peuvent s'avérer riches d'enseignements et nous fournir de nouvelles pistes de réflexion pour expliquer la formation de certaines grandes ravines de La Réunion.

Ainsi, les résultats principaux obtenus montrent que :

- 1- la topographie initiale est un facteur fondamental de contrôle de l'érosion,*
- 2-l'écoulement souterrain apparaît comme un facteur majeur de contrôle des vitesses d'érosion*
- 3-et qu'il existe trois mécanismes d'érosion principaux pour former des vallées profondes :*
 - (i) le ruissellement (l'incision et le transport sédimentaire),
 - (ii) le *sapping* au sens large, et
 - (ii) les mouvements de masse.

La compréhension du mode de formation des vallées en contexte volcanique insulaire est une bonne avancée, car elle conditionne en partie le mode d'évolution (construction et destruction) des édifices volcaniques.

Malgré l'originalité du dispositif MERUSA - association d'un simulateur de pluie à un système d'écoulement souterrain, utilisation de modèles tricouches avec deux matériaux, le sable basaltique et le talc pour créer le contexte hydrologique souhaité; et utilisation de deux tailles de boîtes à érosion - la portée des résultats est limitée par manque d'outils de quantification.

Les points à améliorer sont :

- le banc d'acquisition des données afin d'avoir des données en 3D (MNT), il permettrait d'effectuer des traitement des résultats plus élaborés,
- la quantification fine des différents paramètres impliqués dans l'expérimentation (intensité de pluie, charge hydraulique...),
- la suppression du ruissellement total à la surface du modèle (lié à l'imperméabilité du talc) qui est peu réaliste, car il faudrait pouvoir simuler des pics de recharge de l'aquifère pour quantifier leur rôle en terme de déstabilisation et d'érosion.

CHAPITRE 8 - ETUDE DE L'ÉROSION ET DU TRANSIT SEDIMENTAIRE DANS LA RIVIÈRE DES PLUIES

Nous allons montrer dans ce chapitre, comment le climat tropical intense de La Réunion peut influencer l'évolution des reliefs de l'île en étudiant en détail le cas de la Rivière des Pluies. Il s'agit de mettre en évidence les relations entre l'évolution d'une rivière et les phénomènes climatiques, principalement par l'étude de l'érosion fluviale et du transport torrentiel dans la rivière et aussi de l'évolution globale de celle-ci au niveau des processus de versant.

La Rivière des Pluies, est un bel exemple représentatif de ravine profondément incisée dans le Piton des Neiges. Elle présente un intérêt certain pour ce type d'étude, par son caractère pérenne, la possibilité d'accès offert par la piste de basculement des eaux et les données déjà disponibles à son sujet (géologie, hydrologie...).

Nous avons utilisé une approche globale à l'échelle du bassin versant pour comprendre la dynamique sédimentaire et quantifier l'érosion instantanée à l'échelle géologique dans celui-ci.

Nous distinguerons deux types de processus d'érosion impliqués dans le développement de la Rivière des Pluies :

- **les processus de versant** qui favorisent le développement de la rivière et son évolution morphologique à grande échelle, et
- **les processus fluviaux** purs qui concernent uniquement le lit de la rivière, et qui contribuent à évacuer les produits issus du processus de versant.

Après avoir présenté le contexte géologique, et hydrologique de cette rivière, nous passerons en revue les témoins de l'érosion qui existe dans celle-ci. Nous étudierons quelle est l'origine des sédiments impliqués dans la dynamique sédimentaire de la rivière, et comment nous pouvons quantifier les volumes impliqués. Enfin, nous discuterons ces résultats afin d'établir une possible application à d'autres rivières de l'île. Ils ont d'ailleurs déjà fait l'objet d'une présentation orale lors de la Réunion des Sciences de la Terre en 2004 à Strasbourg (Fèvre *et al.*, 2004b).

8.1) LA RIVIÈRE DES PLUIES : CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET GÉOLOGIQUE

8.1.1) Contexte hydrologique

Située sur le flanc Nord du Piton des Neiges (Figure III-22), la Rivière des Pluies fait partie des grandes rivières pérennes à La Réunion. Le caractère pérenne des rivières à La Réunion est associé, en général, aux rivières incisant profondément les flancs de l'édifice, ce qui est le cas pour la Rivière des Pluies. Le flux permanent de ces rivières est le résultat du drainage de la nappe de base, comme en témoignent les sources et les lignes de sources fréquentes en amont de ces rivières (Join, 1991). La situation géographique de La Rivière des Pluies, lui assure, en plus, des précipitations moyennes annuelles importantes : entre 2000 mm et 2500 mm par an (Quételard and Chantrelle, 1999).

Les quatre stations météorologiques les plus représentatives de ce bassin versant sont : la station du Chaudron (alt. 38 m), la station de Gillot (alt. 22 m) la station de la Plaine des Chicots (alt.1834 m) et la station de la plaine des Fougères (alt. 1020 m). La Rivière des pluies est caractérisée par une vallée très encaissée qui draine un bassin versant multiple de 184.68 km² de surface réelle soit 46,3 km² en plan.

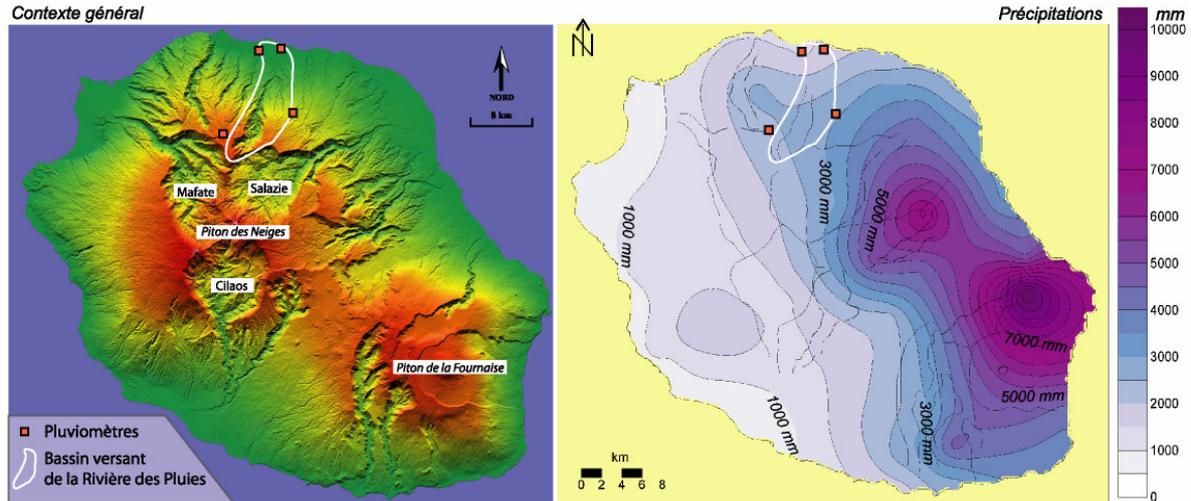
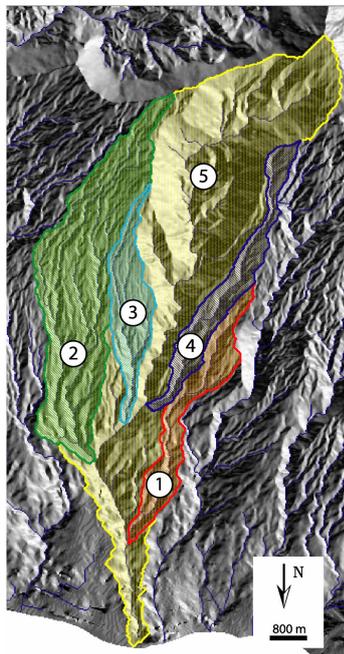


Fig. III-21 : Contexte de la Rivière des Pluies

Le bassin versant de la Rivière des Pluies est composé de cinq sous bassins versants de plus de 10 km² de superficie chacun (Figure III-22) :



	Noms des BV	Surface Drainée km2	Pente m/m	Altitude moyenne m	Longueur Cheminement m	Altitude exutoire m
1	R. Cadet	13,71	1,32	430,8	7980	60
2	R. Sèche + R. Bachelier	45,39	1,46	905,3	11000	108
3	R. Kiwi	12,43	2,00	804,6	13430	148
4	R. Montauban	13,46	1,96	1008,4	8490	166
5	BV RP total	184,68	1,09	834,8	19720	2
	RP conflu. 1	165,18	1,24	896,1	17000	59
	RP conflu. 2	107,54	1,40	975,3	14690	109
	RP conflu. 3	88,94	1,50	1045	13430	148
	RP conflu. 4	74,20	1,57	1065,8	12720	166

R. : Ravine ; RP : Rivière des Pluies ; conflu. : confluence

Fig. III-22 : Caractéristiques des sous-bassins versant de plus de 10 km² de la Rivière des Pluies obtenues avec River Tools 3.5.

- 1- la Ravine Cadet en rive gauche, dont la confluence avec la Rivière des Pluies est la plus en aval (altitude 60 m) ;
- 2- la Ravine Sèche et la Ravine Bachelier, en rive droite, se rejoignant juste avant leur jonction avec la Rivière des Pluies à la cote 108 m ;
- 3- la Ravine Kiwi en rive droite, qui rejoint la Rivière des Pluies à la cote 148 m, et
- 4- la ravine Montauban en rive gauche, qui est le sous-bassin versant le plus en amont,

5- la Rivière des Pluies « amont ».

Nous avons étudié les principales caractéristiques de ces bassins versant à l'aide d'un logiciel de traitement hydrologique des M.N.T. (Hydrokit 3.5 pour Mapinfo). Il en ressort que le bassin versant de la Rivière des Pluies, à lui seul (sans les sous bassins), draine une surface de 99,69 km².

8.1.2) Contexte géologique

La Rivière des Pluies entaille profondément les formations du Piton des Neiges depuis les formations de la période des laves différenciées jusqu'à la séquence basaltique inférieure au niveau du lit de la rivière dans sa partie amont (voir Chapitre 6). Sur la carte de Billard (Billard and Vincent, 1974) le fond du lit de la rivière, au dessus de 400 m d'altitude, est recouvert par des formations bréchiques, qualifiées d'éboulis de pente. Comme nous l'avons déjà vu, ces brèches qui présentent un faciès de dépôt d'avalanche de débris, sont en fait des dépôts issus d'un phénomène de glissement rotationnel (*slump*). Ce phénomène est lié à la dynamique de versant dans cette partie de la rivière, il contribue à l'évolution de celle-ci par érosion régressive et recul des remparts de tête (Figure III-23).

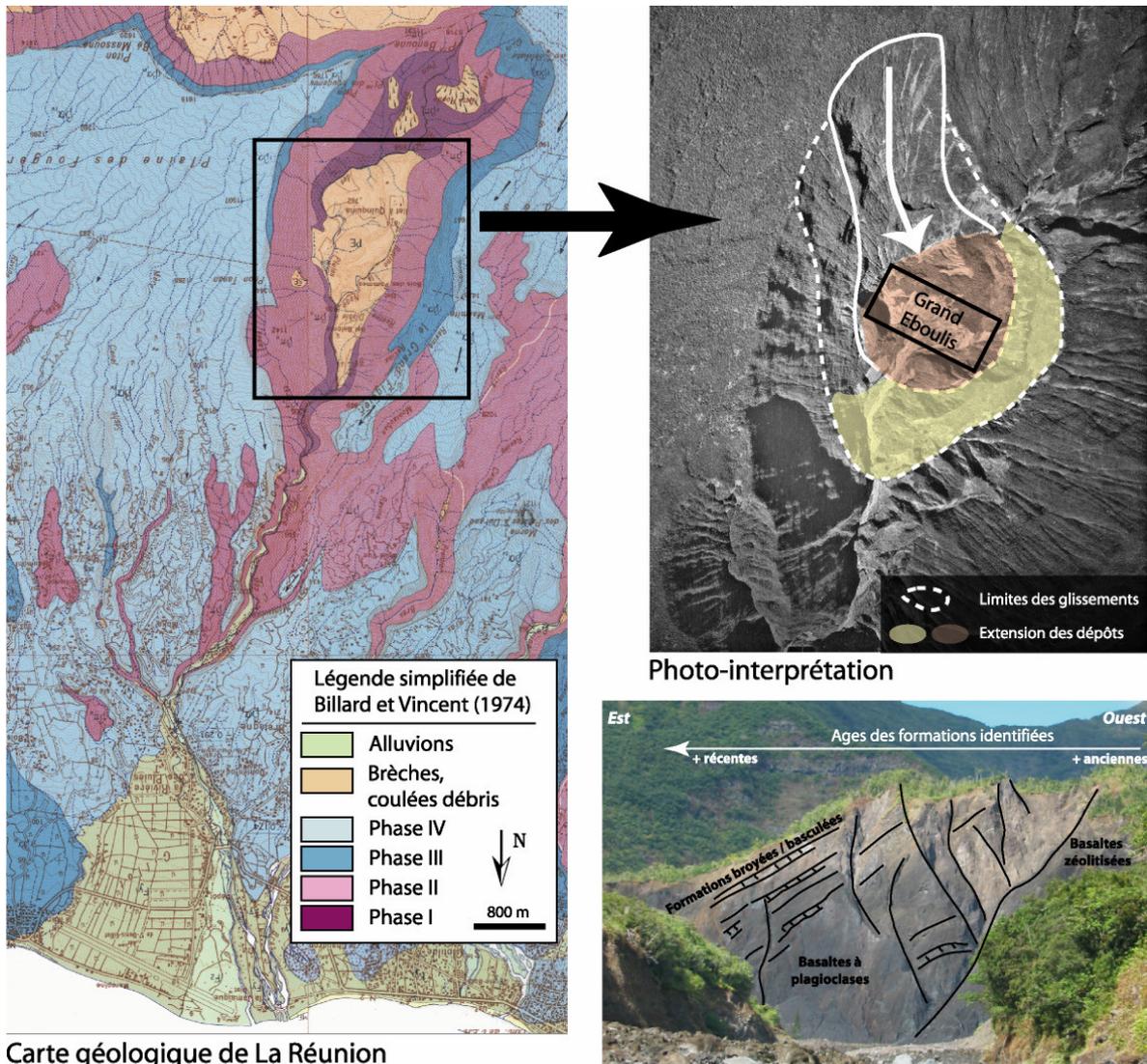


Fig. III- 23 : Contexte géologique de la Rivière des Pluies

Globalement, d'un point de vue géologique et géomorphologique, la Rivière des Pluies peut être divisée en trois unités distinctes :

- **la partie amont**, où se situe le grand éboulis, qui correspond à un amphithéâtre de tête de vallée ; cette partie est le lieu d'une forte érosion de versant, avec des mécanismes d'érosion en masse dits « à sec » de type *slump* ;
- **la partie intermédiaire** très étroite (gorges) dans laquelle les processus d'érosion sont principalement fluviaux ;
- **la partie aval**, remarquable sur la carte géologique par la présence d'un cône alluvial étendu.

8.2) L'ÉROSION DANS LA RIVIÈRE DES PLUIES

Nous allons maintenant nous intéresser à l'érosion sur ce bassin versant. Nous analyserons d'abord les informations disponibles en terme d'érosion, puis nous identifierons les formes d'érosion en présence et enfin nous présenterons la méthode que nous avons utilisée pour quantifier cette érosion.

8.2.1) Les études antérieures

Compte-tenu de la forte pression urbaine dans sa partie aval, et afin d'y implanter au mieux les ouvrages d'art aujourd'hui présents, la Rivière des Pluies a fait l'objet de plusieurs études d'ingénierie depuis un demi siècle. Les principaux grands aménagements se composent de trois ponts traversant la rivière dans sa partie basse (Domenjod, métallique et quatre voies), de l'endiguement de l'aéroport Roland Garros (épis + digue), de l'épi du chemin Moka, et de la protection du village de Rivière des Pluies. Nous pouvons retenir de ces études quelques valeurs intéressantes, nous permettant d'avoir des ordres de grandeur vis-à-vis de la dynamique de la rivière (Garcin and Pouget, 2003) :

- les débits d'étiage

Nous proposons ici une synthèse des données disponibles sur la Rivière des Pluies, fournies par l'ORE (Tableau III-3). Nous constatons que, dans l'ensemble, les débits d'étiage mesurés sont relativement faibles avec des valeurs toujours inférieures au $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. De plus, il y a une infiltration importante dans la partie aval de la rivière à partir de la confluence avec la Ravine Sèche et la Ravine Bachelier. Cette infiltration importante dans les alluvions vers l'aval se traduit par la baisse des débits en surface.

Date / Débits Q ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	1998 21 oct.	1999 22 sept.	2000 10 oct.	2001 13 sept.	2002 22 oct.
Amont 400m / amont chantier	nm	0,33	0,3	0,259	0,321
Amont prise canal de la Mare	0,425	0,35	0,456	0,314	0,82
Amont pont Domenjod	0,275	0,13	0,332	0,18	0,619
Amont pont métallique	0,145	0,055	0,221	0,094	0,599
Amont pont RN2	0,132	0,04	0,124	0,04	0,524
200 m amont embouchure	0,054	0,02	0,021	0	0,47

Tableau III-3 : Valeurs de débits d'étiage en différents lieux de l'amont vers l'aval, sur la Rivière des Pluies (source ORE). nm : non mesuré.

Ceci est confirmé par l'enregistrement sur 13 ans (1986-1998) des débits d'étiage caractéristiques au niveau de l'îlet Quinquina (Figure III-24). Les résultats donnent une valeur médiane légèrement inférieure à $0,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

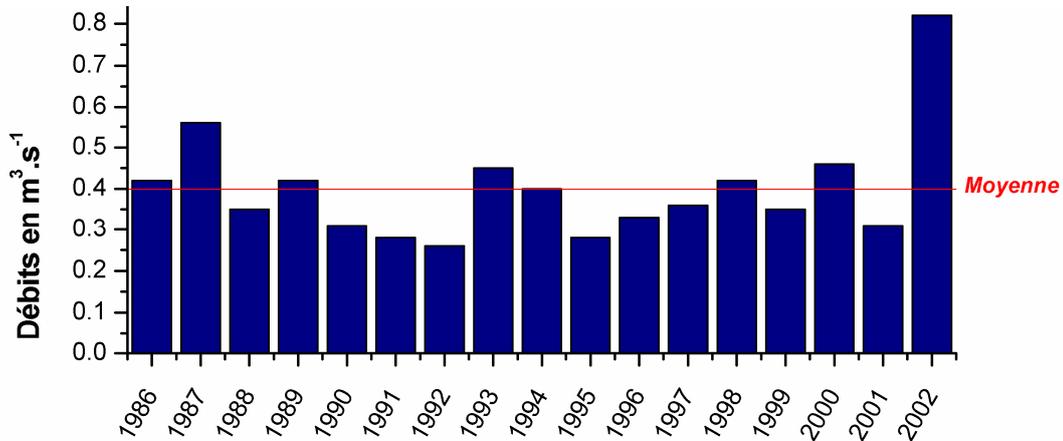


Fig. III-24 : Evolution de l'étiage caractéristique sur la Rivière des Pluies à l'îlet Quinquina (alt. 140m). Valeurs en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur 17 ans de 1986 à 2002.

- Les débits de crue estimés

Après les débits d'étiage, il est intéressant de connaître l'ordre de grandeur des débits de crue durant les événements climatiques majeurs (cyclones) qui affectent l'île (Tableau III-4). Ces estimations sont en général obtenues à partir des laisses de crue observées dans la rivière, ou grâce aux mesures des installations en place ayant résisté.

Événements Date	Jenny 1977	Hyacinthe 1980	Clotilda 1987	Firinga 1989	Colina 1993	Hollanda 1994	Février 1998	Dina 2002
Q ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	625	650	500	225	300	70	600	387

Tableau III-4 : Principaux débits estimés durant de fortes crues de la Rivière des Pluies (Garcin and Pouget, 2003)

Nous constatons, sur ces données parcellaires, qu'il y a eu trois événements majeurs en 30 ans dont les débits de crue atteignent plus de $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ces valeurs servent à mieux connaître les ordres de grandeur impliqués lors de crues exceptionnelles. Les débits de crue maximum relevés sont jusqu'à 1 200 fois plus importants que les débits d'étiage. De plus, les cyclones qui s'approchent à moins de 100 km de La Réunion (Tableau I-5, Chapitre 2) ont une fréquence sur 30 ans d'environ un tous les deux ans.

- Valeurs empiriques : débits, débits solides

Des bureaux d'études privés ont estimé des valeurs nécessaires aux calibrages des futurs ouvrages d'art à partir de modèles réduits. Ils ont pu établir des relations empiriques et des valeurs de référence. Nous en proposons une synthèse ci dessous (Tableau III-5).

La réalisation de ces modèles est passée par une étude granulométrique dont nous pouvons retenir quelques valeurs caractéristiques représentatives du type d'écoulement : $d_{10}=0,002 \text{ m}$, $d_{50}=0,085 \text{ m}$, et $d_{90}=0,4 \text{ m}$ (LCHF, 1981) pour la partie aval de la Rivière des Pluies.

De la même façon, un débit seuil de début d'entraînement pour la Rivière des Pluies a été estimé à $Q_{lc}=200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Le coefficient de ruissellement a été calculé entre 0,7 et 0,8. Les données recueillies pendant le cyclone Hyacinthe (1980) ont permis de calculer un temps de concentration d'1h40 pour le bassin versant de la Rivière des Pluies.

Période de retour (années)	SOGREA H 1978 Q ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	SOGREA H 1980 Q ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	SOGREAH 1990 Qs ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)		Hydrétude/ETRM/CNR 2000	
			Valeurs	Médiane	Q ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Qs ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)
10	798	360	10-17	11,5	650	14,5
30		760				
50	930					
100	1090	1000	16-29	20	1150	25,7

Tableau III-5 : Synthèse des valeurs de débits de crue obtenues par modélisation d'après Garcin et Pouget (2003). Q : débits ; Qs : débits spécifiques

A partir de ces chiffres, les bureaux d'études proposent des estimations du transport solide pour la Rivière des Pluies de $3300 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$, ce qui représente $43\,000 \text{ m}^3$ par an (ORE, 1998), 1/3 de ce volume intervenant dans l'équilibre du lit.

Par rapport aux débits réels estimés cités précédemment, nous constatons que les valeurs de débit proposées par les modèles réduits semblent un peu sur-évaluées avec par exemple 798 ou $650 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour une période de retour de 10 ans.

8.2.2) Identification des formes d'érosion dans la Rivière des Pluies

Les principaux types d'érosion identifiés dans la Rivière des Pluies sont :

- **l'érosion fluviale** qui s'exprime à travers les produits comme (i) *les dépôts alluvionnaires*, sur toute la longueur de la rivière. Ils ont une importance beaucoup plus marquée dans le delta et dans les zones d'élargissement de la rivière en amont ; et (ii) *les dépôts de coulées de débris* (cf. Chapitre 5) qui se retrouvent au niveau du lit de la rivière de façon répétée.
- **l'érosion de versant** avec des processus dits « à sec », qui se manifestent par des *dépôts de talus* et des *dépôts de slump* dans la zone du Grand Eboulis (Figure III-25).

Les dépôts du Grand Eboulis sont à l'origine du matériel sédimentaire que nous retrouvons étalé dans l'ensemble de la rivière. Ils sont transportés en aval à la faveur de crues plus ou moins importantes. Ainsi, les produits de l'érosion des versants vont être remobilisés pour devenir la source des produits de l'érosion fluviale, soulignant le lien qui existe entre les différents types de processus d'érosion (Chapitre 6).



Fig. III-25 : Evidence de formes d'érosion dans la zone du Grand Eboulis

Pour apprécier l'importance de la remobilisation des dépôts du Grand Eboulis, nous avons fait une étude à partir des photos aériennes de la zone depuis 1950 (Figure III-26).

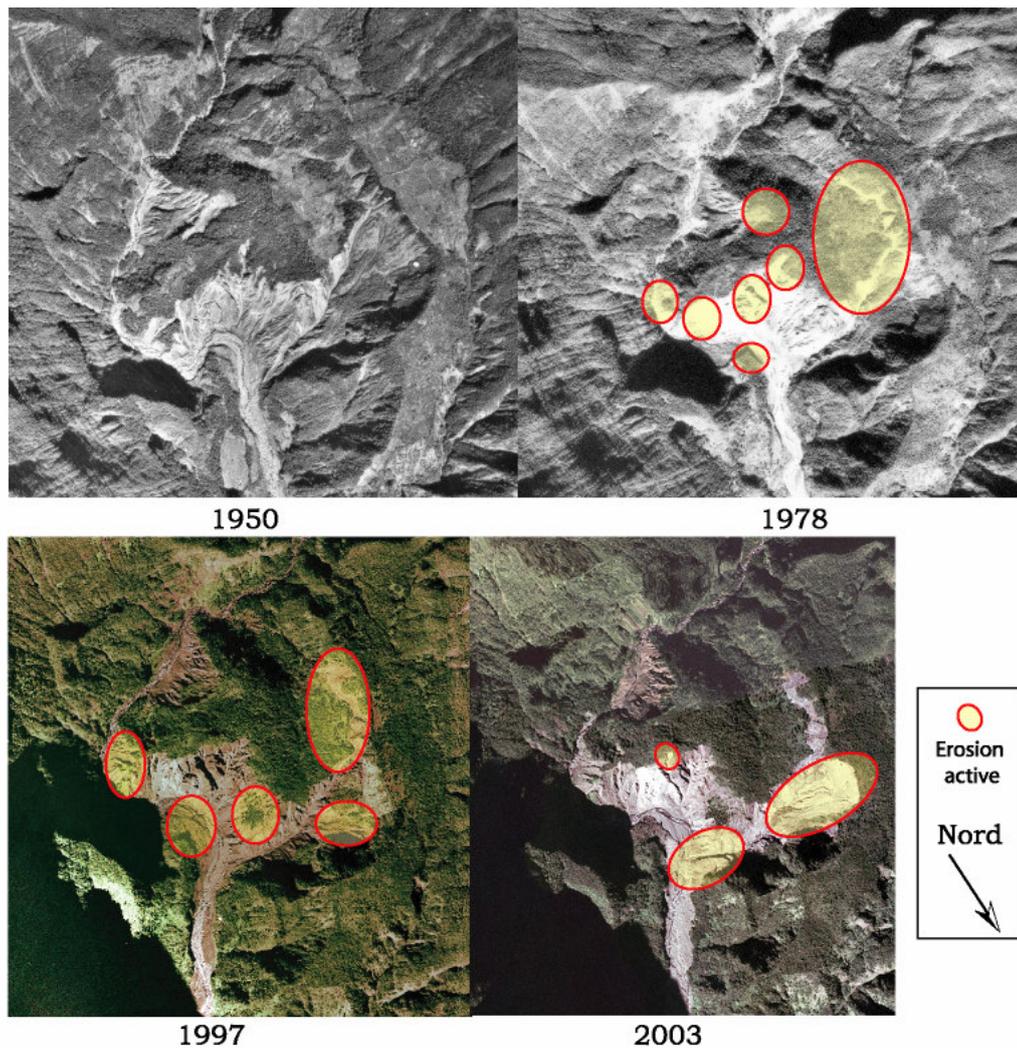


Fig. III-26 : Evolution de l'affleurement du Grand Eboulis depuis 1950 (Photos IGN).

Cette comparaison nous a permis de confirmer que la zone du Grand Eboulis est bien le principal lieu de la production sédimentaire pour la rivière. Entre 1950 et 1978, il y a de multiples zones où l'érosion est notable, principalement dans les parties les plus instables (haut du Grand Eboulis) ou dans la jonction entre le Grand Eboulis et l'îlet Quinquina (à cet endroit le flux d'eau est concentré et accélère l'érosion). Entre 1978 et 1997, ces mêmes zones continuent d'être actives avec des pans entiers du Grand Eboulis qui semblent glisser vers le lit de la rivière. Entre 1997 et 2003, une cicatrice de glissement bien distincte apparaît dans l'îlet Quinquina à droite de la photo, correspondant à l'éboulement de 2002. Cet événement a provoqué un barrage naturel dans le lit de la rivière, créant un lac de barrage temporaire d'une surface d'1 hectare environ (Figure III-27).



Fig. III-27 : Barrage et lac de barrage engendré par l'effondrement de l'îlet Quinquina en mars 2002, avant et après sa remobilisation par la rivière (Photos BRGM).

La quantité de matériaux mobilisés lors de ce glissement a été estimée à $500\,000\text{ m}^3$ (Garcin and Pouget, 2003). Le lac et le barrage ne sont restés en place que quelques jours : le 8 mars 2002, l'eau a emporté le barrage et a généré une coulée de boue de plus de $70\,000\text{ m}^3$, faisant trois morts en aval. Ce type d'événement n'est pas si exceptionnel. En effet, il est à rapprocher de celui :

- de Mahavel en 1965 (Figure III-28) qui avait obstrué le lit de la Rivière des Remparts, avec un volume de dépôts estimé à 15 millions de mètres cubes, ou encore
- de la Rivière de l'Est dont seul le bruit et les dépôts au niveau de l'ancien pont ont été entendus et observés en 1927 (ORE, 1998).

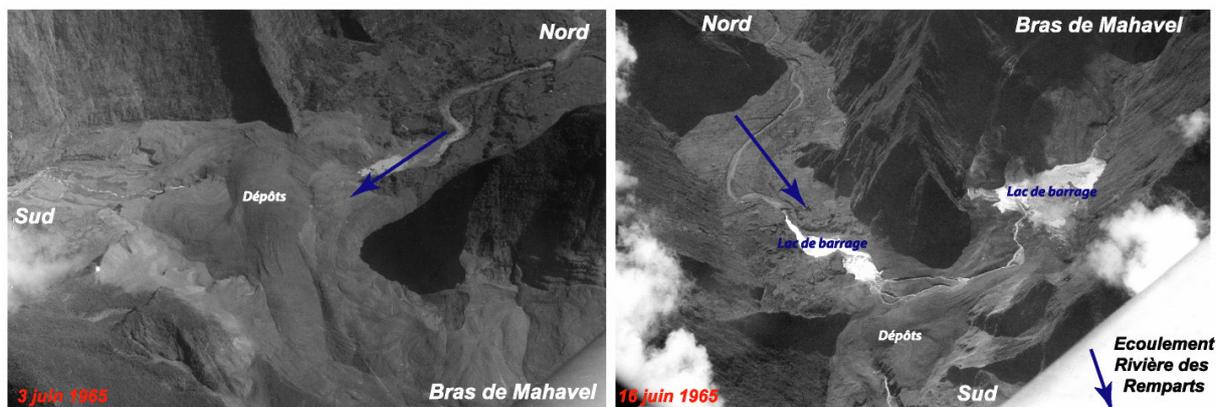


Fig. III-28 : Barrage et lac de barrage engendrés par l'effondrement de Mahavel en 1965.

8.2.3) méthode de quantification de l'érosion

Après avoir identifié les processus érosifs sur la Rivière des Pluies, nous nous sommes demandés comment les quantifier.

8.2.3.1) Pour les processus de versant

Le seul moyen de quantifier ces processus est d'étudier et de quantifier a posteriori les produits obtenus, c'est-à-dire de faire de l'événementiel, avec une estimation volumétrique des produits au cas par cas en estimant leur fréquence. Il n'existe pas de modèle moyen pour ces processus et l'approche la plus simple stipule qu'à long terme, la pente des versants est limitée par un seuil de stabilité S_c qui ne peut être dépassé. Cette pente maximale de stabilité dépend de la cohésion et de l'angle de friction interne de la roche et/ou de l'empilement des formations (Howard and Selby, 1994; Kliche, 1999; Lague, 2001; Selby, 1982). Elle implique qu'une fois la pente de stabilité atteinte, la forme des versants est indépendante du flux sédimentaire. Les variations du taux d'incision de la rivière à la base du versant sont alors contrôlées par la variation du (1) nombre de glissements et/ou (2) la taille des glissements élémentaires. Par exemple, pour le glissement rotationnel du Grand Eboulis, nous avons estimé le volume des dépôts à $0,77 \text{ km}^3$ (Fèvre *et al.*, 2001) et pour l'éboulement de 2002, l'estimation est de $0,0005 \text{ km}^3$ (Garcin and Pouget, 2003). Ces deux événements ne sont pas à la même échelle il n'ont donc pas la même récurrence, car plus l'événement est important moins il risque de se produire.

8.2.3.2) Pour l'érosion fluviale

Pour ce type de processus, qui sont plus fréquents mais concernent des volumes plus réduits par événement, il nous faut une approche plus fine. Nous avons utilisé une méthode qui permet de suivre l'évolution des volumes déplacés au cours d'une saison des pluies sur la rivière à deux échelles spatiales différentes (celle de la section et celle de la rivière). Pour cela :

1- Nous avons sélectionné trois profils à étudier dans la rivière (Figure III-29) :

- un en aval au niveau de l'embouchure (appelé section aval)
- un au milieu de la zone deltaïque (section intermédiaire)
- un en amont de la zone alluviale et au début des gorges (section amont). Le choix des sections s'est fait sur des critères comme leur morphologie, leur position dans la rivière mais aussi leur accessibilité.

2- Nous avons créé des points de calage

Pour chacune de ces sections, après une reconnaissance de terrain, nous avons effectué un bornage avec des clous Topo implantés sur des zones a priori fixes à l'échelle d'une saison des pluies. Nous avons fait la mesure précise de ceux-ci en X, Y, Z à l'aide d'un GPS différentiel Ashtech Z12 (bi fréquence). Nous avons, pour cela, créé un point fixe pour la station de référence à l'Université de La Réunion, elle même raccordée au réseau IGN à partir du Point coté IGN du Barachois à St Denis (Annexe III-3). Les données GPS ont été traitées grâce au logiciel Winprism 2.1 pour Windows. Les points de calage ainsi mesurés nous ont servi à positionner l'ensemble des mesures réalisées sur les sections de la Rivière des Pluies, par rapport au M.N.T. de la Réunion au pas de 25 m.

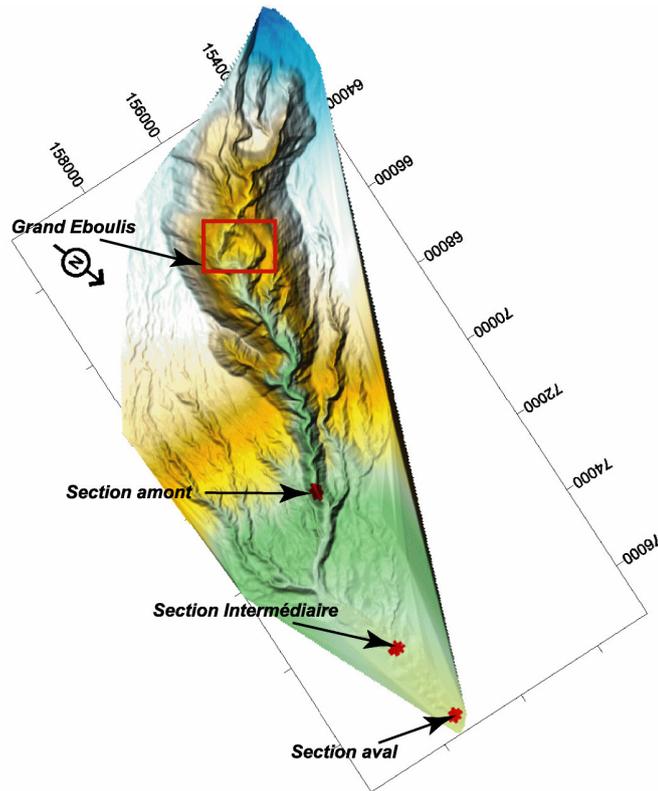


Fig. III-29 : Situation des sections étudiées dans le bassin versant de la Rivière des Pluies

3- Nous avons effectué les mesures de la topographie de chacune des sections. Elles ont été effectuées en début (janvier 2004) et fin de saison des pluies (avril 2004). Les mesures ont été réalisées avec un théodolite Leica T WILD 2002 muni d'un distancemètre, que nous avons couplé à un carnet de terrain électronique SOKKIA SDR 32 pour l'enregistrement des données. Pour chaque section plus de 500 points ont été mesurés (Figure III-30), chaque section mesurant moins de 10 000 m². Cela nous a assuré des M.N.T. précis avec un pas d'environ 5 m.

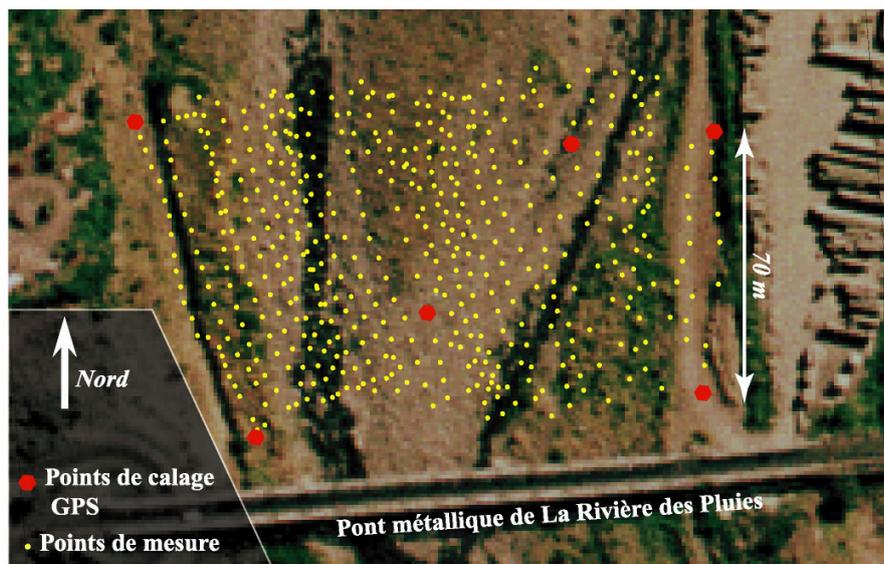


Fig. III-30 : Réseau de points de mesure sur la section intermédiaire, campagne d'avril 2004.

Lors de l'acquisition des données, les mesures ont été réalisées en station totale. Nous avons essayé de suivre un maillage le plus régulier possible avec un pas d'environ 5 m.

4- Au final nous avons traité les points obtenus à l'aide de COVADIS Topo, et généré puis traité les MNT sous Surfer 8. Les principaux traitements effectués sur ceux ci sont :

- * le recalage des nuages de points par rapport aux points de référence pour chaque section,
- * la génération de M.N.T. par la méthode de triangulation par interpolation linéaire,
- * le calcul des volumes érodés en effectuant le calcul de la différence entre les deux M.N.T. générés pour janvier et avril 2004 (Figures III-31).

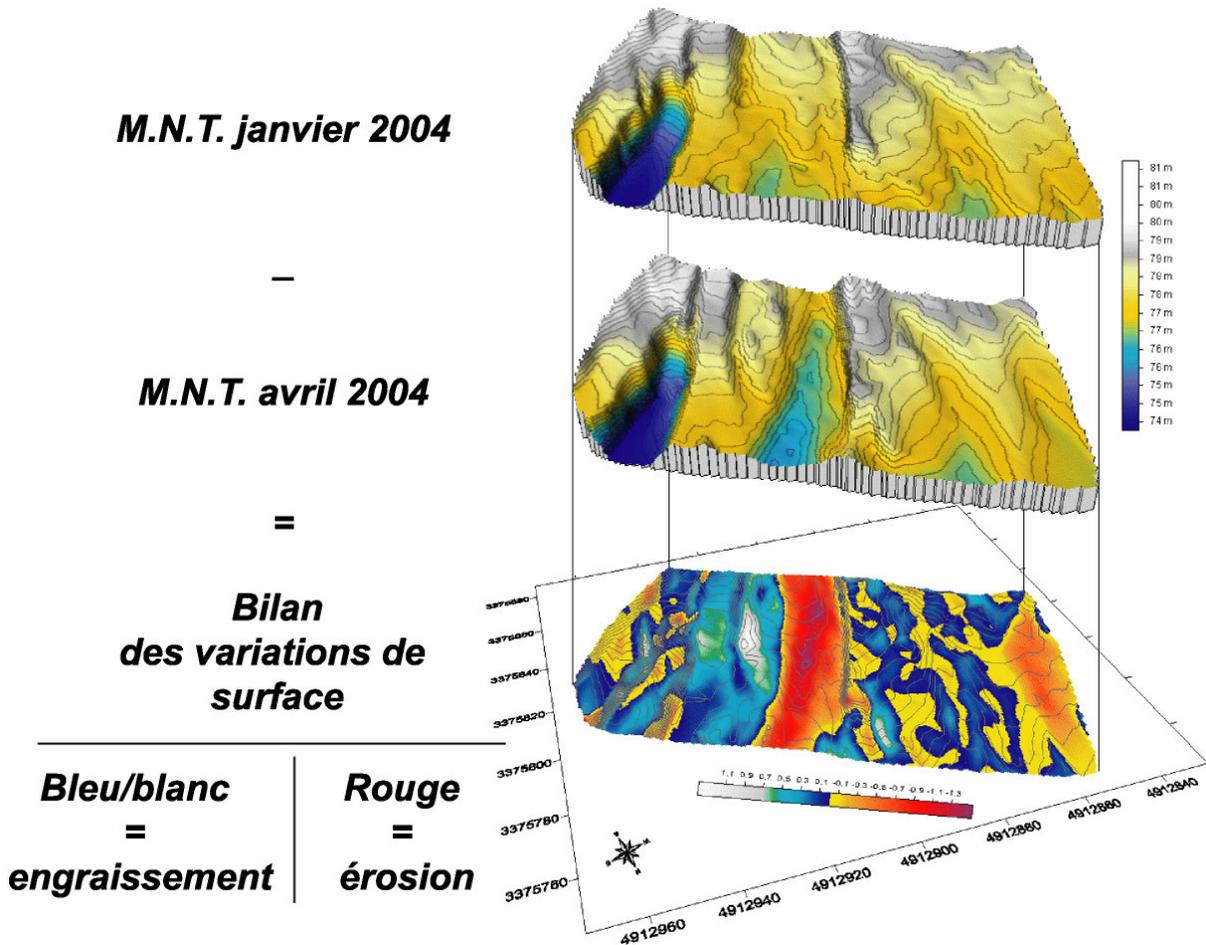


Fig. III-31 : Traitement des résultats sous Surfer pour calculer les volumes mobilisés sur la section intermédiaire.

Ainsi, les campagnes de terrain et le traitement des M.N.T. ont permis l'obtention de plusieurs M.N.T. montrant l'évolution morphologique des 3 sections d'étude (Figure III-32).

L'avantage de cette méthode, par rapport à la réalisation de simples profils transversaux, comme ceux généralement réalisés sur les rivières, est qu'elle permet de comprendre la dynamique sédimentaire et érosive à différentes échelles, à la fois :

- à l'échelle de la section, où elle permet de voir les changements morphologiques internes de la section,

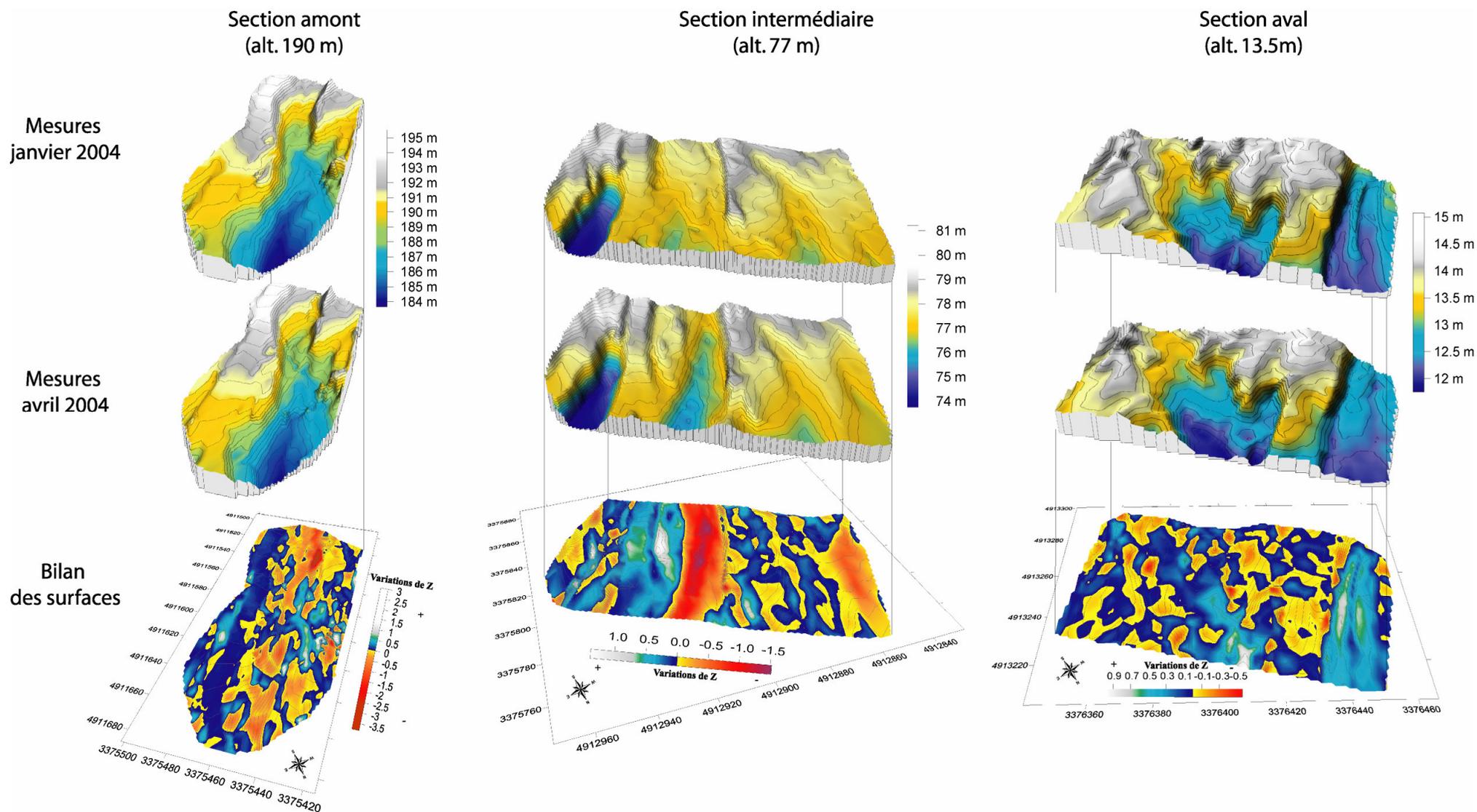


Fig.III-32 : Bilan des variations morphologiques des trois sections d'étude de l'amont (gauche) vers l'aval (droite) de la Rivière des Pluies.

- et à l'échelle de la rivière, où nous pouvons comparer les variations d'altitude entre les différentes sections pour comprendre la dynamique globale amont/aval de la rivière.

8.3) RESULTATS ET DISCUSSION

Nous avons réalisé l'acquisition des données et le traitement de celles-ci pour nos trois sections d'études. L'acquisition des données représente plus de 3000 points mesurés au théodolite, et plus de 15 au GPS différentiel. Notre période d'étude de fin janvier à avril 2004 a vu quatre événements climatiques notables, qui sont bien enregistrés par les stations pluviométriques de référence du bassin versant (Figure III-33).

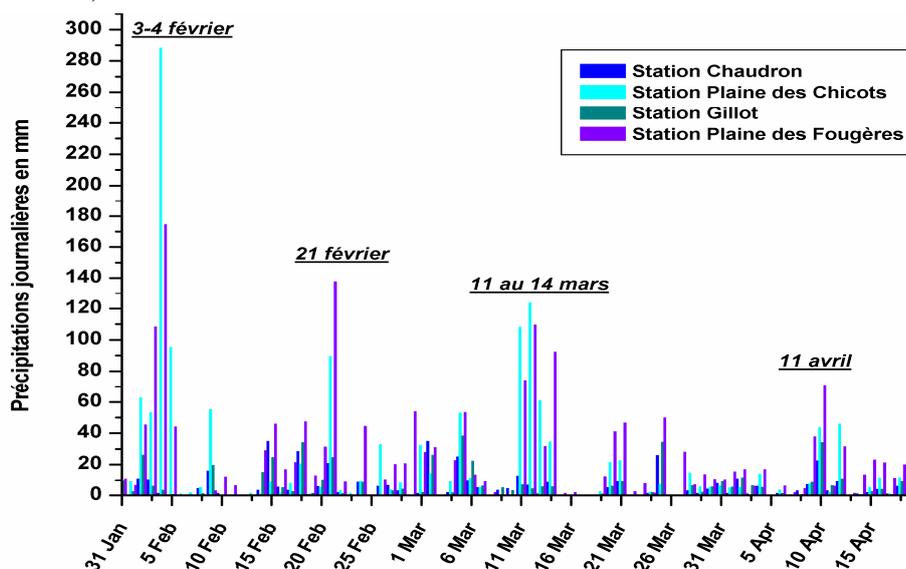


Fig. III-33 : Enregistrements pluviométriques entre janvier et avril 2004 (source Météo France).

Néanmoins, sur cette période les précipitations sont inférieures aux normales saisonnières pour février et avril d'environ 30 et 40% (Annexe III-4). Malgré l'absence de mesure des crues, compte tenu du temps de concentration proposé pour le bassin versant (1h40), les pics de pluies donnent une bonne idée de la répartition des pics de crue à l'échelle journalière. Abordons d'abord les résultats à l'échelle des sections puis à l'échelle de la rivière.

8.3.1) Résultats par section

Nous avons obtenu les variations morphologiques pour chaque section (Figure III-32) entre janvier et avril 2004 :

- Pour la section amont

La Figure III-34 montre deux types de variation dans les altitudes, elles s'expriment par :

- une variation positive pouvant atteindre +3 m par endroit sur la section qui correspond à une **accumulation** importante de produits alluvionnaires,
- des valeurs négatives, jusqu'à -3,5 m à d'autres endroits, qui traduisent des **creusements** importants. Ces zones sont localisées dans l'axe de l'écoulement principal.

Par contre, nous constatons la présence de zones stables représentées ici en bleu foncé et jaune. Elles correspondent aux zones les plus hautes de la section, comme la piste d'accès au chantier du basculement des eaux, ou les berges anciennes. Ces zones ont été épargnées par les crues entre janvier et avril 2004. Globalement la section est en érosion avec 357 m³ de matériaux enlevés sur son bilan net.

Globalement cette section présente de fortes variations dans sa topographie, témoins de la dynamique sédimentaire active sur cette section.

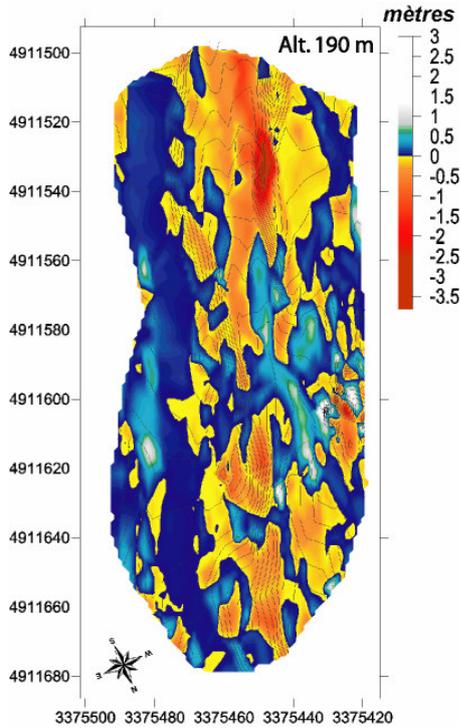
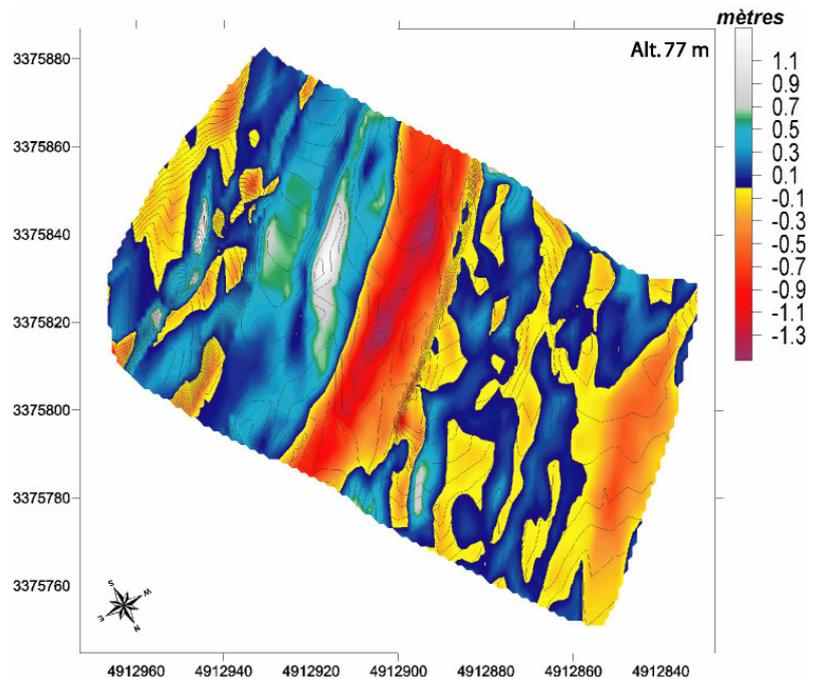


Fig. III-34 : Variations de la topographie de la section amont de la Rivière des Pluies entre janvier et avril 2004

- Pour la section intermédiaire

Fig. III-35 : Variations de la topographie de la section intermédiaire de la Rivière des Pluies entre janvier et avril 2004.



La Figure III-35 montre comme précédemment deux phénomènes opposés à l'échelle de la section : un creusement (en rouge) atteignant des valeurs de -1,3 m et un engraissement (vert/blanc) allant jusqu'à +1,1 m par endroits. Sur cette section, le creusement est bien localisé dans la zone d'écoulement principal de la rivière (Figure III-36). L'engraissement a lieu principalement dans les zones de flux ralenti (le long de la piste et dans le chenal secondaire en rive droite). Cette section présente un bilan global avec un faible creusement de 137 m³.



Fig. III-36 : Section intermédiaire de la Rivière des Pluies lors de la crue du 12 mars 2004 et après la décrue le 17 avril 2004

- Pour la section aval

La Figure III-37 présente des zones de creusement atteignant -0,5 m d'amplitude et des zones d'accumulation allant jusqu'à +0,9m. Pour la première fois, les valeurs maximales de creusement sont plus faibles que celles d'accumulation contrairement à ce qui a été constaté sur les autres sections. Sur cette section, le chenal principal d'écoulement correspond à une zone d'engraissement qui témoigne de vitesse d'écoulement plus faible par rapport à la section précédente. Son bilan global présente un engraissement global de 694 m³ de janvier à avril.

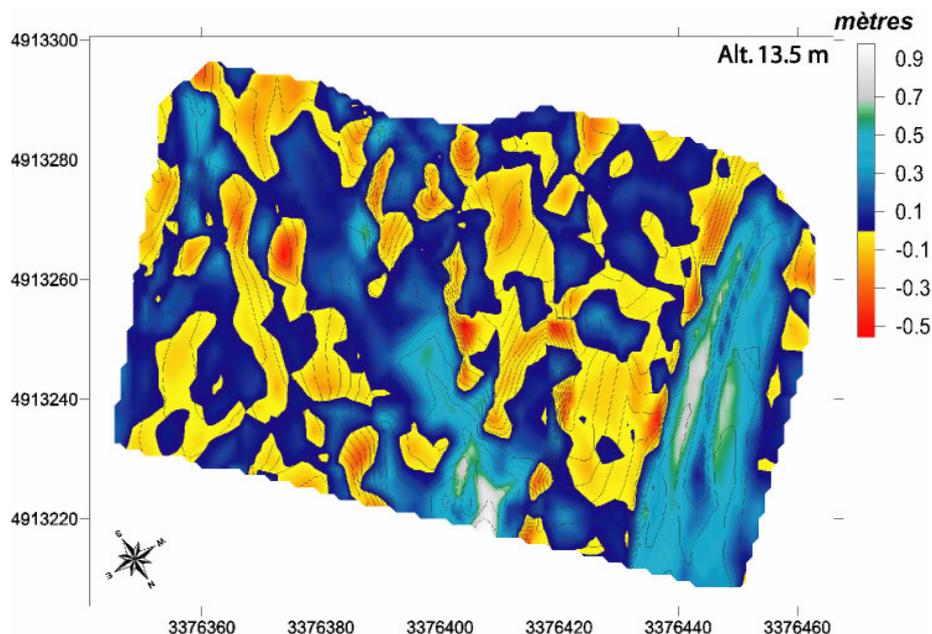


Fig. III-37 : Variations de la topographie de la section aval de la Rivière des Pluies entre janvier et avril 2004.

Après avoir vu les principales évolutions morphologique par section comparons ces évolutions entre-elles pour avoir une vision globale, à l'échelle de la rivière.

8.3.2) Résultats à l'échelle de la rivière

Si nous comparons les résultats des trois sections entre eux (Tableau III-6), plusieurs points importants en ressortent :

- *les variations verticales* au sein des sections voient leurs amplitudes diminuer de l'amont vers l'aval,
- le *bilan net* est négatif pour les sections amont et intermédiaire, et il est positif pour la section aval,
- *la zone principale d'écoulement* de la rivière passe d'une dynamique d'érosion à une dynamique de dépôts sur 4 mois.

D'autre part, si nous faisons le bilan global de matériaux déplacés sur l'ensemble des trois sections, les chiffres obtenus, ramenés à la surface des sections, nous donnent une bonne estimation de l'ensemble du transport dans la Rivière des Pluies. Nous pouvons alors les extrapoler à partir de la superficie totale du bassin versant en plan (46,3 km²) pour obtenir un ordre de grandeur des volumes déplacés entre janvier et avril 2004 sur l'ensemble du bassin versant de la Rivière des Pluies.

Bien entendu il faut rester très critique sur l'utilisation de ces chiffres. En effet, nous avons, à travers nos M.N.T., saisi l'état des sections choisies à deux instants différents et constaté des différences entre ces deux états. Or, les variations observées ne sont pas forcément issues de phénomènes univoques, il peut y avoir un enchaînement de phénomènes de creusement/comblement qui aboutit à ces différences. Ces chiffres sont de ce fait des estimations minimalistes du transport réel existant dans cette rivière pour la période d'étude.

	Section Amont	Section Intermédiaire	Section Aval	Total des 3 sections	Total BV Riv. des Pluies
Superficie de la section (m²)	9 051	8 374	6 109	23 534	46,3 km²
Echelle des variations verticales (m)	- 3,5 à 3	-1,5 à 1.3	-0,5 à 0,9	-	-
Apports (m³)	990 soit 0,11 m ³ /m ²	1393 soit 0,17 m ³ /m ²	890 soit 0,15 m ³ /m ²	3273 soit 0,14 m ³ /m ²	6 439 190m ³ soit 139 075 m³/km²
Erosion (m³)	1347 soit 0,15 m³/m²	1530 soit 0,18 m³/m²	196 soit 0,03 m³/m²	3073 soit 0,13 m³/m²	6 045 716 m ³ soit 130 577 m³/km²
Bilan net Apports-Erosion (m³)	-356 soit -0,039 m ³ /m ²	-137 soit -0,016 m ³ /m ²	694 soit 0,11 m ³ /m ²	201 soit 0,008 m ³ /m ²	395 440 m ³ soit 8 541 m³/km²
Volume total déplacé (m³)	2338 soit 0,26 m ³ /m ²	2924 soit 0,35 m ³ /m ²	1086 soit 0,17 m ³ /m ²	6348 soit 0,269 m ³ /m ²	12 407 920 m ³ soit 2,7 10⁵ m³/km²

Tableau III-6 : Comparaison des résultats entre les différentes sections et extrapolation à l'ensemble de la Rivière des Pluies.

Au final, les volumes déplacés ramenés à l'ensemble du bassin versant nous donnent un chiffre de $2,7 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^2$. Dans ce qui suit, nous le comparerons avec les résultats obtenus par d'autres approches (Louvat, 1997).

8.3.3) Apport de nos résultats

Nous allons voir ce qu'apportent nos résultats par rapports à d'autres approches, et leur possible utilisation pour d'autres rivières réunionnaises.

- Comparaison des taux d'érosion

Nous avons calculé que le volume total déplacé pour l'ensemble du bassin versant de la Rivière des Pluies de janvier à avril 2004 est de $2,7 \cdot 10^5 \text{ m}^3 / \text{km}^2$. Cette valeur correspond à une période courte de 2 mois et demi. La Figure III-38 montre que cette période englobe la majorité des événements pluvieux importants pour l'année hydrologique 2004 (novembre 2003 à novembre 2004) qui représentent 40 à 50% des précipitations annuelles (en cumulé). Or, c'est lors des événements majeurs (ceux qui permettent de produire des crues supérieures au débit critique d'entraînement) qu'il y a mobilisation des sédiments. Cette valeur sur 2 mois et demi, peut ainsi être considérée comme une valeur minimale du transport sédimentaire annuel sur la Rivière des Pluies.

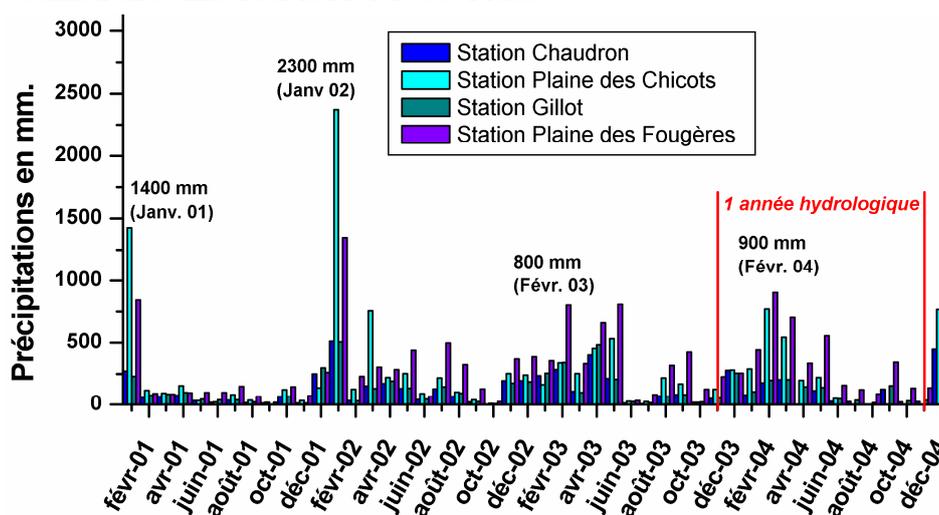


Fig. III-38 : Histogramme des pluies sur les quatre stations encadrant la Rivière des Pluies (source Météo France).

Nous pouvons alors comparer nos résultats à d'autres valeurs annuelles admises pour des contextes similaires ou connus, obtenus par des méthodes différentes (Tableau III-7). Dans le tableau sont représentées quelques valeurs annuelles de volumes érodés en domaine volcanique et en domaine continental. Nous constatons que notre résultat est du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour les autres îles volcaniques (Açores, Java). Par contre, la comparaison avec les résultats de Louvat (1997) sur la Rivière de l'Est laisse apparaître une différence d'un ordre de grandeur. Cela peut s'expliquer par l'étude de la pluviométrie de ces trois dernières années (Figure III-38). Nous constatons que lors de notre période d'étude (janvier à avril 2004), la pluviométrie n'a pas montré de valeurs exceptionnelles liées à un cyclone, contrairement à celles de 2001 ou 2002. Nous sommes même très en dessous des valeurs obtenues de Dina en 2002 où deux fois plus de précipitations ont été relevées par rapport à la même période en 2004. De plus, le débit de crue estimé de la Rivière des

Pluies durant le cyclone Dina est resté modéré ($387 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) en comparaison des débits mesurés lors d'autres événements (Jennie, Hyacinthe, février 1998 qui n'ont lieu que 2 à 3 fois tout les dix ans) (Garcin and Pouget, 2003).

	Rivière	Volumes annuel totaux [.10 ⁵ m ³ /km ² /an]	Longueur km	Pente %	Références
Domaine Volcanique Océanique	Rivière des Pluies (Réunion)	2.7	19,72	11.41	ce travail
	Rivière de l'Est (Réunion)	33.7	19	11.58	(Louvat, 1997)
	Ribeira da falal da terra (Açores)	1.02	8	11.63	(Louvat, 1997)
	Progo (Java)	5.5	100	3.20	(Louvat, 1997)
	Hverfisfjor (Islande)	61.3	65	1.38	(Louvat, 1997)
Domaine Continental	Seine	0.00010 – 0.00025			(Couvert <i>et al.</i> , 1999)
	Rhône suisse	0.009			(Couvert <i>et al.</i> , 1999)
	Arve (Alpes)	0.005 - 0.008			(Couvert <i>et al.</i> , 1999)

Tableau III-7 : Comparaison des volumes annuels totaux érodés dans différents contextes, sources Louvat (1997) et Couvert *et al.*, (1999).

Pour vérifier cela, nous allons essayer d'estimer les volumes impliqués sur d'autres événements en nous basant sur des formules empiriques proposées par les bureaux d'études (Garcin and Pouget, 2003). Par exemple, pour Dina, connaissant le débit maximum de crue estimé, nous pouvons essayer de retrouver à partir de la formule de Meunier, pour les torrents à fortes pentes, des débits solides Q_s associés.

Formule empirique de Meunier (Couvert *et al.*, 1999) valable pour les torrents :

$$Q_s/Q = 8.2 i^2$$

avec

Q_s : débit solide, Q : débit liquide, i : pente

Cela donne pour la Rivière des Pluies

avec $Q = 387 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $i = 10.9\%$, une valeur $Q_s = 37.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,

soit pour 24h à un volume charrié = $37.7 \times 86\,400 = 32,6 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ soit un ordre de grandeur de plus que notre résultat estimé 2004.

Si nous faisons la même chose pour tous les débits maximums connus sur la Rivière des Pluies (Tableau III-8), nous constatons que les valeurs obtenues sont plus grandes d'un ordre de grandeur que notre résultat, ce qui renforce l'idée selon laquelle cette différence est principalement liée aux conditions climatiques sans événements pluvieux exceptionnelles entre janvier et avril 2004.

Événements	Jennie	Hyacinthe	Clotilda	Firinga	Colina	Hollandia	Février	Dina
Date	1977	1980	1987	1989	1993	1994	1998	2002
$Q \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{)}$	625	650	500	225	300	70	600	387
$Q_s \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{)}$	60.9	63.3	48.7	21.9	29.2	6.8	58.4	37.7
Événement de 24 h (m ³)	$5.26 \cdot 10^6$	$5.47 \cdot 10^6$	$4.21 \cdot 10^6$	$1.89 \cdot 10^6$	$2.53 \cdot 10^6$	$5.89 \cdot 10^5$	$5.05 \cdot 10^6$	$3.26 \cdot 10^6$

Tableau III-8 : Débits solides estimés pour les différentes crues exceptionnelles mesurées

Dès lors, ce que nous observons sur nos sections est le résultat d'une dynamique sédimentaire modérée. Il est fort probable que durant les événements de plus grande ampleur, les creusements aient été beaucoup plus marqués et le transport quasi continu de la source jusqu'à la mer.

- Pour les autres rivières

Pour pouvoir extrapoler les résultats (type d'érosion, dynamique sédimentaire, ordre de grandeur des volumes transportés) obtenus sur la Rivière des Pluies à d'autres bassins versant de La Réunion, il faut nous assurer que ces bassins versant présentent des caractéristiques comparables. Les principales caractéristiques requises sont :

- la présence d'une rivière pérenne qui draine la nappe de base, et
- les mêmes caractéristiques morphologiques et dynamiques (un amphithéâtre de tête avec une érosion de versant intense, une zone intermédiaire étroite où les sédiments transitent et enfin en aval, un cône de dépôts bien développé).

Nous pouvons citer de façon non exhaustive, les rivières remplissant ces critères à La Réunion : la Rivière des Remparts, la Rivière de l'Est, et les rivières qui drainent les cirques (la rivière St Etienne, la rivière des Galets, la rivière du Mât). Toutes ces rivières présentent des fortes similitudes en terme de dynamique sédimentaire et de processus d'érosion avec ce que nous avons vu pour la Rivière des Pluies.

Ainsi, ce type de rivière se caractérise par la présence de deux types d'érosion bien marqués : **l'érosion de versant (processus à secs)** et **l'érosion fluviale**. L'importance réciproque de ces phénomènes est le facteur majeur de contrôle de la dynamique sédimentaire à La Réunion, car les volumes transportés seront fonctions des produits disponibles pour ce transport, et donc de l'existence de zones sources bien développées. Il existe alors deux modes de transports qui reflètent les deux fonctionnements possibles de la dynamique sédimentaire en climat tropical intense (Figure III-39). Ces fonctionnements dépendent de l'importance des événements climatiques considérés par rapport à la quantité de matériaux sédimentaires disponibles pour le transport. Nous parlerons :

-de mode transitoire pour les faibles épisodes de crue, quand la quantité de matériaux à transporter est très supérieure à la capacité de transport de la rivière. Dans ce cas les sédiments sont juste déplacés à l'intérieur du bassin versant d'une section vers une autre, c'est par exemple le cas sur la Rivière des Pluies dans notre étude,

-de mode continu lorsque les crues sont suffisamment importantes par rapport aux matériaux disponibles pour le transport. Dès lors, ces produits peuvent sortir du bassin versant à la faveur d'un seul événement, ce qui montrera une tendance à l'érosion du lit de la rivière : c'est le cas des rivières dont les zones de production sont peu développées.

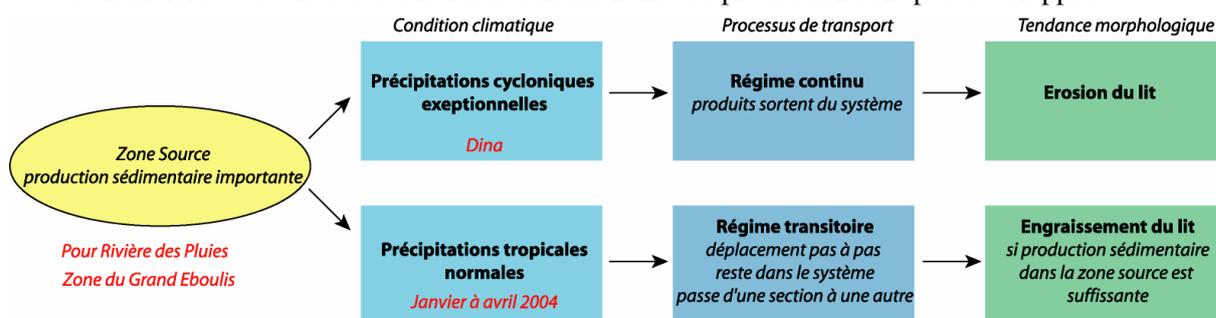


Fig. III-39 : Schéma du mode de fonctionnement des rivières à La Réunion.

8.4) CONCLUSION SUR LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA RIVIERE DES PLUIES

En résumé, notre approche a permis de mettre en évidence :

- 1- les avantages de notre méthode par rapport aux approches plus classiques par transec simple qui s'avèrent trop parcellaires pour refléter la dynamique sédimentaire à une altitude donnée,
- 2- l'importance des volumes mobilisés durant deux mois et demi d'une saison des pluies, et cela même sans événement cyclonique majeur : nous obtenons un chiffre de **$2,7 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^2$** pour l'ensemble de la Rivière des Pluies.
- 3- la concentration des épisodes érosionnels importants durant une période courte de trois ou quatre mois sur l'année : elle se traduit par des volumes mobilisés durant la saison des pluies qui représentent la majorité des volumes mobilisés sur l'année, comme cela avait déjà été proposé auparavant (Eaton et al., 2003; Louvat, 1997)
- 4- et la relation entre les deux grands types de processus d'érosion : les processus de versant à l'origine du transport sédimentaire en amont de la rivière et l'érosion fluviale tout au long du cours d'eau, qui assure le transport des produits disponibles.

CHAPITRE 9 : ETUDE DE L'ÉROSION A PARTIR DU MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN

Nous allons étudier l'érosion à partir du Modèle Numérique de Terrain de La Réunion (M.N.T. au pas de 25 mètres). Cette approche montre plusieurs avantages, elle permet :

- 1- d'avoir une vision spatiale multi échelles,
- 2- d'étudier plusieurs types d'objets, essentiellement (i) ceux de la géomorphologie classique, avec l'étude des reliefs en présence ; et (ii) ceux de l'hydromorphologie, à travers l'étude des bassins versants ou des rivières.

Après avoir considéré les caractères généraux du MNT de La Réunion, nous étudierons le réseau hydrologique, les caractéristiques morphologiques des vallées associées. et nous calculerons des volumes de creusement pour quantifier l'érosion à partir de ce MNT.

9.1) LE MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN DE LA REUNION

Avant d'utiliser l'outil performant que représente le MNT à 25 m de La Réunion, il est important de comprendre quelles en sont les caractéristiques et les limites.

9.1.1) Généralités sur les MNT

Le M.N.T. est une représentation numérique d'un terrain en terme d'altitude. Il fournit des renseignements sur la forme et la position de la surface topographique pour une zone géographique donnée. Un MNT sera donc défini par rapport à un système d'altitude et un système cartographique spécifique. Pour La Réunion, il s'agit du système Piton des Neiges (PDN) Gauss Laborde de l'IGN. Le MNT consiste en un échantillon de données spatiales qui offrent une représentation partielle et discontinue du terrain réel (Charleux-Demargne, 2001). L'altitude d'un point quelconque sera alors calculée par interpolation ou extrapolation des points voisins connus. La notion de résolution est fondamentale pour un MNT, elle correspond à la plus petite distance entre deux éléments distincts. Il existe donc deux types de résolutions différentes :

- la résolution spatiale ou planimétrique** relative à la position planimétrique (X,Y) de deux points,
- la résolution altimétrique** relative à l'altitude (Z), en général plus précise que la précédente.

Le MNT fournit les informations nécessaires à la visualisation et à l'analyse des phénomènes liés aux reliefs. Les paramètres calculés sur l'ensemble du MNT sont appelés plans dérivés (Charleux-Demargne, 2001). La dérivation simple du plan altimétrique permet de calculer les pentes et les azimuts de celui-ci.

L'utilisation du MNT dépend de sa résolution, qui dépend elle-même du mode de création du MNT (Tableau III-9).

	Résolution planimétrique	Estimation de la précision altimétrique
Cartes topographiques + Digitalisation	10-100 m	5-50 m
Photos aériennes + Photogrammétrie	2-30 m	< 4m
Images SPOT + Photogrammétrie	20-40 m	10-20 m
Images Radarsat + Radargrammétrie	30 m	15-25 m
Images radar ERS + Interférométrie	30-40 m	5-20 m

Tableau III-9 : Caractéristiques des MNT suivant les données sources et les techniques utilisées (Charleux-Demargne, 2001).

La seule limite à l'utilisation des MNT est liée à l'échelle de l'information à traiter : celle-ci ne doit pas être plus petite que la résolution du MNT.

9.1.3) Les caractéristiques du MNT de La Réunion

Nous utiliserons le MNT de la BD Topo de l'IGN, réalisé à partir de la campagne de photos aériennes de 1997. Il est construit à partir d'un semis de points cotés (Figure III-40), sa résolution planimétrique est de 25 m et la précision altimétrique de chacun des points cotés varie de 0,75 m en terrain dégagé à 2 m en terrain boisé.

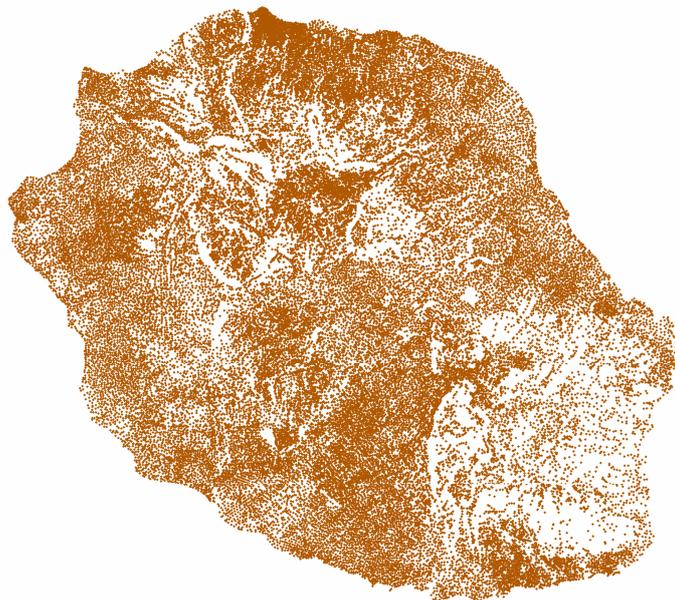


Fig. III-40 : Semis de points cotés ayant servi à la réalisation du MNT de La Réunion à 25 m (densité 10 points par km²).

La valeur d'altitude est affectée à chaque point de la grille du MNT à partir de l'interpolation des valeurs de ces points cotés. Compte-tenu des reliefs très découpés de La Réunion, le MNT de l'île présente de nombreux endoréismes. Le MNT devra être traité pour combler ces endoréismes et pouvoir effectuer des calculs sur des objets hydrologiques.

L'étude du plan dérivé « pente » du MNT de La Réunion nous a permis de mettre en évidence quelques caractéristiques morphologiques intéressantes et plus particulièrement l'importance du creusement de certaines rivières qui présentent des parois abruptes (Figure III-41 A)

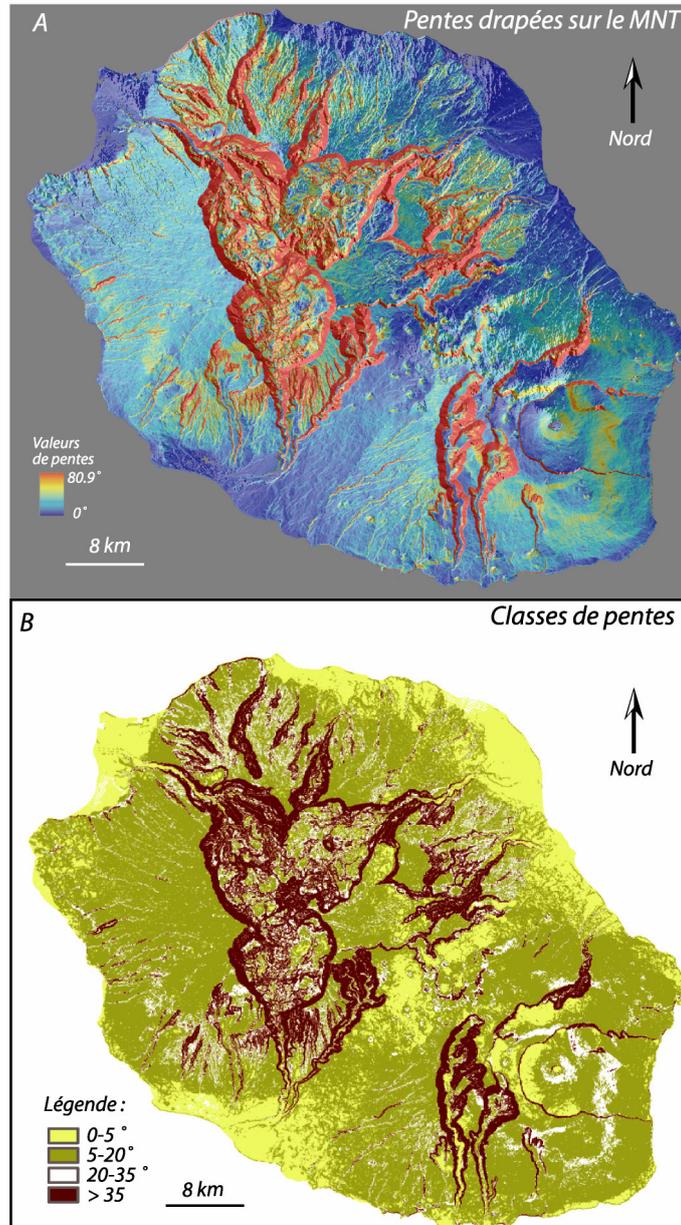


Fig. III-41 : Cartes des pentes de La Réunion. A : valeurs de pentes drapées sur le MNT, B : Répartition par classe des pentes.

L'existence de grands ensembles géomorphologiques s'exprime en discrétisant les valeurs de pentes. Nous pouvons distinguer quatre ensembles :

- 1- les pentes $< 5^\circ$, ce sont **les plaines** au sens large, elles regroupent les plaines littorales et les plaines d'altitude (Plaine des Cafres, Plaine des Sables...),
- 2- les pentes entre 5 et 20° , elles correspondent **aux planèzes** (Planèze Ouest, Fournaise ancienne, Roche Ecrite),
- 3- les pentes entre 20 et 35° , elles soulignent certaines **discontinuités de l'édifice** (Grandes pentes, Sud de La Fournaise) et correspondent aux **ravines peu incisées** sur les planèzes,

4- les pentes > 35° elles représentent les **versants de rivières très incisées et les remparts** en général.

Ces quatre classes, nous permettent de décrire la majorité des principales structures morphologiques de La Réunion. De plus, nous constatons que ce sont les zones de pente supérieure à 20° où s'expriment le mieux les processus d'érosion :

- les zones de pentes > 35° sont le lieu des mécanismes d'érosion en masse (*slump*, glissement, écroulement et éboulement). Elles caractérisent les remparts d'une famille de ravines et rivières très incisées, bien identifiables dans les reliefs et qui représentent plus d'une vingtaine de rivières à La Réunion,

- les zones avec des pentes entre 20 et 35° correspondent à des zones qui présenteant une érosion marquée (fond des cirques, Massif de la Montagne, Dimitile) et elles caractérisent un deuxième type de rivières dont la morphologie est notablement différente des premières : moins profondes, plus allongées, avec des têtes moins marquées.

9.2) ETUDE DU RESEAU HYDROLOGIQUE

Pour mémoire, près de 800 rivières et ravines sont présentes sur les pentes de l'île, et les 155 principaux cours d'eau ont une longueur cumulée de plus de 1600 km. Une vingtaine d'entre eux sont des rivières pérennes, qui totalisent au maximum (en comptant leurs affluents majeurs) plus de 600 km (Gopal, 1992; Join, 1991). Après l'étude des pentes de La Réunion, nous allons aborder le traitement détaillé des objets hydrologiques (ravines, rivières et bassins versant,) à partir du MNT. Une partie de ce travail a été réalisée en collaboration avec l'équipe Transfert du Laboratoire des Géosciences de l'Université de Rennes 1.

9.2.1) Matériel et méthode

Les méthodes d'extraction du réseau hydrologique et des limites de bassins versants s'appuient sur la détermination des directions d'écoulement de l'eau en chaque pixel du MNT à partir des valeurs altimétriques. Le chemin qu'emprunte l'eau est défini par la ligne de plus grande pente et est calculé grâce à des logiciels spécialisés (Hydrokit, HEC HMS, RiverTools...). La délimitation des bassins versants s'effectue généralement à partir d'une valeur seuil choisie par le logiciel ou l'utilisateur (seuil de surface drainée en amont ou indice de développement de réseau, type ordre de Strahler).

Nous avons extrait du MNT de La Réunion, la plupart des rivières et ravines à l'aide du logiciel RiverTools 2.4 (IDL) (Figure III-42). Pour chacune d'entre elles RiverTools nous fournit : la distance à l'exutoire, l'altitude le long du cheminement et les aires drainées. Les tracés des rivières par extraction automatique laissent apparaître des incohérences par rapport au réseau hydrologique réel. Ceci s'explique par le comblement des endoréismes par le logiciel qui, en fonction de la précision du MNT, a tendance à connecter des réseaux normalement déconnectés dans la réalité. Sur la Figure III-42, nous notons les différentes couleurs qui représentent les ordres de Strahler sur chaque rivière. Pour mémoire, ce paramètre hydrologique est régi par trois règles (Strahler, 1952) :

- tout bief² sans affluent est un bief d'ordre 1,

² Le terme de bief est utilisé pour décrire la fraction du réseau hydrologique comprise soit entre deux confluences, soit entre une source et une confluence.

- quand deux biefs d'ordre i et j différent tel que $i > j$, le bief aval est d'ordre i ,
- quand deux biefs de même ordre i convergent, le bief aval est d'ordre $i+1$,

L'ordre de Strahler de la rivière est défini comme l'ordre le plus élevé à l'exutoire ; c'est un paramètre descriptif du développement du réseau hydrologique.

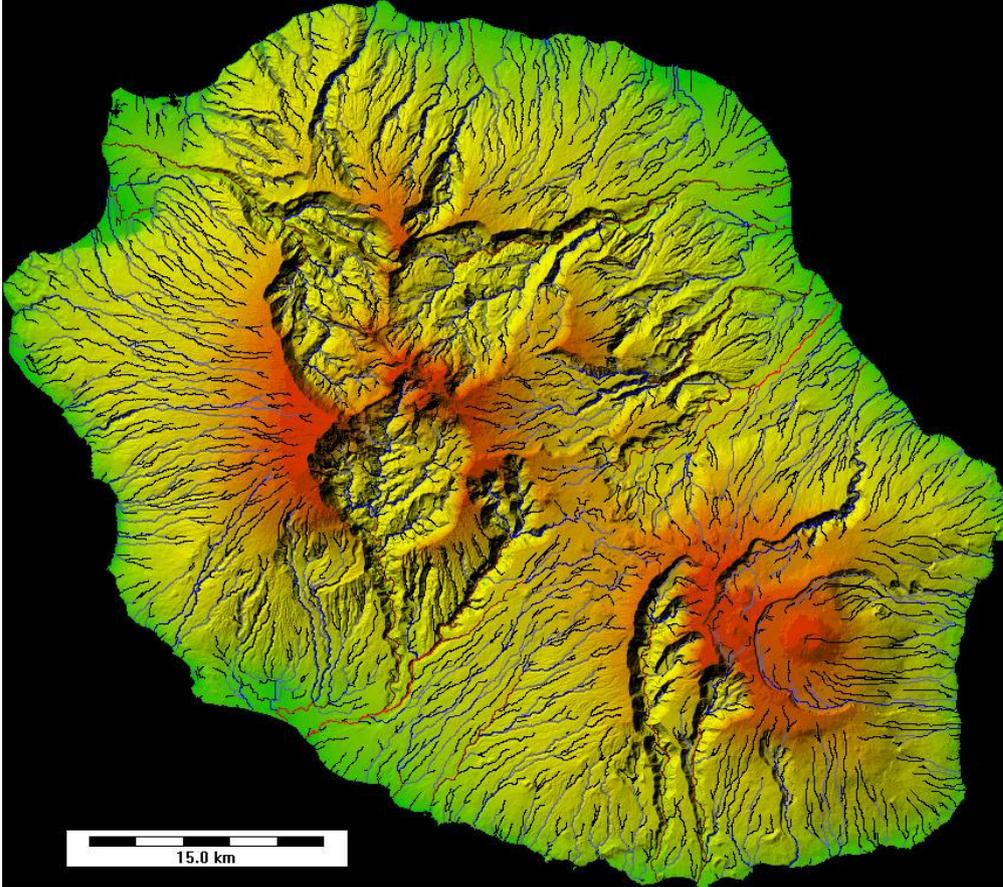


Fig. III-42 : Extraction du réseau hydrologique à l'aide RiverTools 2.4 à partir du MNT IGN au pas de 25m. (Ordre de Strahler : 1 = noir ; 2 = mauve ; 3 = bleu ; 4 = marron et 5 = Rouge)

Pour La Réunion, ce paramètre nous permet de constater le faible développement du réseau hydrologique, seules deux rivières atteignent l'ordre 5 (la Rivière Saint-Etienne au Sud-Ouest et la Ravine Sèche au Nord-Est). Compte-tenu des imperfections de l'extraction automatique, nous avons vérifié la marge d'erreur engendrée par RiverTools à partir du MNT, par rapport à une extraction manuelle sur la carte IGN (Figure III-43). L'erreur constatée en Z est d'environ 4 m en moyenne pour l'ensemble du profil, ce qui est acceptable compte-tenu du pré traitement du MNT. Pour nous affranchir des profils sans existence réelle, nous avons effectué les extractions des principaux profils de rivière de La Réunion, de façon semi-automatique, en sélectionnant pour chacun l'origine amont des profils souhaités.

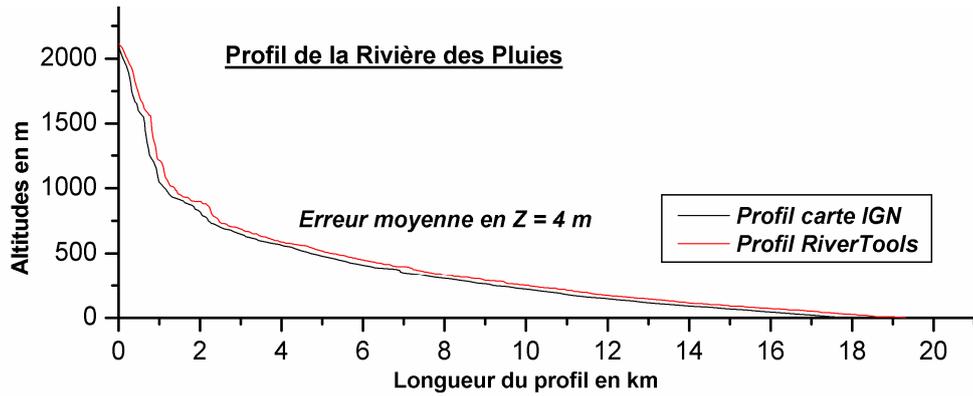


Fig. III- 43 : Calcul de l'erreur en Z sur le profil de la Rivière des Pluies extrait avec RiverTools.

Nous avons divisé La Réunion en 8 zones géographiques pour faciliter le traitement des données (Figure III- 44).

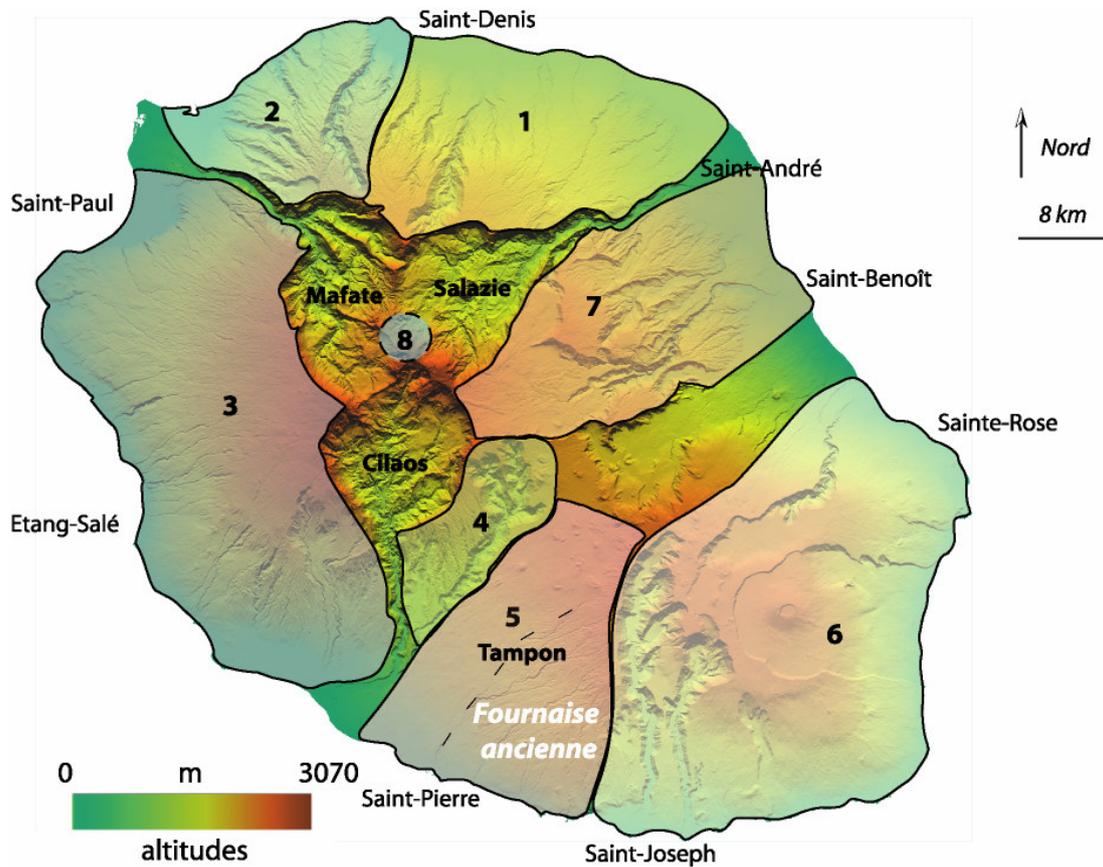


Fig. III- 44 : Zones géographiques et géomorphologiques d'étude des profils de rivière à partir du MNT.

Les zones définies sont :

- 1- la planèze Nord, de St-Denis à St-André,
- 2- la Montagne ou zone Nord Ouest, de la Rivière St-Denis à la Possession,
- 3- la planèze Ouest, de St-Paul à Etang-Salé,
- 4- le Dimitile,
- 5- la zone Sud du Tampon à St-Pierre dans laquelle nous distinguerons la Fournaise ancienne,

6- la zone du Piton de la Fournaise, de St-Joseph au Nord de Sainte-Rose,

7- la zone Est, de Saint-Benoît à Saint-André,

8- les trois cirques (Mafate, Cilaos et Salazie)

La zone Nord Est de la Plaine des Palmistes n'a pas été traitée compte tenu de son faible intérêt en terme d'incision. Pour chacune de ces zones, les profils et les aires drainées des principales rivières et ravines de La Réunion ont été extraits, soit environ une centaine (Annexe III-5). Nous avons calculé les pentes le long de ces profils et effectué trois types d'analyses, de façon à faire ressortir les principales caractéristiques des rivières réunionnaises et essayer de comprendre leur origine et les mécanismes impliqués. Ces analyses sont :

- une analyse comparative de la morphologie des différents profils longitudinaux extraits ;
- une analyse de la géométrie des bassins versants considérés, en utilisant la loi de Hack (Hack, 1957; Hack, 1973) comme indice d'évaluation de l'organisation du réseau ;
- l'étude des relations pentes / aires drainées, pour tenter de mettre en évidence les mécanismes impliqués dans la mise en place de ces réseaux.

9.2.2) Principaux résultats et discussion

Nous allons présenter les résultats de l'analyse des profils longitudinaux des principales rivières et ravines de La Réunion.

9.2.2.1) Morphologie des profils de rivière

Nous nous sommes intéressés dans un premier temps à la géométrie des profils longitudinaux. Pour pouvoir les comparer au mieux, nous avons effectué une normalisation par rapport à la longueur maximale du profil et à leur altitude maximale (Figure III-45). Nous présentons dans cette figure les résultats les plus marquants, pour trois zones correspondant à différentes formations géologiques d'âge connu (Mc Dougall, 1971) (Figure I-13), qui sont des zones d'âge homogène.

Ainsi, la zone de la « Fournaise ancienne » correspond aux formations de la série ancienne de la Fournaise, estimée à 290 et 320 ka en surface ; la zone Nord Ouest de la Montagne est constituée des formations de la séquence basaltique supérieure du Piton des Neiges avec des âges entre 1000 ka et 2000 ka ; et la planèze Ouest est recouverte par les formations récentes du Piton des Neiges (datées entre 220 et 236 ka). Dans l'ensemble, les profils de la Zone Nord Ouest ont une concavité bien marquée et présentent des ruptures de pente à différentes altitudes des profils. La Fournaise ancienne montre des profils quasiment rectilignes ou avec une faible concavité. Quant à la planèze Ouest, elle présente deux types de profils, certains avec une concavité marquée et des ruptures de pentes et d'autres quasi linéaires.

Globalement, il y a une nette tendance au creusement pour les zones d'âge croissant, mais la relation entre la géométrie des profils et l'âge des formations qui les portent n'est pas simple. S'il est clair que sur la zone la plus ancienne (la Montagne) les profils sont les plus creusés, ceci n'est pas valable pour les profils des autres zones. La zone de la Fournaise ancienne présente les profils les moins évolués avec une faible concavité, et ce malgré son âge plus important que la planèze Ouest (d'au moins 60 ka).

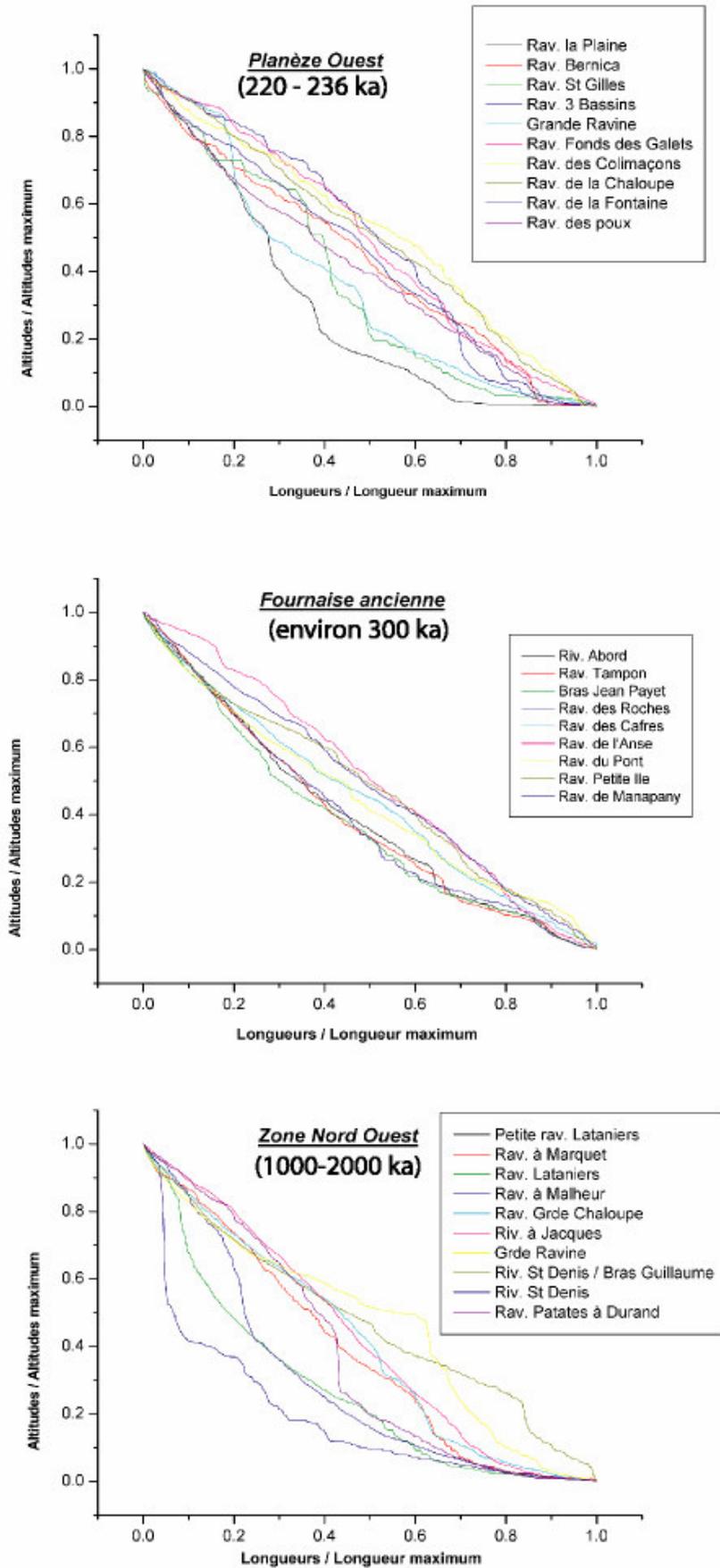


Fig. III-45 : Comparaison des profils longitudinaux de 3 zones géographiques présentant des âges différents.

Ces trois zones montrent clairement deux types morphologiques pour les profils de rivières à La Réunion :

- le premier type correspond à des rivières peu développées avec des profils quasi linéaires ou avec une concavité très limitée (par exemple : la Ravine Manapany, la Ravine de la Chaloupe, la Rivière d'Abord...)
- le deuxième type, au contraire, correspond à des profils beaucoup plus concaves mais très irréguliers, avec souvent des ruptures de pente importantes qui traduisent un déséquilibre (Howard, 1965) (par exemple : Rivière Saint-Denis, Ravine à Malheur, Ravine Saint Gilles, Ravine la Plaine...).

La planète Ouest présente les deux types de profils (juvéniles et évolués), les profils évolués sont au nombre de 3 : la Ravine la Plaine, la Ravine St-Gilles et de la Grande Ravine. Si nous considérons les âges des formations récentes du Piton des Neiges comme le marqueur du début du creusement de tous les profils de la zone, il existe alors une différence de vitesse d'érosion notable entre les deux types de profils identifiés. Ceci suggère une variation des mécanismes impliqués ; les autres conditions contextuelles telles que le climat étant identiques pour cette zone.

Si notre hypothèse selon laquelle les profils d'une même zone ont le même âge est juste, il faut alors envisager des processus différents qui interviennent sur ces deux types de profils.

La présence de ruptures de pente marquées dans les profils évolués nous a amené à pousser plus loin l'analyse des profils présentant cette particularité. Nous avons étudié les rivières présentant cette morphologie particulière, soit 58 profils. Ils montrent que ces rivières présentent des ruptures de pente d'une hauteur moyenne d'environ 200 m (Figure III-46 C ; Annexe III-5). Nous avons voulu savoir quels sont les paramètres morphologiques qui contrôlent ces ruptures de pente à La Réunion. La Figure III-46 montre les principales relations existantes à propos des ruptures de pentes :

- A- l'altitude moyenne de la rupture de pente dépend de façon linéaire de sa position par rapport à la mer,
- B- la hauteur de la rupture de pente montre une tendance à l'augmentation par rapport à son altitude moyenne,
- C- l'étude de la relation entre la hauteur de la rupture de pente et sa position par rapport à la mer, permet de faire apparaître des groupes de rupture de pente en fonction des distances à la mer.

L'origine proposée pour ces morphologies par certains auteurs (Schumm, 1993; Schumm and Lichty, 1965), est le rééquilibrage de l'ensemble des profils lors de changements marqués du niveau de base dus à des changements de climat à grande échelle. Ce qui serait possible compte tenu des variations du niveau marin à La Réunion durant le dernier million d'années qui nous intéresse (Chapitre 2). D'autres auteurs proposent que ces ruptures de pente soient en fait l'expression d'un mécanisme d'érosion par *sapping* comme cela a été montré à Hawaii (Seidl et al., 1994; Seidl et al., 1997; Wentworth, 1927). Ils ont montrés que ce type de profils était contrôlé par la résurgence de la nappe de base des édifices volcaniques qui engendre un creusement prononcé en tête de vallée avec des ruptures de pente importantes.

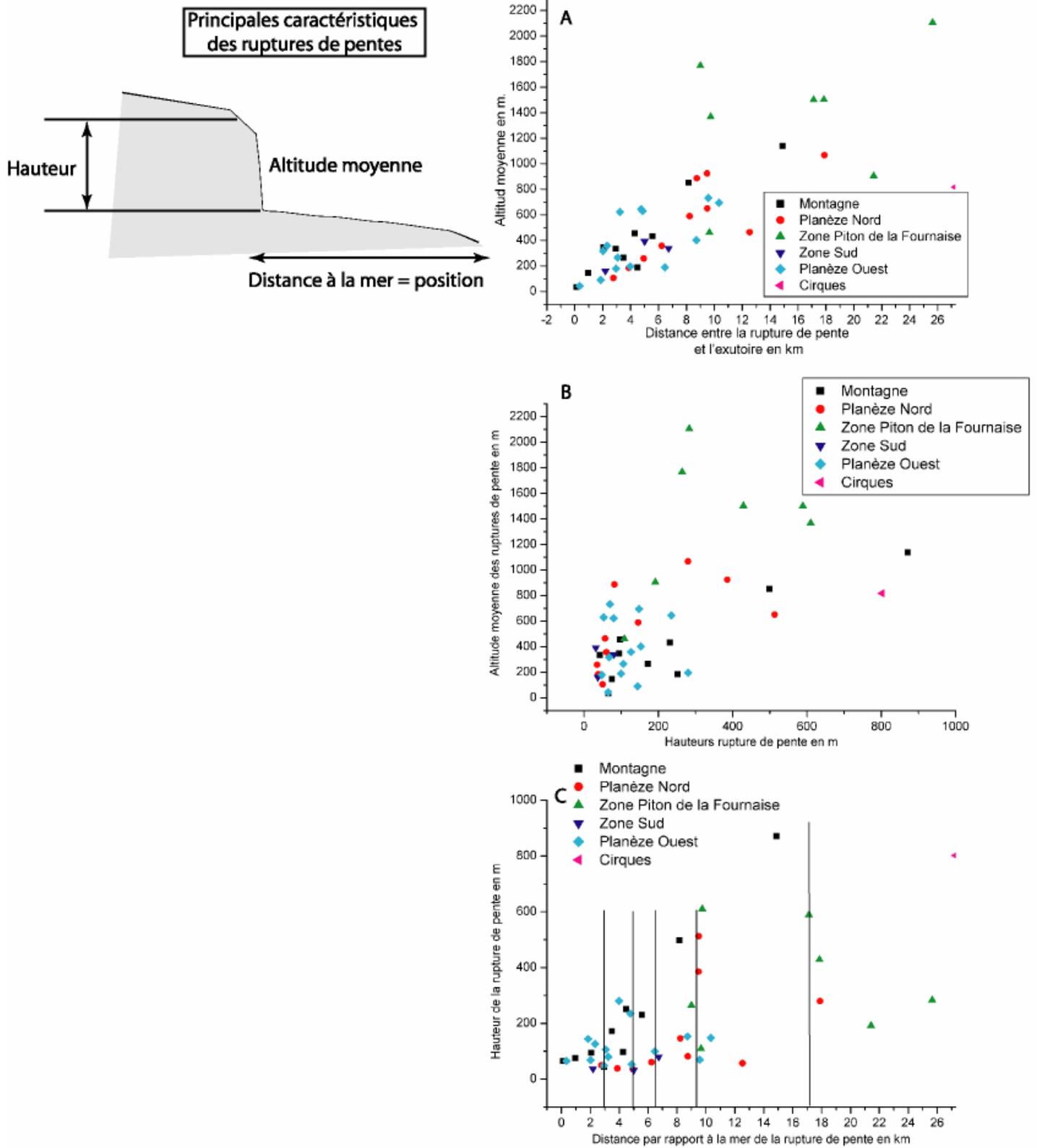


Fig. III-46 : Relations entre les principales caractéristiques des ruptures de pente dans les profils de rivières à La Réunion.

La morphologie des ruptures de pentes marquées de La Réunion est le reflet de taux d'incision ponctuel très important (Figure III-47), car plus la rupture de pente est marquée, plus le pic d'incision est important. Ainsi, dans une certaine mesure, la morphologie des ruptures de pentes traduit les vitesses des processus d'érosion sur ces profils.

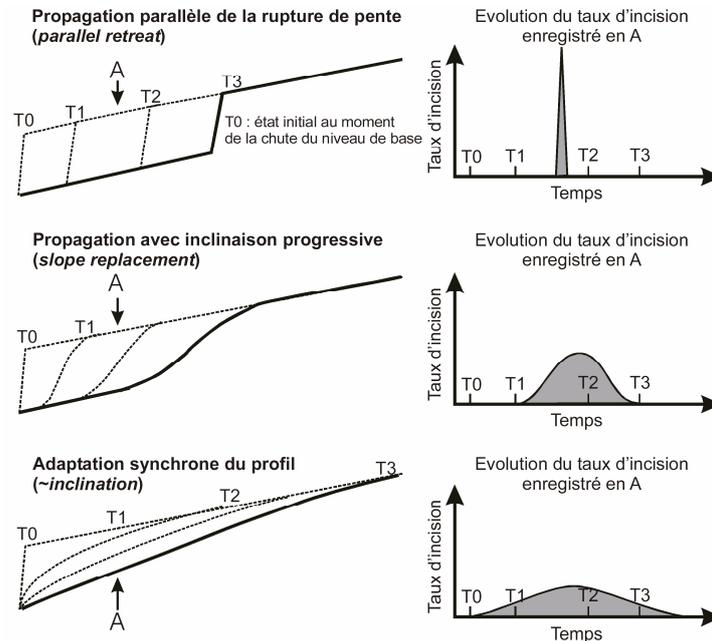


Fig. III-47 : Développement des ruptures de pente par rapport au temps et relation avec le taux d'incision (Lague, 2001).

Dans notre contexte, la progression de ces ruptures de pente peut s'expliquer comme à Hawaii (Baker et al., 1990; Wentworth, 1927) par l'existence d'un niveau altéré profond de moindre cohésion associé à la présence d'eau (nappe de base). Ce niveau fragilise la base des têtes de vallée et par l'intermédiaire des résurgences de la nappe de base crée du sapping, et favorise les processus de déstabilisation en masse. Ces processus d'érosion en masse (écroulement / slump) sont à l'origine de la propagation de ces ruptures de pente.

Nous avons vu dans quelle mesure les vitesses d'érosion peuvent s'inscrire dans la morphologie des profils de rivières. Nous allons maintenant changer d'échelle de réflexion et aborder l'échelle du bassin versant.

9.2.2.2) Organisation du réseau : loi de Hack

Afin d'étudier l'organisation du réseau, nous passons à l'échelle du bassin versant, en considérant les aires drainées le long de nos profils. Pour cela, nous utilisons un descripteur moyen de l'organisation des écoulements d'eau défini par Hack (1957) basé sur la comparaison entre l'aire drainée d'un bassin versant et la longueur des plus grands drains. De nombreuses études ont montré que cette loi prenait la forme d'une loi de puissance (Hack, 1973; Lague, 2001; Montgomery and Dietrich, 1992; Willgoose and Hancock, 1998) :

$$L = \alpha A^h$$

avec L : longueur du drain le plus long depuis le point d'aire drainée A considéré, et h exposant de Hack

La valeur de cet exposant h varie entre 0.5 et 0.7 (Hack, 1957). Cette stabilité de l'exposant illustre l'homogénéité apparente des structures des réseaux hydrologiques naturels.

La loi de Hack pour l'ensemble de nos profils nous a permis d'identifier des familles de rivières et différents processus de mise en place (Figure III-48).

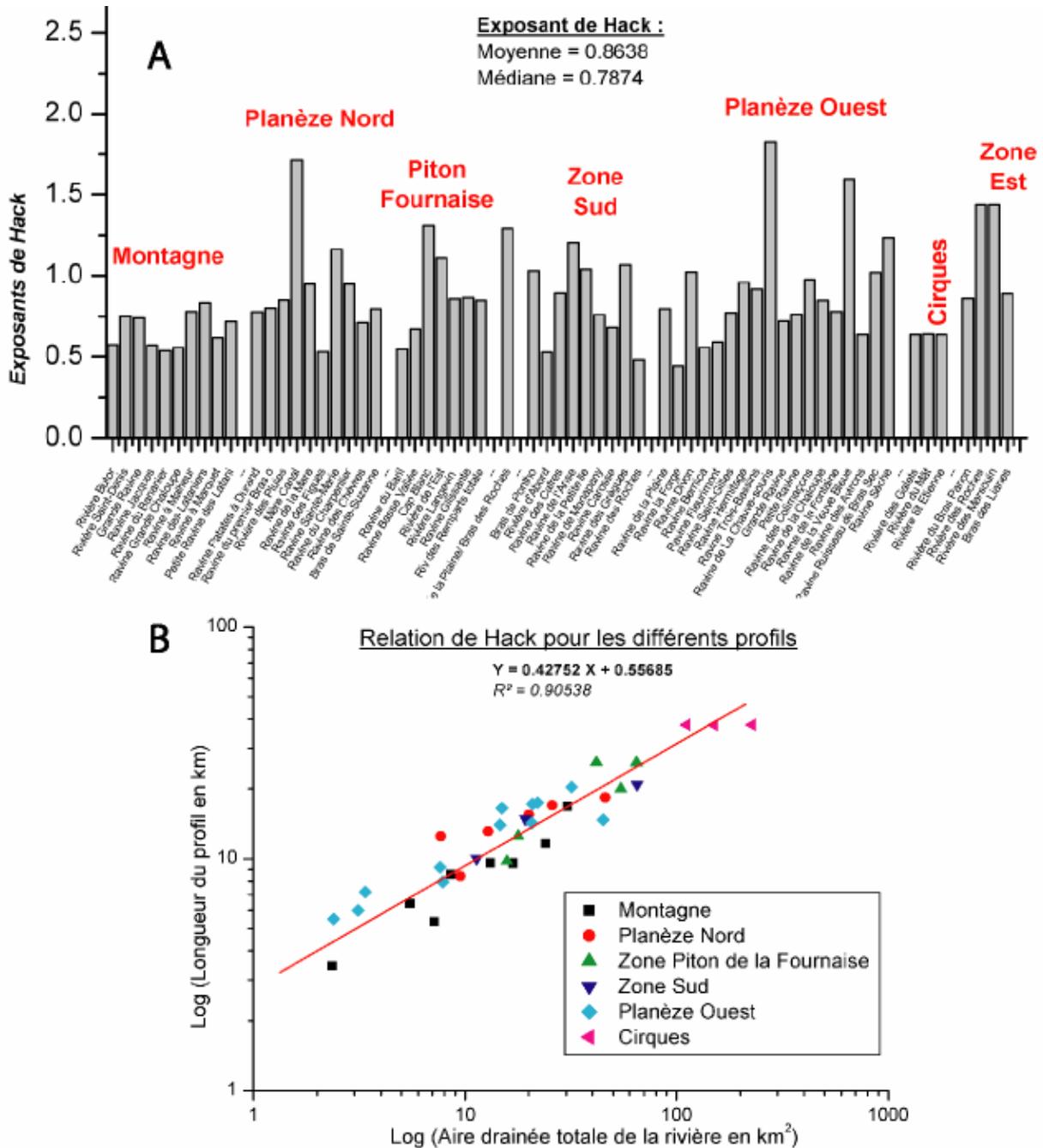


Fig. III-48 : Application de la loi de Hack (1957) sur les profils de rivières de La Réunion. A : histogramme des fréquences des exposants de la loi de Hack, B : Relation de Hack : longueur du profil en fonction de l'aire drainée.

Pour l'ensemble des profils, nous obtenons une loi exponentielle entre la longueur des profils et les aires drainées pour chaque rivière et ce, avec des coefficients de corrélation toujours supérieurs 0.90. L'étude sur l'ensemble des bassins fait ressortir un exposant de la loi de Hack de 0.43 ± 0.02 (Figure III-48 B). Cependant, ce chiffre masque des disparités importantes dans les exposants qui traduisent la

diversité des formes des bassins versants en présence. De plus, nous notons des valeurs allant jusqu'à 3.93 qui dépassent les valeurs constatées habituellement. Cette caractéristique est liée à la forte interconnexion des rivières et ravines de La Réunion. En effet, le réseau est peu mature et les principaux profils, aux valeurs plus faibles, se trouvent être les profils les mieux développés (Figure III-49 A : Cirques, Montagne...). Le faible développement du réseau au sein des bassins versants se traduit par l'augmentation de l'exposant : mais nous remarquons que nos valeurs sont néanmoins conformes, pour les plus élevées, aux valeurs trouvées sur Kauai, île de l'archipel d'Hawaii (exposant entre 1,1 et 2,5) (Seidl *et al.*, 1994).

Ce type d'analyse n'est pas suffisamment discriminatoire pour définir les processus physiques de formation et d'agrégation des réseaux associés (Lague, 2001). Cette approche nous a permis cependant d'avoir un bon descripteur de la maturité des bassins versants à La Réunion.

Nous allons maintenant appréhender les processus en cause dans la formation de ces rivières, en étudiant en détail le paramètre de pente dans les profils.

9.2.2.3) Relation Pente /Aire Drainée : relation au processus

La **pente topographique** et l'**aire drainée** servent à décrire la topographie et contrôlent en grande partie les valeurs de flux d'eau en un point donné de la rivière. Ce sont des variables intervenant directement dans les processus de transport et d'incision. La relation pente-aire drainée (*area-slope relationship*) est un descripteur essentiel de la topographie (Lague, 2001), et il semblait intéressant de l'appliquer à nos profils. Hack (1957) a le premier observé que la pente S d'un drain (la partie d'une rivière entre deux confluences successives) décroissait avec l'aire drainée A suivant une loi de puissance :

$$S = kA^{-\theta}$$

avec θ positif et K constante

Cet exposant est généralement compris entre 0.3 et 0.6, avec certaines observations à 1.1. De cette valeur dépendent les interprétations en terme de processus (Lague, 2001; Montgomery and Dietrich, 1994; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993) (Figure III- 49).

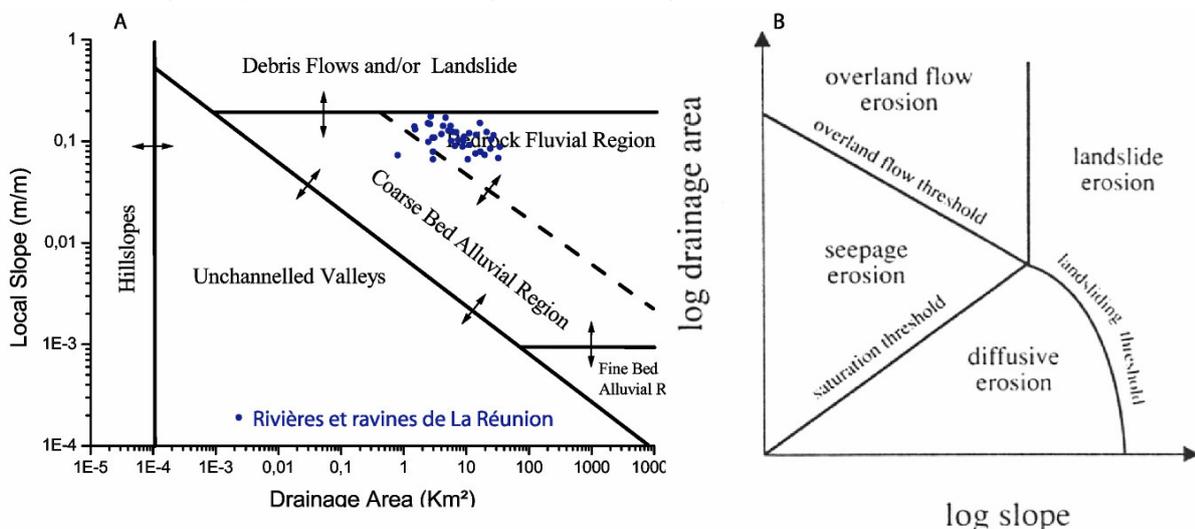


Fig. III-49 : Différents processus de transport et d'érosion dans un graphe pente/aire drainée/ A : (Lague, 2001) et B : (Montgomery and Dietrich, 1994)

Nous avons donc testé cette relation sur nos différents profils, d'abord à l'échelle globale en utilisant les valeurs moyennes des pentes et les aires drainées totales de chaque rivière. Ensuite nous avons étudié profil par profil cette relation. Pour cela nous avons tracé pour chaque rivière la relation pente aire drainée et nous avons cherché à trouver une tendance qui pourrait traduire les processus mis en cause dans la formation de ces rivières.

Par rapport aux études de références sur cette relation (Lague, 2001; Lague et al., 2000; Montgomery and Dietrich, 1994) nous travaillons avec des bassins versants de plus petites tailles, avec des pentes plus importantes. A l'échelle de l'île, si nous étudions tous les profils à partir de la valeur moyenne de leurs pentes et de leurs aires drainées totales en les replaçant dans le canevas interprétatif proposé par Lague (2001) (Figure III- 49 A). Nous constatons que l'ensemble des rivières et ravines de La Réunion se situent dans le domaine des rivières à substratum rocheux, proche du domaine d'érosion en masse et/ou d'érosion par écoulement torrentiel, ce qui globalement représente bien le contexte fluvial de l'île constaté sur le terrain. L'étude au cas par cas des profils, qui normalement permet de voir les changements de processus le long d'un profil, s'est avérée plus délicate (Figure III-49 B), car les relations pente/aire drainée sur les profils de La Réunion n'ont pas permis l'interprétation de détails (Figure III-50).

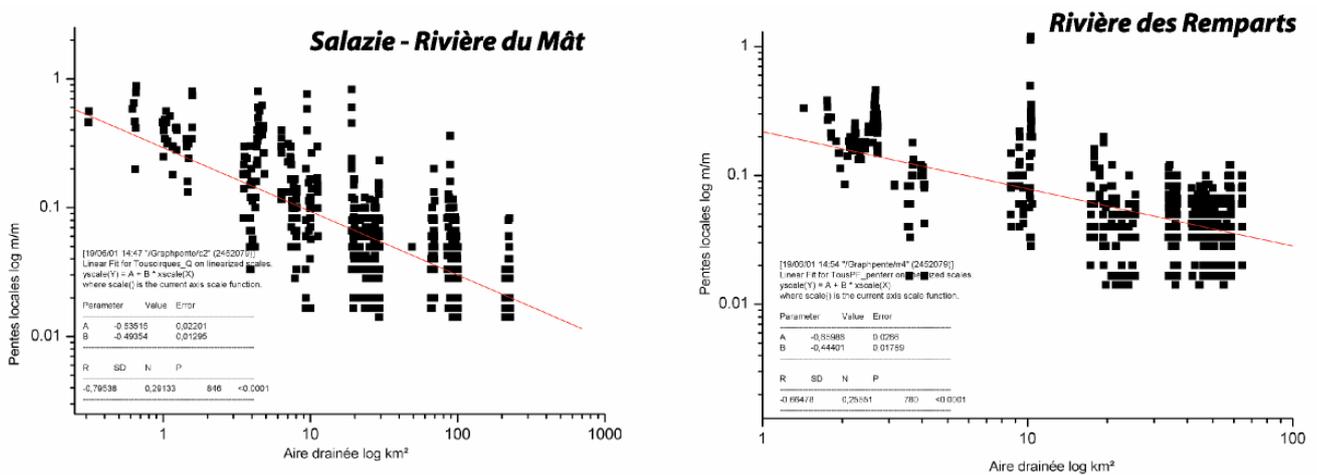


Fig. III-50- : Résultats des relations pentes aires drainées.

Les points obtenus sont généralement très dispersés. Nous pouvons quand même dégager quelques tendances générales, bien qu'il soit difficile d'en tirer des enseignements précis à l'échelle d'un profil. Certains profils présentent deux tendances distinctes comme la Rivière Langevin, la Ravine Chaudron ou la Rivière St-Denis (Figure III-51). Ce changement dans la tendance indique un changement dans les processus d'érosion qui régissent le profil. Nous avons donc reporté ces données dans le canevas proposé par Lague (2001) pour en faire une interprétation.

Nous constatons pour les profils de la Rivière Langevin, la Ravine Chaudron et la Rivière St-Denis que les points de leurs profils sont situés en haut du graphe (Figure III-51) à cheval entre deux domaines. Ce qui correspond aux processus dominants identifiés sur le terrain pour ces rivières, c'est à dire : (1) des processus fluviaux de type écoulement torrentiel et (2) des processus de versants par érosion en masse

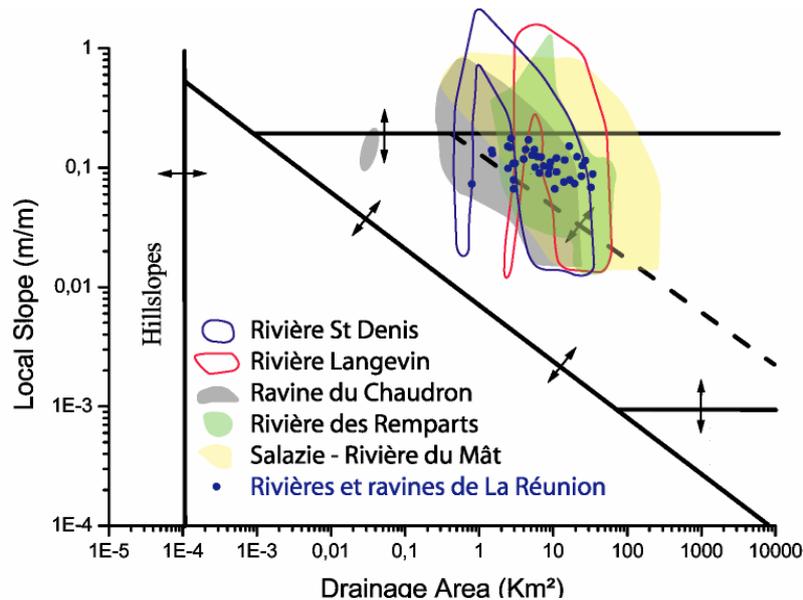


Fig. III-51 : Résultats des relations pentes aires drainées.

Pour mieux comprendre les résultats mitigés de cette méthode appliquée à La Réunion, il faut garder en mémoire que celle-ci a été développée pour l'étude des processus de surface, or l'importance des apports souterrains dans les ravines et rivières de La Réunion, et la très probable inadéquation qui existe entre les bassins versants topographiques et les bassins versants hydrologiques, faussent vraisemblablement nos résultats. Si nous faisons intervenir le flux souterrain, l'aire drainée et la pente topographique n'ont plus les mêmes significations en terme de processus car les aires contributives réelles seront beaucoup plus grandes que l'aire drainée de surface calculée sur le MNT.

9.2.3) Discussion et conclusions sur le réseau hydrologique à La Réunion

Plusieurs points de discussion intéressants ressortent de nos résultats :

- il existe deux types de rivières et ravines dont la morphologie générale apparaît à travers des pentes de versants différentes (entre 20 et 35°, et plus de 35°), et des profils en long distincts,
- les ravines et rivières d'un même âge, dans une même zone, présentent des stades de maturité différents (cas de la planèze Ouest), comme si certaines ravines évoluaient plus rapidement que d'autres (existence de processus différents mis en jeu, plus efficaces pour certaines ravines),
- l'organisation du réseau dans les bassins est peu développée et implique des valeurs de l'exposant de la loi de Hack très variables liées aux différents stades de maturité des réseaux,
- l'étude des relations pente/aire drainée a montré une forte dispersion des points et a permis l'identification des processus majeurs présents dans ces rivières à l'échelle globale.

Par comparaison à Hawaii, où certains auteurs (Baker et al., 1990; Wentworth, 1927) proposent l'existence de deux types de rivières et ravines avec un continuum entre ces types (Figure III-52), nous pouvons dégager les traits principaux des rivières et ravines de La Réunion.

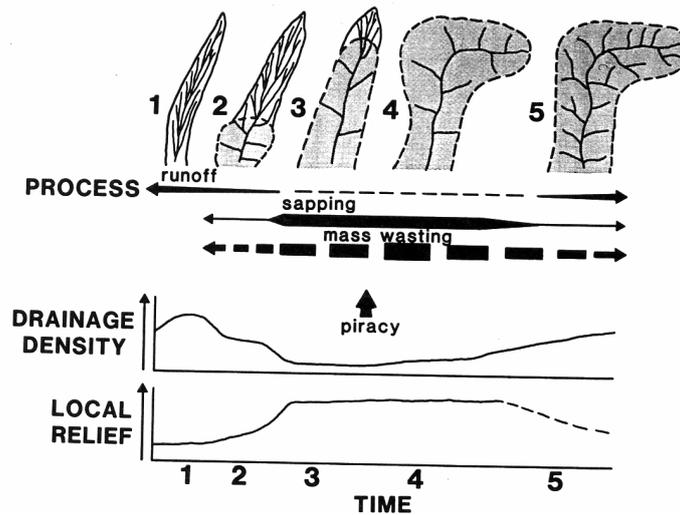


Fig. III-52 : Schéma d'évolution des vallées d'Hawaïi présentant des processus de sapping (Baker *et al.*, 1990)

En nous basant sur les résultats de la partie II et du chapitre 7, il est raisonnable de proposer le même schéma d'évolution des rivières et ravines à La Réunion que celui défini à Hawaïi. Comme pour Hawaïi, les vallées de La Réunion peuvent être définies grâce aux trois processus impliqués dans leur formation : le ruissellement, les processus en masse et le *sapping* (ces deux derniers sont étroitement liés). Les résultats obtenus avec l'étude du réseau hydrologique de La Réunion à partir du MNT viennent appuyer cette hypothèse. Dans nos résultats, les différences de maturité des profils de même âge, confirment le rôle des écoulements souterrains dans l'accélération des processus érosifs.

Parmi les deux types de ravines et rivières existantes sur l'île nous distinguons :

1- les ravines classiques liées aux processus de ruissellement. Elles entaillent de façon modérée les versants, présentent des profils en long moins évolués, et des morphologies de versant moins abruptes (entre 20 et 35°). Leurs réseaux de drainage sont plus denses, et la présence de sources et émergences en leur sein est moins importante.

2-les ravines atypiques profondément entaillées issues du sapping. Elles présentent des remparts abruptes (pente >35°), dont la morphologie des profils en long présente des ruptures de pente bien marquées, associées à la tête de vallée. Ce type de ravines ou rivières trouve une explication dans la présence de flux souterrains au niveau des têtes de vallée (sources, résurgences) qui favoriseraient : les formes lobées de ces vallées, avec des amphithéâtres de tête abrupts, des réseaux non dendritiques, peu d'affluents en aval, des reliefs élevés, des densités de drainage faibles et des bassins assez importants (Baker *et al.*, 1990; Seidl *et al.*, 1994). Ces vallées se mettent en place au départ, soit par du ruissellement, soit par des processus de glissement en masse à partir d'une falaise littorale. Lorsque ces vallées sont suffisamment incisées et atteignent une nappe importante, leurs vitesses de creusement augmentent notablement par rapport aux autres et leur morphologie atypique liée au *sapping* s'exprime.

En conclusion, comme nous l'avons suggéré précédemment, nous proposons donc d'appliquer à La Réunion le schéma des évolutions possibles des rivières d'Hawaïi. Celui-ci est fonction des processus érosifs impliqués (*sapping* et/ou ruissellement) (Figure III-53).

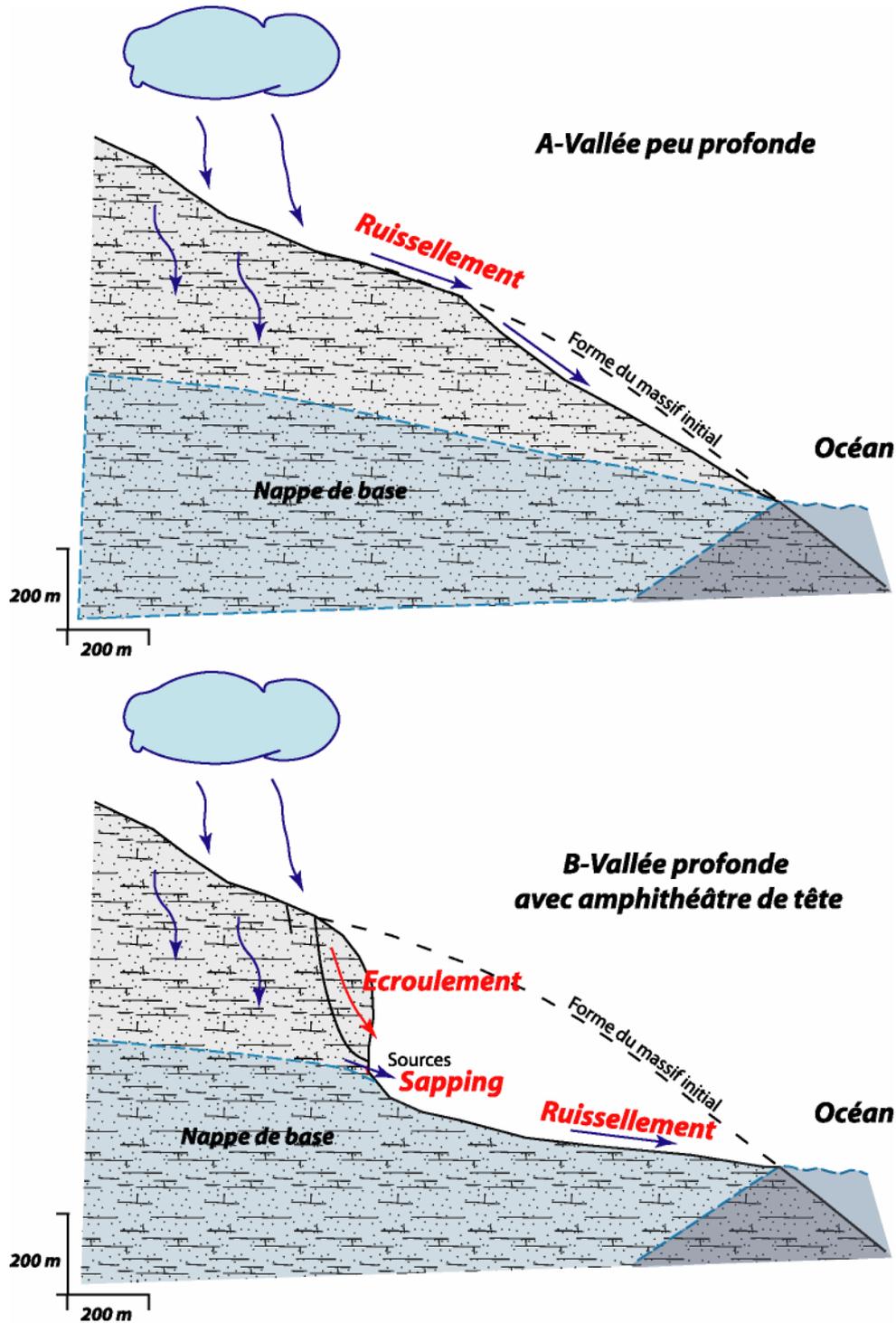


Fig. III-53 : Schéma des processus d'érosion impliqués à l'échelle d'une rivière, modifié de Baker et al. (1990). 1 : Surface topographique initiale ; 2 : Profil d'incision par ruissellement nécessaire à l'initiation des réseaux ; 3 : Profil de rivière où les processus de *sapping* sont présents, il se développe lorsque l'incision par ruissellement a été suffisante pour atteindre un aquifère.

Pour La Réunion, le principe est exactement le même que celui proposé par Baker et al. (1990) à Hawaïi. Seul le système aquifère perché varie légèrement comme nous l'avons déjà vu au chapitre 7. Le modèle hydrogéologique hawaïien propose que les nappes perchées soient issues du confinement

des nappes par des dykes (Peterson and Moore, 1987), alors que dans le modèle réunionnais, les aquifères perchés se développent à la faveur de couches imperméables (cendre, brèches...etc) (Join, 1991).

9.3) CALCUL GLOBAL DE VOLUMES ERODES A PARTIR DU MNT

Il s'agit maintenant de quantifier l'érosion à partir du MNT, dans les cas où le contexte géologique est suffisamment connu et simple pour permettre une interprétation cohérente des résultats.

9.3.1) Méthode utilisée

La quantification de l'érosion passe par le calcul de volume érodé. Pour cela deux approches sont possibles :

- **une approche 2D.** En utilisant des profils, il est possible de reconstituer des volumes érodés à partir des profondeurs d'incision. Nous allons appliquer cette méthode à l'échelle des massifs du Piton des Neiges et de La Fournaise. En extrapolant la paléosurface sur les deux massifs, nous pouvons calculer la différence de hauteur entre les deux profils, point à point, ce qui nous permet d'avoir l'incision moyenne sur l'ensemble du profil. Ce type d'approche a déjà été utilisée à l'échelle de rivières sur Hawaii (Seidl *et al.*, 1994).

- **une approche 3D.** En se servant du MNT, et en recréant les surfaces enveloppes en trois dimensions, nous pouvons retrouver les volumes minimums de matériaux disparus. Cette méthode permet d'obtenir des taux d'érosion à l'échelle des rivières, voire de l'île dans son ensemble. Ce genre d'approche a été utilisée en Nouvelle-Zélande pour l'étude de ravins (Derose *et al.*, 1998).

Pour ces deux approches, nous devons choisir des rivières bien entaillées afin que les erreurs commises lors des approximations des surfaces enveloppes puissent être négligées. C'est pourquoi, nous effectuerons ces traitements principalement sur les trois cirques (Mafate, Salazie, et Cilaos) et sur les grandes ravines (comme par exemple la Rivière des Pluies, la Rivière des Remparts, etc.). Afin d'obtenir des taux d'érosion à l'échelle géologique, nous calons les volumes estimés par rapport aux âges estimés des formations « encaissantes » de la structure de creusement grâce aux datations existantes (Gillot *et al.*, 1994; Gillot and Nativel, 1982; Gillot *et al.*, 1990; Mc Dougall, 1971). Les valeurs obtenues sont des valeurs minimales, car cette approche ne prend en compte ni l'apport éventuel de matériaux « exogènes » au bassin versant, ni la possible augmentation du relief liée à la mise en place d'intrusions.

9.3.2) Résultats et interprétations

Présenter et discutons les principaux résultats : pour l'approche 2D, puis pour celle 3D.

9.3.2.1) Approche en 2 dimensions.

Nous avons réalisé ce type d'approche principalement à l'échelle des massifs (Piton des Neiges et Piton de la Fournaise). Nous avons sélectionné deux grands profils susceptibles de représenter au mieux les structures de ces édifices pour avoir une vision globale de leur taux d'érosion (Figure III-54).

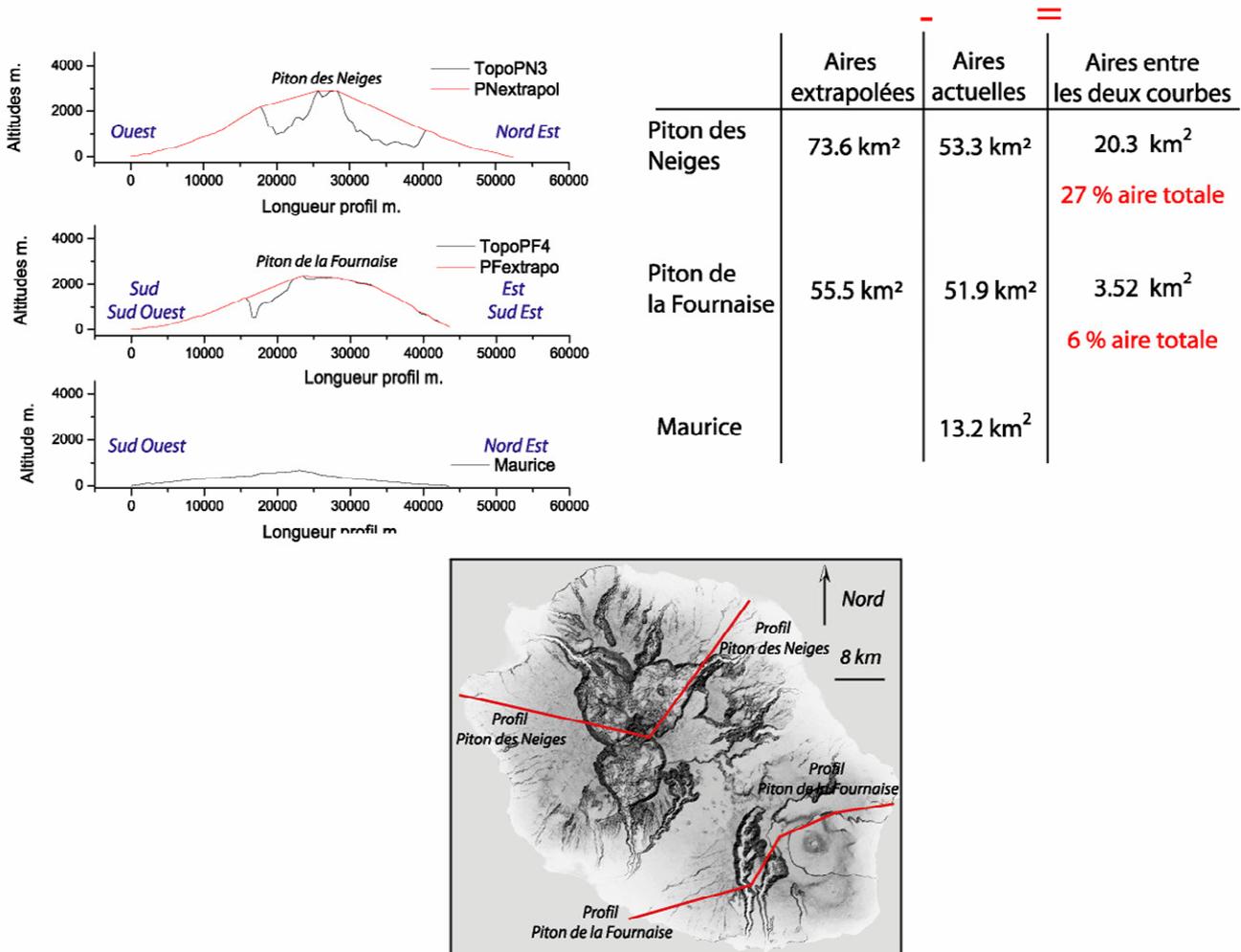


Fig. III-54 : Etude 2D des taux d'érosion à l'échelle des deux massifs de La Réunion, comparaison de leur morphologie avec celle de Maurice.

Cette approche nous permet de proposer un taux d'érosion (démantèlement) à l'échelle globale des massifs de 27 % pour le Piton des Neiges, et de 6 % pour le Piton de La Fournaise. Ces valeurs sont indicatives de l'état de démantèlement des édifices. Nous pouvons aussi comparer la forme globale des édifices réunionnais à celui de Maurice, connu pour être à un stade d'érosion plus avancé. Nous constatons que le profil mauricien est trois fois plus aplati, avec des formations plus vieilles (de l'ordre de 12 Ma). Cette approche en deux dimensions, bien qu'intéressante d'un point de vue global, reste limitée et dépend beaucoup du choix des profils traités. A l'échelle de la rivière, elle peut être utilisée pour reconstituer les taux d'incision. Mais nous lui préférons l'étude 3D qui est plus performante.

9.3.2.2) Approche en 3 dimensions

Il est possible d'étudier les principales incisions des édifices réunionnais en terme de volume grâce à l'utilisation du MNT et d'outils de traitement adaptés. Le traitement du MNT de l'IGN a été effectué sous Mapinfo avec Vertical Mapper et sous Surfer pour les calculs de volumes. Nous avons recréé des « surfaces enveloppes » pour combler chacune des principales incisions de La Réunion et pouvoir ainsi calculer leur volume (Figure III-55).

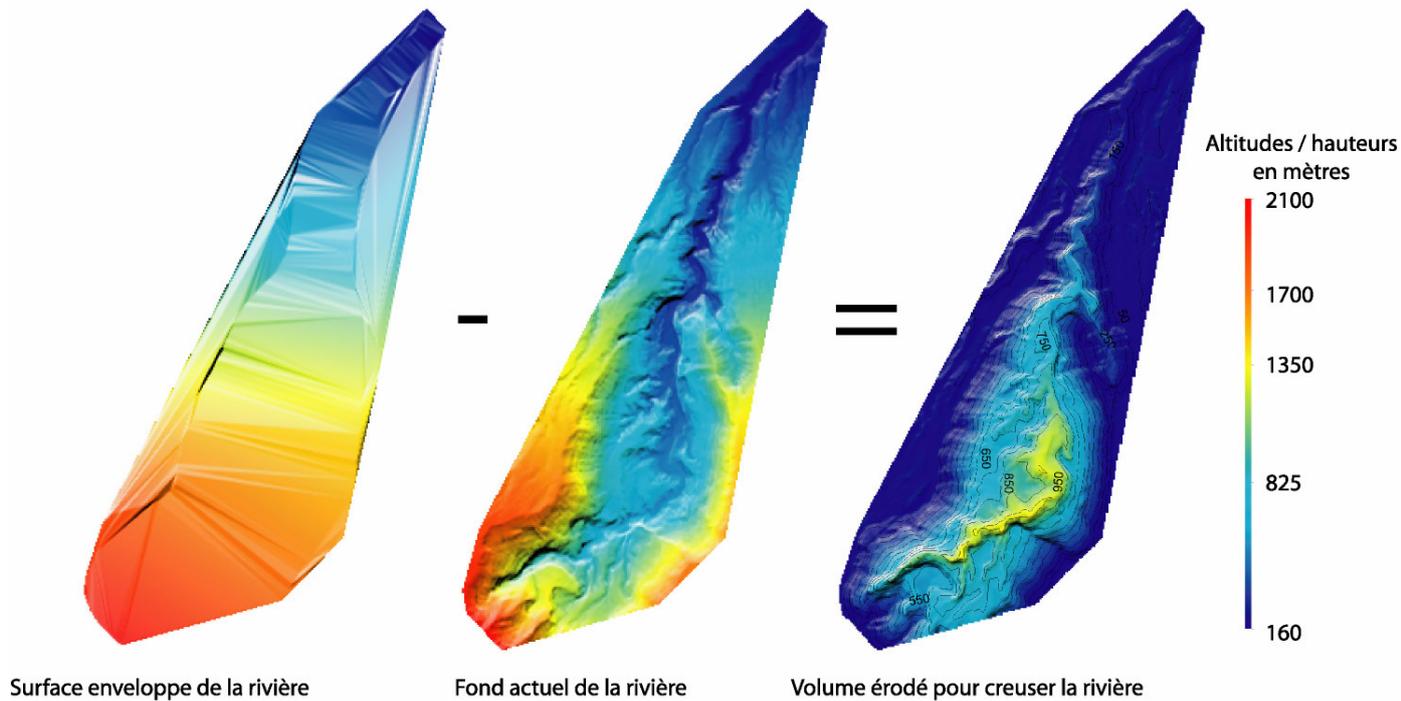


Fig. III-55 : Méthodologie de calcul des volumes incisés.

Les résultats sont synthétisés dans le Tableau III-10. Pour exprimer les volumes calculés en terme d'érosion, dans l'hypothèse d'un creusement simple et continu à l'échelle de temps considérée, il faut connaître l'âge du début d'incision. Or, peu d'informations précises existent sur l'île. Nous avons tout de même proposé des âges pour l'initiation de chacune des rivières étudiées, en nous basant sur les quelques datations disponibles ou en nous référant à la carte géologique et aux âges supposés des principales formations s'y trouvant.

A partir de ces âges de début d'incision estimés, nous avons calculé des taux d'érosion en mètre par 1000 ans (ka) et en centimètre par an afin de faciliter la comparaison avec d'autres études.

Ces principaux résultats montrent des taux d'incision entre 0.2 et 6.7 m.ka⁻¹ qui sont conformes à ceux proposés dans différentes études géologiques à La Réunion (Chevalier et al., 2001; Courteaud, 1996; Garcin et al., 2005; Mairine and Bachèlery, 1997) qui indiquent des taux d'érosion entre 0.5 et 3 m.ka⁻¹.

Il faut noter que les faibles taux calculés correspondent aux rivières dans les formations anciennes. Pour expliquer en partie la faiblesse de ces taux, nous pouvons évoquer : une surestimation de l'âge de ces ravines (liée à un trop faible nombre de datations) ou simplement un ralentissement de l'érosion avec le temps (lorsque les profils s'approchent d'un état d'équilibre). Cette dernière idée soulève le problème de la stabilité du taux d'incision dans le temps. Ainsi, l'évaluation des taux d'incision à partir des volumes reconstitués dépend de l'âge du profil et de son état par rapport à l'équilibre.

Pour les taux les plus forts, en revanche, (Rivière des Remparts et Rivières Langevin) nous savons que 65 ka est l'âge du dernier recreusement de ces rivières, mais qu'il existait auparavant une paléo rivière des Remparts (Mairine and Bachèlery, 1997). Ces zones ont également subi des bouleversements tectoniques importants : caldeira des Remparts et caldeira du Morne Langevin. Ces phénomènes tectoniques peuvent fausser notre interprétation des volumes mesurés. Ces derniers sont calculés à partir de l'hypothèse que ces incisions ne sont dûes qu'à des creusements liés à l'érosion. En

aucun cas nous n'avons pris en compte des éventuels effondrements de type caldeirique. Malgré cette simplification, l'erreur engendrée est largement compensée par la présence dans cette zone d'une production volcanique continue qui a provoqué des comblements partiels de la rivière (c'est le cas par exemple de la coulée récente du Commerson qui nappe le lit de la Rivière des Remparts). Ainsi, les volumes mesurés sont des volumes minima qui peuvent être le résultat d'une succession de creusements comblements par les produits de l'activité volcanique (coulées de laves, ou de pyroclastites).

Localisation	Volumes en km ³	Surfaces en km ²	Incision en km	Âges présumés ka	Taux d'incision cm.ka ⁻¹
Mafate	97.572	111.80	0.873	220	397
Salazie	67.968	93.10	0.730	220	332
Cilaos	88.830	97.60	0.910	220	414
Total des 3 Cirques	248.100	300.50	0.826	220	375
Rivière des Pluies	8.022	23.50	0.341	220	155
Rivière des Remparts	25.626	58.45	0.438	65	675
Grande Ravine	0.201	2.23	0.090	220	41
Bras de la plaine	13.104	36.55	0.359	250	143
Rivière Langevin	9.856	25.19	0.391	65	602
Rivière de l'Est	3.076	12.05	0.255	65	393
Rivière Saint Denis	4.239	15.49	0.274	1000	27
Ravine des Lataniers	1.367	9.04	0.151	1000	15
Ravine Basse Vallée	1.102	7.62	0.145	65	222
Total Erosion	314.69	490.62	0.641		
Caractéristique de La Réunion en entier	2200	2511			
% d'érosion par rapport à l'ensemble	12.5	19.5			

Tableau III-10 : Volumes des principales incisions de La Réunion.

Il nous paraît important à ce stade de la réflexion, de comparer nos résultats avec d'autres valeurs pour en voir la pertinence. C'est ce que nous avons fait dans le Tableau III-11. Nous avons privilégié les valeurs d'incisions dans des formations comparables. Il s'avère que nos valeurs sont plus importantes que celles obtenues pour Hawaii, tout en restant dans le même ordre de grandeur. Il est intéressant aussi de noter le décalage d'une puissance de dix entre les valeurs obtenues par des méthodes de géochimie classique avec 34,3 cm.ka⁻¹ (Louvat, 1997) pour la rivière de l'Est par exemple, contre 393 cm.kans⁻¹ avec notre méthode. Cette différence peut s'expliquer par le champ des processus pris en compte dans les deux méthodes. Ainsi, notre estimation de volume est globale et concerne l'ensemble des processus d'érosion de la rivière (le ruissellement, le sapping et les processus à sec). Elle n'est donc pas influencée par la nature du phénomène impliqué, contrairement à la méthode géochimique qui ne tient compte que de l'érosion fluviale (matière en suspension + dissolution).

Lieu	Taux en cm.kan ⁻¹	Formation	Auteurs
Réunion	15 - 675	basaltique	Cette étude
Réunion	4.7 - 34.3	basaltique	(Louvat, 1997)
Kaui - Hawaii	0.5 - 8	basaltique	(Seidl <i>et al.</i> , 1994)
Kaui - Hawaii	40 - 100	basaltique	(Seidl <i>et al.</i> , 1997)

Virginie USA	6 - 38	sédimentaire	(Howard and Kirby, 1983)
Svalbard Norvège	300	basaltique, sédimentaire	Büdel 1982 dans (Tinkler and Whol, 1998)
Australie SE	0.5-3	basaltique, métamorphique	(Young and Mc Dougall, 1993)

Tableau III-11 : Comparaison des valeurs d'incisions.

Nous avons également calculé, qu'à l'échelle globale la partie aérienne de l'île représente un volume de 2200 km³, pour une circonférence de 235,3 km et une surface de 2511 km². Elle représente 1/32^{ème} du volume total de l'édifice réunionnais, estimé à 75 000 km³ par de Voogd et al. (1999). A partir de ces chiffres et avec nos résultats, qui rassemblent les volumes des principales incisions de l'édifice réunionnais, nous constatons que l'érosion dans sa globalité représente 12,5% du volume de la partie aérienne de La Réunion, dont presque 90 % sur le massif du Piton des Neiges.

9.4) CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DE L'EROSION A PARTIR DU MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN

A partir du MNT de La Réunion au pas de 25 m, nous avons mis en évidence deux points importants :

1- *l'existence de deux types de rivières et ravines* à La Réunion qui ne sont pas issus des mêmes processus d'érosion. Pour cela nous nous sommes servis de l'étude morphologique des profils en long et des ruptures de pentes pour proposer un schéma de fonctionnement des processus de développement des rivières réunionnaises identique à celui d'Hawaii, confirmant ainsi le rôle des écoulements souterrains sur l'érosion proposé dans le Chapitre 7. Nous concluons que l'écoulement souterrain accélère les processus érosifs pour les vallées qui atteignent un aquifère, et crée des morphologies de vallées typiques avec des têtes de vallées importantes, des remparts abrupts des réseaux non dendritiques et des écoulements plus importants.

2- *l'importance des taux d'incision* à La Réunion : calculés dans les vallées les plus importantes de l'île, ils donnent des valeurs entre 0.2 et 6.7 m.ka⁻¹. Ces valeurs sont dix fois supérieures aux valeurs les plus couramment utilisées (Louvat, 1997) qui ne tiennent pas compte de tous les processus d'érosion. De plus, nous retiendrons que ces chiffres, mêmes importants, sont des estimations minimalistes, car l'origine des volumes calculés peut être le résultat de successions de comblements (par la production volcanique) et de creusements. De plus, les vitesses d'incision ne sont pas constantes elles décroissent vraisemblablement lorsque les rivières s'approchent d'un profil d'équilibre.

Conclusions de la troisième partie sur la quantification et les paramètres des vitesses d'érosion

Dans cette troisième partie, nous avons étudié et quantifié les paramètres qui contrôlent les vitesses d'érosion à La Réunion à travers trois approches différentes :

1- la première, expérimentale, à l'aide du **dispositif MERUSA**, nous a permis de mieux appréhender les interactions possibles entre l'écoulement souterrain et l'écoulement de surface. La combinaison du **ruissellement** et du **sapping** n'avait pas jusqu'à présent été observé en laboratoire. Nous avons ainsi mis en évidence l'accélération des vitesses d'érosion grâce à l'action des écoulements souterrains avec des augmentations de ces vitesses, jusqu'à 60 % dans nos modèles.

2- la deuxième, à l'échelle d'un **bassin versant**, nous a permis d'apporter, grâce à l'étude de l'érosion dans la Rivière des Pluies, une valeur minimale annuelle de l'érosion fluviale pour cette rivière de **$2,7 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$** . Nous avons, pour cela, montré que la majorité de l'érosion fluviale à La Réunion se déroulait durant les quelques mois de la saison des pluies, suivant deux modes principaux (un **mode transitoire** et un **mode continu**).

3- enfin la troisième, à partir de **l'étude du MNT de La Réunion** au pas de 25 m, a permis de confirmer l'existence de deux types de morphologies de rivières et ravines à La Réunion, liés aux processus érosifs impliqués (ruissellement et/ou *sapping*). L'étude des volumes incisés sur ces ravines nous a permis de fournir des taux minimum d'incision, à l'échelle géologique à La Réunion, compris entre **0.2 et 6.7 m.ka⁻¹**.

Les chiffres obtenus grâce aux résultats de ces trois approches confirment l'importance des vitesses d'érosion à La Réunion à l'échelle géologique, et montrent à quel point elles sont sous-estimées dans les précédentes études (Gopal, 1992; Louvat, 1997; Raunet, 1991).

Conclusion générale

Les objectifs initiaux de notre travail étaient d'une part d'identifier et d'évaluer les processus d'érosion mécanique sur les îles volcaniques jeunes en général, par l'étude du cas particulier de La Réunion, et d'autre part de quantifier le taux d'érosion à l'échelle géologique, afin de démontrer et expliquer le caractère exceptionnel de l'érosion à La Réunion.

Pour réaliser ces objectifs, notre démarche a combiné plusieurs approches très différentes mais complémentaires qui consistaient à :

- identifier les principaux facteurs contextuels de l'érosion à La Réunion (géologiques et climatiques) et les comparer avec ceux d'autres îles similaires (Hawaii et Canaries) pour mettre en évidence les éventuelles spécificités réunionnaises,
- évaluer les mécanismes d'érosion à partir d'observations de terrain et quantifier les produits associés, pour démontrer l'importance des processus de démantèlement (dépôts d'avalanche de débris) dans l'évolution des édifices volcaniques,
- comprendre les interactions des différents processus de base de l'érosion, grâce à une modélisation analogique et à une étude globale réalisée à partir du MNT pour montrer le rôle des écoulements souterrains dans les processus érosifs (*sapping*),
- mesurer, à l'échelle d'une saison des pluies, la dynamique sédimentaire dans un bassin versant (Rivière des Pluies) pour tenter d'extrapoler ces valeurs d'érosion fluviale à l'échelle géologique,
- et enfin déterminer, à l'échelle de l'île, des taux d'incision calculés à partir de l'étude du MNT.

Les apports importants de ces approches complémentaires sont :

1- l'identification et la description des paramètres qui contrôlent les processus érosifs à La Réunion et sur les îles volcaniques en général. Ces principaux paramètres sont : la géologie, le climat et les interactions entre la production volcanique et le climat.

La géologie contrôle l'érosion de façon passive en l'orientant ou la facilitant :

- (i) par la présence de structures majeures (limites d'édifices, rift zones, limites de caldeiras et glissements de flancs) et/ou
- (ii) par la nature et les caractéristiques des produits volcaniques (rhéologie, stratification, perméabilité, taux d'altération...).

Le climat, lui, joue un rôle actif :

- (i) en apportant de fortes précipitations (cyclones), qui créent un système hydrologique et hydrogéologique primordial au regard des processus d'érosion (phénomène de ruissellement avec du transport solide et phénomènes de *sapping*), et
- (ii) en favorisant l'intensification des processus érosifs, à l'échelle des temps géologiques, par les variations du niveau marin durant certaines périodes de la vie des édifices réunionnais (périodes d'érosion intense sur les Massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise associées à l'eustatisme).

L'interaction de la production volcanique et du climat régit l'importance de l'érosion des édifices volcaniques. Les processus d'érosion seront plus ou moins marqués selon l'ampleur relative de chacun de ces paramètres (production volcanique/climat).

2- la démonstration de l'existence de spécificités géologiques et climatiques à La Réunion.

Ces spécificités sont individuellement peu importantes (précipitations plus fortes, absence de subsidence, rift zones moins marquées), mais ensemble, elles créent sur l'île les conditions idéales à l'expression d'une érosion exacerbée, dont les témoins morphologiques sont des reliefs très entaillés avec des ravines profondes et des cirques uniques.

3- la description de la nature et de la fréquence des produits de l'érosion à La Réunion, à travers une nouvelle classification des produits volcanoclastiques secondaires, qui met en avant l'origine et le mode de transport de ces produits. Celle-ci est basée sur nos observations de terrain qui font ressortir l'importance et le nombre des affleurements de dépôts issus de processus de démantèlement en masse, tels les *slumps* et les avalanches de débris.

4- l'identification des mécanismes de l'érosion à l'origine des grandes vallées de La Réunion, grâce à la modélisation analogique et à l'analyse du MNT de l'île. Les résultats de ces deux méthodes montrent le rôle et les interactions des processus de ruissellement et de *sapping*, parfois associés à des processus de versant de type mouvement en masse (*slump* et écroulement) pour expliquer la formation des rivières et ravines sur les îles volcaniques comme La Réunion. Au niveau des interactions entre ces processus, nous avons constaté, par exemple, que le *sapping* accélère notablement les processus de creusement (jusqu'à 60 % dans nos modèles).

5- la quantification des taux d'érosion avec :

- (i) à l'échelle d'un bassin versant, une valeur minimale annuelle de l'érosion fluviale de l'ordre $3.10^5 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ sur les rivières du même type que la Rivière des Pluies et
- (ii) à l'échelle géologique, des taux minimums d'incision compris entre **0.2 et 6.7 m.ka⁻¹** sur l'ensemble de l'île.

Discussion et perspectives

Notre travail a permis de mieux comprendre et définir les processus d'érosion à La Réunion, ce qui permet d'ouvrir de nouvelles pistes de réflexion. Elle définit les bases des études à réaliser, de façon plus ciblée, pour affiner ce canevas général.

Par exemple, il serait intéressant de pouvoir suivre l'érosion fluviale sur une période de plusieurs années pour différentes rivières dont le mode de fonctionnement semble différent (*sapping* et *sapping*+ruissellement), afin d'y quantifier exactement la part de l'érosion liée au processus de *sapping*. En même temps, il faudrait poursuivre la modélisation analogique de façon plus quantitative et se servir des informations du terrain pour calibrer le modèle et le valider.

Dans une autre optique, il serait également intéressant de rechercher de façon précise les *slumps* dans les cirques. La démonstration de l'existence de ce type de processus sur le Piton des Neiges nous permet de proposer un nouveau schéma d'évolution des cirques. Les îlets accolés à leurs remparts seraient alors les produits de nombreux *slumps* à l'origine du développement en largeur de ces cirques,

eux-mêmes issus vraisemblablement d'une caldeira plus réduite que celle proposée jusque-là. Cette mise en place des îlets pourrait expliquer la forme polylobbée des remparts des cirques correspondant aux cicatrices de glissements successifs de type *slump*. Cette hypothèse expliquerait assez bien d'autres observations comme, par exemple, la quantité de dépôts avec des faciès d'avalanche de débris dans les cirques dont il n'y a pas d'évidence de continuité sous les flancs de l'édifice, ou encore certains pendages inverses au cœur de l'édifice (internes, en opposition aux pendages généralement externes, sur les flancs des édifices volcaniques), comme c'est le cas pour le Piton d'Enchain.

Toutes ces hypothèses nécessitent des confirmations de terrain, mais elles montrent l'intérêt de bien cerner les processus d'érosion de ce type afin qu'ils ne soient pas négligés dans la reconstitution de l'évolution globale des édifices volcaniques comme le Piton des Neiges, où l'érosion est intense.

Bien entendu, l'hypothèse de généralisation du *slumping* comme processus majeur dans l'évolution des édifices volcaniques ne doit pas minimiser l'importance des grands glissements de flanc comme celui de Saint-Gilles. Compte-tenu de l'ampleur de ces événements, ils doivent avoir, a fortiori, une occurrence plus faible que les *slumps* sur la partie aérienne de l'île, même s'ils sont très présents sur les pentes sous-marines de l'édifice avec parfois des superpositions de plusieurs événements (Oehler *et al.*, 2004).

La formation de grandes structures que sont les cirques, ne peut s'expliquer exclusivement par des avalanches de débris imbriquées. En effet, sur le terrain, il n'y a pas d'évidence de ces événements. De plus, les résultats de notre travail démontrent que l'érosion fluviale grâce au *sapping* et aux *slumps* sont des mécanismes qui engendrent des creusements importants, compatibles avec la formation de cirques.

En conclusion, il est clair que notre vision de l'érosion, sur la partie aérienne de l'île, est faussée, car cette partie ne représente qu' $1/32^{\text{ème}}$ de l'édifice réunionnais complet : la majorité des produits d'érosion ayant été arrachée de la partie aérienne, à la faveur de crues exceptionnelles ou de grands glissements. C'est pourquoi, l'approche de l'érosion et du démantèlement des édifices volcaniques comme La Réunion doit être faite à une échelle beaucoup plus grande, en tenant compte des dépôts présents dans la partie sous-marine. Il est fort probable qu'alors, les taux d'érosion devront être revus à la hausse pour pouvoir expliquer le démantèlement complet d'un édifice comme celui des Alizés, sous le Piton de la Fournaise ou de ceux probables sous le Piton des Neiges (Lénat *et al.*, 2001), en si peu de temps à l'échelle géologique.

Références Bibliographiques

2003. Atlas de La Réunion. Edition Université de La Réunion / INSEE, 141 pp.
- Arvidson, R. et al., 1994. Climatic, eustatic, and tectonic controls on Quaternary deposits and landforms, Red Sea coast, Egypt. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12175-12190.
- Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique, 215 pp.
- Bachèlery, P., 1995. Quelques Réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, La Réunion. Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Rapport Quadriennal 1991-1994: 107-112.
- Bachèlery, P., 2004a. Evolution of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes, construction and destruction by flank-collapse event and caldera Edifice Dynamics - Basaltic Volcanism - Seismology - Workshop on Réunion Island - St Pierre (La Réunion) -IPG Paris, Piton de la Fournaise Volcano Observatory (PFVO), and La Réunion University.
- Bachèlery, P., 2004b. Geological evolution of La Réunion. European workshop on Edifice Dynamics, Basaltic Volcanism and seismology – May 2004 – La Réunion.
- Bachèlery, P. and Chevallier, L., 1982. Carte volcano-structurale du massif de la Fournaise au 1/50000 avec notice explicative. Publication Institut de Physique du Globe de Paris.
- Bachèlery, P., Labazuy, P. and Lénat, J.-F., 1996. Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 323(II): 475-482.
- Bachèlery, P. and Lénat, J.-F., 1993. Le Piton de la Fournaise. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 163: 221-229.
- Bachèlery, P. and Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0,53Ma. *Volcanisme de La Réunion-Monographie J.F. Lénat Ed.:* 213-242.
- Bachèlery, P. and Montaggioni, L.F., 1983. Morphostructure du flanc oriental du volcan de la Fournaise, île de La Réunion (Océan Indien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 297(II): 81-84.
- Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M. and Savin, C., 2003. Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(2): 125-140.
- Baker, V.R., Kochel, R.C., Laity, J.E. and Howard, A.D., 1990. Spring sapping and valley network development. *Geological Society of America Special Paper - Chapitre 11*, 252: 235-265.
- Barcelo, A., 1996. Analyse des mécanismes hydrologiques en domaine volcanique insulaire tropical à relief jeune. Massif de La Fournaise (île de La Réunion). Thèse de l'Université de La Réunion: 266.
- Bard, E. et al., 1996. Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 23(12): 1473-1476.
- Bargeas, A., Roche, P.A. and Thiéry, D., 1984. Analyse régionale des apports mensuels de très forte variabilité dans le temps et dans l'espace : exemple de l'île de la Réunion. *Société Hydrotechnique de France - Groupe Pluviométrique:* 1-10.

- Billard, G. and Vincent, P.M., 1974. Cartes géologiques de la France - La Réunion en 4 feuilles au 1/ 50 000 + Notice. BRGM.
- Blum, M.D. and Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea level change : a review and look forward. *Sedimentology*, 47(Suppl.1): 2-48.
- Bonneville, A., 1990. Structure de la lithosphère. Le volcanisme de La Réunion - Monographie. J.-F. Lénat Ed., Publication du Centre de Recherches Volcanologiques de Clermont Ferrand: 1-18.
- Borgia, A., Ferrari, L. and Pasquarè, G., 1992. Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of mount Etna. *Nature*, 357: 231-235.
- Bret, L., 2002. Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges : Modélisation et implication hydrogéologiques, 183 pp.
- Bret, L., Fèvre, Y., Join, J.-L., Robineau, B. and Bachèlery, P., 2003a. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island) : overview and geological hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123: 25-41.
- Bret, L., Join, J.-L., Legal, X., Coudray, J. and Fritz, B., 2003b. Argiles et zéolites dans l'altération d'un volcan bouclier en milieu tropical (Le Piton des Neiges, La Réunion). *Comptes Rendus Géosciences*, 335(14): 1031-1038.
- BRGM, 2001. Base de Données sur les mouvements de terrain de La Réunion.
- Bussière, P., 1958. Etude géologique de l'île de La Réunion.
- Bussière, P., 1967. Carte géologique de La Réunion à l'échelle 1/100 000. Service de la carte géologique de la France (avec 25 pages de notice explicative). 25.
- Camoin, G.F. et al., 1997. Holocene sea level changes and reef development in the southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs*, 16: 247-259.
- Cantagrel, J.-M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M. and Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*, 27(8): 739-742.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary islands : an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 225-241.
- Carracedo, J.C., 1996. Morphological and structural evolution of the western Canary islands : hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends ? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72: 151-162.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 1-19.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1988. Volcanic Successions, modern and ancient, a Geological Approach to Processes, Products and Successions, 293-330 pp.
- Charleux-Demargne, J., 2001. Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'Hydrologie. Application à la caractérisation du régime de crue des bassins versants. Thèse de l'Université de Marne la Vallée: 259.
- Chevalier, P., Hébert, A., Kaufmant, T. and Moyen, J.F., 2001. Cartographie de l'aléa "érosion des sols" à La Réunion - Phase 1 : caractérisation et cartographie (1/100 000 à 1/50 000) des phénomènes érosifs.
- Chevallier, L., 1979. Structure et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de La Réunion. Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes - Océan Indien Occidental., 187 pp.
- Chevallier, L. and Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de La Réunion-Océan Indien occidental. *Bulletin volcanologique*, 44(4): 723-741.

- Chevallier, L. and Vatin-Perignon, N., 1982. Volcano structural evolution of Piton des Neiges. (Reunion Island - Indian Ocean). *Bulletin of Volcanology*, 45(4): 285-298.
- Clague, D.A. and Dalrymple, G.B., 1987. The Hawaiian-Emperor volcanic chain - Part I - Geologic evolution. *Volcanism in Hawaii - Volume 1 - U. S. Geological Survey Professional Paper*, 1350: 5-54.
- Clément, J.-P. et al., 2002. Epiclastic deposits and "horseshoe-shaped" calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120: 87-101.
- Cochonat, P. et al., 1990. Importance des dépôts gravitaires dans la mise en place d'un système volcano-sédimentaire sous-marin (Volcan de la Fournaise, Ile de la Réunion). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 311(II): 679-686.
- Colonna, M., 1994. Chronologie des variations du niveau marin au cours du dernier cycle climatique (0-140 000 ans) dans la partie sud occidentale de l'Océan Indien. *Implications paléoclimatiques et paléocéanographiques*, 233 pp.
- Coque, R., 2002. *Géomorphologie. Collection cursus - Géographie. Sixième édition. Editions Armand Colin, Paris*, 503 pp.
- Courteaud, M., 1996. Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du massif de La Fournaise par la méthode audio-magnétotellurique., 212 pp.
- Courteaud, M., Ritz, M., Robineau, B., Join, J.-L. and Coudray, J., 1997. New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano (Reunion Island). *Journal of Hydrology*, 203: 93-100.
- Courtillot, V. et al., 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 80: 361-374.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. and Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 295-308.
- Coussot, P., 1996. Les laves torrentielles. *Connaissances à l'usage du praticien. Etudes - Equipements pour l'eau et l'environnement. Editions CEMAGREF*, 23, 177 pp.
- Coussot, P. and Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40: 209-227.
- Couvert, B., Lefort, P., Peiry, J.-L. and Belleudy, P., 1999. La gestion des rivières - Transport solide et atterrissements : guide méthodologique. *Les études des agences de l'Eau*, 65: 92.
- Crave, A. et al., 2000. Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and chemistry of the earth (A)*, 25(6-7): 549-553.
- Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J., Sokoutis, D., Bodet, L., Compagnon, R., 2000. Analogue modelling of relief dynamics. *Phys. Chem. Earth (A)*, 25(6-7): 549-553.
- Crosta, G. and di Prisco, C., 1999. On slope instability induced by seepage erosion. *Can. J. Geotech.*, 36: 1056-1073.
- Custodio, E., 1978. *Geohidrologia de terrenos e islas volcanicas*, 303 pp.
- Day, S.J., 1996. Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. *Volcano instability on the earth and other planets*, Edited by Mc Guire W. J. Jones A. P. & Neuberg J. - *Geological Society Special Publication*, 110: 77-93.
- de Voogd, B. et al., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity : Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research*, 104(B2): 2855-2874.
- Defos du Rau, J., 1959. *Le relief de l'île de La Réunion*. Bordeaux, 319 pp.
- Defos du Rau, J., 1960. *L'île de La Réunion- Etude de géographie humaine*.

- Delmonte, B. et al., 2004. Comparing the Epica and Vostok dust records during the last 220,000 years: stratigraphical correlation and provenance in glacial periods. *Earth-Science Reviews*, 66(1-2): 63.
- Deniel, C., 1990. Le magmatisme du Piton des Neiges. *Volcanisme de La Réunion-Monographie J.F. Lénat Ed.:* 115-143.
- Derose, R.C., Gomez, B., Marden, M. and Trustum, N.A., 1998. Gully erosion in Mangatu forest, New Zealand, estimated from digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 1045-1053.
- Derruau, M., 1965. *Précis de géomorphologie*. Masson et C^{ie}. Paris, 4^{ème} édition, 415 pp.
- Descloitres, M., Robineau, B., Courteaud, M. and Ritz, M., 1997. Electrical structure beneath the collapsed eastern flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. Implications to the quest for groundwater. *Water Resources Research*, 33(1): 13-19.
- Ducreux, J.-M., 2001. Contribution à la cartographie de l'aléa "érosion pluviale superficielle agricole" à La Réunion, analyses de méthodologies existantes.
- Duncan, R.A., 1981. Hotspot in the southern oceans. An absolute frame of reference for motion of the Gondwana continent. *Tectonophysics*, 74: 24-42.
- Duncan, R.A., Backman, J. and Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through Tertiary time : initial results from the ocean drilling program, Leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36: 193-198.
- Duncan, R.A. and Hargraves, R.B., 1990. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of basement rocks from the Mascarene Plateau, the Chagos Bank, and the Maldives Ridge. *Proc. scientific results, ODP, Leg 115, Mascarene Plateau*, 115: 43-51.
- Dunne, T., 1990. Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. *Geological Society of America Special Paper*, 252: 1-28.
- Eaton, L.S., Morgan, B.A., Kochel, R.C. and Howard, A.D., 2003. Role of Debris Flows in Long-term Landscape Denudation in the Central Appalachians of Virginia. *Geology*, 31(4): 339-342.
- Elsworth, D. and Voight, B., 1996. Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. *Volcano instability on the earth and other planets*, Edited by Mc Guire W. J. Jones A. P. & Neuberg J. - *Geological Society Special Publication*, 110: 45-53.
- EPICA, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429(10 June 2004): 623-628.
- Fèvre, Y., Bret, L., Odon, O., Arnaud, N. and Bachèlery, P., 2003. New insights on Mafate - Saint Gilles debris avalanche deposits (westward Piton des Neiges volcano - Réunion Island) *Proceeding EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003*.
- Fèvre, Y., Bret, L., Robineau, B. and Join, J.-L., 2001. A newly discovered debris avalanche deposit, Rivière des Pluies breccias, northern Réunion Island., *Abstracts of EUG XI, Strasbourg*.
- Fèvre, Y., Saint-Ange, F., Bonnet, S., Crave, A. and Robineau, B., 2004a. Role of groundwater flow in oceanic volcanoes evolution: experimental modelling and application to La Reunion Island., *Proceeding IAVCEI 2004, Pucon, Chili*.
- Fèvre, Y., Saint-Ange, F. and Robineau, B., 2004b. Erosive assessment and sediment transport during rain season in a deep shield volcano valley: Rivière des Pluies case in La Réunion Island (Indian Ocean). *Réunion des Sciences de la Terre 2004, Strasbourg*.
- Flageollet, J.-C., 1989. *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Paris., 224 pp.
- Fleming, K., Johnston, P., Yokoyama, Lambeck, K. and Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the last glacial maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 327-342.

- Folio, J.-L., 2001. Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : Apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier., 148 pp.
- Fretzdorff, S., Paterne, M., Stoffers, P. and Ivanova, E., 2000. Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bulletin of Volcanology*, 62: 266-277.
- Furon, R., 1972. *Eléments de paléoclimatologie*. Librairie Vuibert, 216 pp.
- Garcin, M. and Cruchet, M., 2001. Evaluation des ressources en matériaux rocheux exploitables dans le lit de la Rivière des Remparts - Ile de La Réunion - Justification de dragages d'entretien dans le lit de la rivière. Rapport BRGM, RP 51305-FR2001 SGR/REU29: 42.
- Garcin, M., Poisson, B. and Pouget, R., 2005. High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Réunion Island, Indian Ocean). *Geomorphology*, 67(3-4): 335-350.
- Garcin, M. and Pouget, R., 2003. Etude diagnostic du transport solide et de l'évolution du fond du lit de la Rivière des Pluies, Ile de La Réunion. Rapport BRGM, RP-52841-FR: 48.
- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knick point and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-673.
- Gasparini, A., Custodio, E., Fontes, J.C., Jimenez, J. and Nuñez, J.A., 1990. Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquifères en terrain volcaniques sous climat semi-aride (Armuga, Gran Canaria, Iles Canaries). *Journal of Hydrology*, 114: 61-91.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B. and Mitchell, N.C., 2001. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105: 107-119.
- Giambelluca, T.W., Nullet, M.A. and Schroeder, T.A., 1986. *Rainfall atlas of Hawai'i*, Departement of Land and Natural Ressources State of Hawai'i, Honolulu.
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C. and Nativel, P.-E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3-4): 291-302.
- Gillot, P.Y. and Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13: 131-146.
- Gillot, P.Y., Nativel, P. and Condomines, M., 1990. *Géochronologie du Piton de la Fournaise. Volcanisme de La Réunion-Monographie J.F. Lénat Ed.: 243-256.*
- Glicken, H., 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *Sedimentation in Volcanic settings*, SEPM Special Publication, 45: 99-106.
- Gopal, A., 1992. *Recherches en géomorphologie dynamique actuelle à La Réunion : le ruissellement et l'érosion pluviale sur parcelles expérimentales et bassins versant.*, 483 pp.
- Gulick, V.C., 2001. Origin of the valley networks on Mars : a hydrological perspective. *Geomorphology*, 37: 241-268.
- Hack, J.T., 1957. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U.S. Geological survey professional paper, 294B: 45-94.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, 1(4): 421-429.
- Hancock, G. and Willgoose, G., 2001. Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: declining equilibrium landforms. *Water Resources Research*, 37 (7): 1981-1992.

- Haurie, J.-L., 1987. Géodynamique des cirques de La Réunion, implications géotechniques et stabilité des versants., 283 pp.
- Helming, K., Römken, M.J.M., Prasad, S.N. and Sommer, H., 1999. Erosional development of small scale drainage networks. *Process Modelling and Landform Evolution, Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, 78: 123-145.
- Herrero-Bervera, E., Cañon-Tapia, E., Walker, G.P.L. and Guerrero-Garcia, J.C., 2002. The Nuuanu and Wailau giant landslides : insights from paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129: 83-98.
- Higgins, C.G., 1982. Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars. *Geology*, 10: 147-152.
- Higgins, C.G. and Coates, D.R., 1990. Groundwater geomorphology - The role of subsurface water in earth surface processes and landforms. *Geological Society of America Special Paper*, 252: 368.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V. and Lahitte, P., 2003. Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 277-289.
- Hoareau, J.-L., 2001. Etude de la minéralisation des eaux naturelles de la série magmatique différenciée de La Réunion. *Approches expérimentale et numérique.*, 215 pp.
- Howard, A.D., 1965. Geomorphological systems - equilibrium and dynamics. *American Journal of Science*, 263: 302-312.
- Howard, A.D., 1988a. Equilibrium models in geomorphology, *Modelling Geomorphological Systems*, edited by M.G. Anderson, New York, Wiley and Sons., pp. 49-72.
- Howard, A.D., 1988b. Groundwater sapping experiments and modeling, *Sapping Features of the Colorado Plateau*, edited by A.D. Howard, R. C. Kochel, and H. R. Holt, NASA, pp. 71-83.
- Howard, A.D., 1988c. Introduction : Groundwater Sapping on Mars and Earth, *Sapping Features of the Colorado Plateau*, edited by A.D. Howard, R. C. Kochel, and H. R. Holt, NASA, pp. 1-5.
- Howard, A.D. and Kirby, G., 1983 Channel changes in badlands. . *Geological Society of America Bulletin*, 94: 739- 752.
- Howard, A.D. and Kochel, R.C., 1988. Introduction to cuesta landforms and sapping processes on the Colorado Plateau, *Sapping Features of the Colorado Plateau*, edited by A.D. Howard, R.C. Kochel, and H. R. Holt, NASA, pp. 6-56.
- Howard, A.D. and McLane III, C.F., 1988. Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Research*, 24: 1659-1674.
- Howard, A.D. and Selby, M.J., 1994. Rock Slopes. *Geomorphology of Desert Environments*. Edited by A. D. Abrahams and A. J. Parsons. Published by Chapman & Hall, London., Chapitre 7: 123-172.
- Howard, A.D., William, E.D. and Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99: 13971-13986.
- Hurlimann, M., Garcia-Piera, J.O. and Ledesma, A., 2000. Causes and mobility of large volcanic landslides : application to Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103: 121-134.
- Iverson, R.M., 1995. Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4): 295-308.
- Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35(3 / August 1997): 245–296.

- Iverson, R.M. and Major, J.J., 1986. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization. *Water Resources Research*, 22: 1543-1548.
- Join, J.-L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, 187 pp.
- Join, J.-L., 2004. Identification des systèmes aquifères du volcanisme océanique. HDR, Université de La Réunion: 48.
- Join, J.-L. and Coudray, J., 1993. Caractérisation géostructurale des émergences et typologies des nappes d'altitudes en milieu volcanique insulaire (Ile de La Réunion). *Geodynamica Acta*, 6(4): 243-254.
- Jouzel, J., 2003. Climat du passé (400 000 ans) : des temps géologiques à la dérive actuelle - Past climate (the last 400 ka): from geological times to future climate change. *Comptes Rendus Géosciences*, 335(6-7): 509-524.
- Juvik, J.O. and Nullet, D., 1994. A climate transect through tropical montane rain forest in Hawaii. *Journal of Applied Meteorology*, 33: 1304-1312.
- Karatson, D., Thouret, J.C., Moriya, I. and Lomoschitz, A., 1999. Erosion calderas : origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61: 174-193.
- Kieffer, G., 1979. Aperçu sur la volcanologie de l'île de La Réunion. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(XXI-4): 419-425.
- Kieffer, G., 1990. Evolution dynamique et structurale récente (Phase IV) du Piton des Neiges (Ile de la Réunion, Océan Indien). *Volcanisme de La Réunion-Monographie J.F. Lénat Ed.*: 163-185.
- Kliche, C.A., 1999. Rock slope stability. Society for mining, metallurgy, and exploration, Inc. (SME), 253 pp.
- Kluska, J.-M., 1997. Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans. Thèse de l'Université de Paris Sud - Centre d'Orsay: 93.
- Kochel, R.C., Howard, A.D. and McLane, C., 1985. Channel networks developed by groundwater sapping in fine-grained sediments: Analogs to some Martian valleys. in *Models in Geomorphology* edited by M. J. Woldenberg, Allen and Unwin, Concord, Mass.: 313- 341.
- Koons, D., 1955. Cliff retreat in the southwestern United States. *American Journal of Science*, 253: 44-52.
- Krastel, S. et al., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. 106(B3): 3977-3997.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Volcano instability on the earth and other planets*, Edited by Mc Guire W. J. Jones A. P. & Neuberg J. - Geological Society Special Publication, 110: 295-306.
- Lacroix, A., 1936. Le volcan actif de l'île de La Réunion et ses produits. Ed. Gauthier Villars - Paris, 297 pp.
- Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique., 155 pp.
- Lague, D., Davy, P. and Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Physics and chemistry of the earth (A)*, 25(6-7): 543-548.
- Laity, J.E. and Malin, M.C., 1985. Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 203-217.
- Langenheim, V.A.M. and Clague, D.A., 1987. The Hawaiian-Emperor volcanic chain : Stratigraphic framework of volcanic rocks of the Hawaiian Islands. *Volcanism in Hawaii - Volume 1 - U. S. Geological Survey Professional Paper*: 55-84.

- LCHF, 1981. Monographie de la Rivière des Pluies entre la Ravine du Bachelier et la mer.
- Le Friant, A., 2001 Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles : origines et conséquences. Thèse de l'Université Paris VII - I.P.G.P. : 278
- Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D.B. and Labazuy, P., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bulletin of Volcanology*, 62: 75-89.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B. and Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research*, 106(B5): 8645-8663.
- Lénat, J.-F., Vincent, P. and Bachèlery, P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano, Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean): structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36: 1-36.
- Lénat, J.F. and Labazuy, P., 1990. Morphologies et structures sous-marines de la Reunion. *Volcanisme de La Réunion-Monographie J.F. Lénat Ed.*: 43-74.
- Lerebourg, P., 1987. Etude du forage du Grand Brûlé (Piton de la Fournaise, île de La Réunion) : lithostratigraphie, pétrologie, minéralogie primaire et secondaire. Conséquences sur l'évolution volcano-structurale du massif du Piton de La Fournaise., 198 pp.
- Lipman, P., Lockwood, J.P., Okamura, R.T., Swanson, D.A. and Yamashita, K.M., 1985. Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1276: 45.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B. and Gutmacher, C.E., 1988. The giant submarine Alika debris slide, Mona Loa, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 02-avril(B5): 4279-4299.
- Lobkovsky, A.E., Jensen, B., Kudrolli, A. and Rothman, D.H., 2004. Threshold phenomena in erosion driven by subsurface flow. *Journal of Geophysical Research*, 109: 1-10.
- Lopez, D.L. and Williams, S.N., 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science*, 260: 1794-1796.
- Louvat, P., 1997. Etude géochimique de l'érosion fluviale d'îles volcaniques à l'aide des bilans d'éléments majeurs et traces, 322 pp.
- Luo, W., 2001. LANDSAP : a coupled surface and subsurface cellular automata model for landform simulation. *Computers and Geosciences*, 27: 363-367.
- Mac Donald, G.A., Abbott, A. and Cox, D.C., 1983. *Volcanoes in the sea, the geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, 517 pp.
- Mac Donald, G.A. and Abbott, A.T., 1979. *Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, 517 pp.
- Mac Donald, I. and Chamalaun, F.H., 1969. Isotopic dating and geomagnetic polarity studies on volcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1419-1442.
- Maillot, E., 1999. Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques : île de La Réunion, Océan Indien. Approche structurale et expérimentale, 289 pp.
- Mairine, P. and Bachèlery, P., 1997. Un grand épisode érosionnel dans l'histoire ancienne du Piton de la Fournaise (île de La Réunion). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série IIA - Earth and Planetary Science*, 325(4): 243-249.
- Malengreau, B., 1995. Structure profonde de La Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques. Thèse de l'Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II, 355 pp.

- Marti, J., Hürlimann, M., Ablay, G.J. and Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25: 879-882.
- Mc Dougall, I., 1964. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaii Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 107-128.
- Mc Dougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35: 261-288.
- McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 35: 261-288.
- McGuire, W.J., 1996. Volcano instability : a review of contemporary themes. *Volcano instability on the earth and other planets*, Edited by Mc Guire W. J. Jones A. P. & Neuberg J. - Geological Society Special Publication, 110: 1-23.
- McGuire, W.J., Murray, J.B., Pullen, A.D. and Saunders, S.J., 1991. Ground deformation monitoring at mount Etna : evidence for dyke emplacement and slope instability. *J. Geol. Soc. Lond.*, 148: 577-583.
- McMurtry, G.M., Watts, P., Fryer, G.J., Smith, J.R. and Imamura, F., 2004. Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology*, 203: 219-233.
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania.
- Mehl, K.W. and Schmincke, H.U., 1999. Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 105-134.
- Mohamed-Abchir, A., 1996. Les cendres de Bellecombe : un événement explosif majeur dans le passé récent du Piton de la Fournaise, Ile de La Réunion, 186 pp.
- Montaggioni, L.F., 1978. Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien Occidental), 217 pp.
- Montaggioni, L.F., 1981. Les variations relatives du niveau marin à l'île Maurice (Océan Indien) depuis 7000 ans. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t.293(IIa): 833-836.
- Montgomery, D.R. et al., 1996. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature*, 381: 587-588.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science*, 255: 826-830.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1994. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. *Process Models and theoretical Geomorphology*. Edited by M.J. Kirkby - John Wiley and sons Ltd(Chap. 11): 221-246.
- Montgomery, D.R. and Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29(12): 3925-3934.
- Moore, J.G., 1964. Giant submarine landslides on the Hawaiian ridge. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 501(D): 95-98.
- Moore, J.G., 1970. Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii. *Bulletin volcanologique*, 34(Fasc.2): 562-576.
- Moore, J.G., 1987. Subsidence in the Hawaiian Ridge., *Volcanism in Hawaii - Volume 1 - U. S. Geological Survey Professional Paper*, pp. 85-100.
- Moore, J.G. et al., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12): 17465-17484.
- Moore, J.G. and Normark, W.R., 1994. Giant Hawaiian landslides. *Annual Review in Earth and Planetary Sciences*, 22: 119-144.

- Nassor, H., 2001. Contribution à l'étude du risque volcanique sur les grands volcans boucliers basaltiques : le Karthala et le Piton de la Fournaise, 218 pp.
- Nicolas, A., 1990. Les montagnes sous la Mer. Editions BRGM, 187 pp.
- Oehler, J.-F., Labazuy, P. and Lénat, J.-F., 2004. Recurrence of major flank landslide during the last 2-Ma history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology*, 66: 585-598.
- Ollier, C., 1988. *Volcanoes*. Basil Blackwell Inc., 221 pp.
- ORE, 1998. Eléments de synthèse du transport solide à La Réunion.
- Pain, C.F. and Ollier, C.D., 1995. Inversion of relief - a component of landscape evolution. *Geomorphology*, 12: 151-165.
- Palmer, B.A., Alloway, B.V. and Neall, V.E., 1991. Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand - Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows, Sedimentation in Volcanic settings, SEPM Special Publication, pp. 89-98.
- Paris, R., 2002. Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des Iles Canaries (Espagne), 373 pp.
- Pelletier, J.D., 2003. Drainage network evolution in the Rainfall Erosion Facility: Dependence on initial conditions. *Geomorphology*, 53: 183-196.
- Peterson, D.W. and Moore, R.B., 1987. Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii, Volcanism in Hawaii - Volume 1 - U. S. Geological Survey Professional Paper, pp. 149-189.
- Phillips, L.F. and Schumm, S.A., 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15: 813-816.
- Pomerol, C. and Renard, M., 1989. *Eléments de Géologie*. Armand Colin Ed., 9ième édition: 616.
- Quételard, H. and Chantrelle, F., 1999. *Bulletin climatologique*. Météo France - Direction interrégionale de La Réunion: 97.
- Rad, S., Gaillardet, J., Louvat, P., Bourdon, B. and Allègre, C.J., 2005. Weathering process on tropical volcanics islands (Guadeloupe, Martinique and Réunion) by using U-series, Goldschmidt Conference Abstracts 2005 - The Earth's Weathering Engine.
- Raff, D.A., Ramirez, J.A. and Smith, J.L., 2004. Hillslope drainage development with time: a physical experiment. *Geomorphology*, 62 169-180.
- Rançon, J.-P., 1982. Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de La Réunion., 224 pp.
- Rançon, J.-P., 1987. Mise en évidence par forage d'une chambre magmatique ancienne à l'aplomb de la zone orientale du Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion). Implications volcanologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 304(II): 55-60.
- Rançon, J.-P., Rocher, P., Auge, T. and Nativel, P., 1988. Pétrologie de deux complexes intrusifs lités de l'île de La Réunion. Implications volcano-structurales. *Géologie de la France*, 2(3): 135-156.
- Raunet, M., 1991. Le milieu physique et les sols de l'île de La Réunion. Conséquences pour la mise en valeur agricole. CIRAD - Région Réunion, 438 pp.
- Renwick, W.H., 1977. Erosion caused by intense rainfall in a small catchment in New York State. *Geology*, 5: 361-364.
- Reubi, O. and Hernandez, J., 2000. Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France) : evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 271-286.
- Rey, J., 1997. *Stratigraphie*. Terminologie Française.
- Righter, K., 1997. High bedrock incision rates in the Atenguillo river valley, Jalisco, western Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 337-343.
- Riser, J., 1999. *Le Quaternaire*. Géologie et milieux naturels. Dunod, Paris, 320 pp.

- Rivals, P., 1950. Histoire géologique de l'île de La Réunion.
- Robineau, B., Courteaud, M., Ritz, M. and Descloîtres, M., 1997. Electromagnetic investigations of aquifers in the Grand Brûlé coastal area of Piton de la Fournaise volcano, Reunion island. *Groundwater*, 35(4): 585-592.
- Rocher, P., 1988a. Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges, île de La Réunion. Etude détaillée du cirque de Salazie.
- Rocher, P., 1988b. Nouveau schéma d'évolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges (Ile de La Réunion). *Géologie de la France*, 2(3): 157-162.
- Rocher, P., 1990. Evolution structurale du massif du Piton des Neiges. *Volcanisme de La Réunion-Monographie J.F. Lénat Ed.*, 145-161 pp.
- Sanderson, M., 1993. Prevailing trade winds, weather and climate in Hawaii. University of Hawaii Press, Honolulu.
- Savin, C., Ritz, M., Join, J.-L. and Bachèlery, P., 2001. Hydrothermal system mapped by CSAMT on Karthala volcano, Grande Comore Island, Indian Ocean. *Journal of Applied Geophysics*, 48: 143-152.
- Schlich, R., 1975. Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Hors série(6): 103.
- Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.J. and Kauahikaua, J.P., 1996. Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island : Kilauea volcano area, Hawaii. *Water Resources Research*, 31(12): 3525-3537.
- Schorghofer, N., Jensen, B., Kudrolli, A. and Rothman, D.H., 2004. Spontaneous channelization in permeable ground: theory, experiment, and observation. *J. Fluid Mech.*, 503: 357-374.
- Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279-294.
- Schumm, S.A. and Lichty, W., 1965. Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, 263: 110-119.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P. and Weaver, W.E., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley and Sons, New York, 413 pp.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E. and Kirchner, J.W., 1994. Longitudinal Profile development into bedrock : an analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology*, 102: 457-474.
- Seidl, M.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Hudson and Dietrich, W.E., 1997. Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(3): 195-209.
- Selby, M.J., 1982. Controls on the stability and inclinations of the hillslopes formed on hard rock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7: 449-467.
- Selby, M.J., 1994. Hillslope sediment transport and deposition, *Sediment transport and depositional processes* Edited by Kenneth Pye - Backwell scientific publications, pp. 61-86.
- Shepherd, R.G. and Schumm, S.A., 1974. Experimental study of river incision. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 257-268.
- Siebert, L., 1996. Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 119: 541-572.
- Siebert, L., Glicken, H. and Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49: 435-459.
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models : stream power and the influence of sediment supply, *Rivers over rocks : fluvial processes in bedrock channels*. Geophysical Monograph 107 AGU, pp. 237-260.
- SOGREAH, 1999. Programme Répartemal de Recherche en Eau 1994 -Secteur Ste Marie - Ste Suzanne.

- Soler, O., 1997. Atlas climatique de La Réunion. Météo France - Direction interrégionale de La Réunion: 79.
- Stearns, H.T., 1946. Geology of the Hawaiian Islands. Hawaii Division of hydrography Bulletin, 8: 105.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, 63: 1117-1142.
- Takahashi, T. and Tsujimoto, H., 2000. A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 98: 91-115.
- Tibaldi, A., 1996. Mutual influence of dyking and collapses at stromboli volcano, Italy. Volcano instability on the earth and other planets, Edited by Mc Guire W. J. Jones A. P. & Neuberg J. - Geological Society Special Publication, 110: 55-63.
- Tilling, R.I. and Dvorak, J.J., 1993. Anatomy of a basaltic volcano. Nature, 363: 125-133.
- Tinkler, K. and Whol, E., 1998. A primer on bedrock channels, Rivers over rocks : fluvial processes in bedrock channels. Geophysical Monograph 107 AGU, pp. 1-18.
- Tricart, J., 1968. Rôle geomorphologique du volcanisme, Précis de géomorphologie. Tome I Géomorphologie structurale, pp. 261-299.
- Troadec, R., 1991. Courantologie et sédimentologie des baies de Saint-Paul et de La Possession à l'île de La Réunion, 217 pp.
- Ui, T. and Glicken, H., 1986. Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. Bulletin of volcanology, 48: 189-194.
- Upton, B.G.J. and Wadsworth, W.J., 1965. Geology of Reunion Island, Indian Ocean. Nature, 207: 151-154.
- Upton, B.G.J. and Wadsworth, W.J., 1972. Aspects of magmatic evolution on Reunion Island. Phil. Trans. R. Soc. London A., 271: 105-130.
- Van Wyk de Vries, B. and Borgia, A., 1996. The role of basement in volcano deformation. Volcano instability on the earth and other planets, Edited by Mc Guire W. J. Jones A. P. & Neuberg J. - Geological Society Special Publication, 110: 95-110.
- Vincent, P. and Kieffer, G., 1978. Hypothèse sur la structure et l'évolution du Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion) après les éruptions de 1977, 6^{ème} R.S.T. Orsay, pp. 404.
- Voight, B., Glicken, H., Jandar, R.J. and Douglass, P.M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of may 18th, The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1250: 347-378.
- Walker, G.P.L., 1986. Koolau dike complex, Oahu : Intensity and origin of a sheeted-dike complex high in a hawaiian volcanic edifice. Geology, 14: 310-313.
- Walker, G.P.L., 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. Pacific Sciences, 44(4): 315-347.
- Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. . Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94 21-34.
- Watts, A.B. and Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. Bulletin of Volcanology, 63: 8-19.
- Wentworth, C.K., 1927. Principles of stream erosion in Hawaii. Journal of Geology, 36(5): 385-410.
- Willgoose, G. and Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. Earth Surface Processes and Landforms, 23: 611-623.
- Young, R. and Mc Dougall, I., 1993. Long-term landscape evolution : early miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia. Journal of Geology, 101: 35-49.

LISTE DES ANNEXES

Annexe I-1 : Calcul des duretés de surface sur les formations de La Réunion.....	2
Annexe II-1 : Publication sur les produits et mécanismes d'érosion a La Réunion.....	4
Annexe II-2 : Terminologie française des termes anglo-saxons de l'érosion	5
Annexe II-3 : Datations des bois trouvés dans les coulées de débris de la Rivière des Pluies et du Bras de Sainte Suzanne	6
Annexe III-1 : Propriétés du sable basaltique utilisé pour la modélisation.....	7
Annexe III-2 : Résultats obtenus avec MERUSA (vitesses de remontée du front d'érosion) ...	8
Annexe III-3 : Référence du point GPS du Barachois	10
Annexe III-4 : Pluies mensuelles normales et pluies de janvier, février, mars et avril 2004 à La Réunion.	12
Annexe III-5 : Principales caractéristiques des rivières et des ravines de La Réunion.....	13

ANNEXE I-1 : CALCUL DES DURETES DE SURFACE SUR LES FORMATIONS DE LA REUNION

Les mesures ont été effectuées en se basant sur la norme AFNOR P18-417 de décembre 1999 : *Béton – mesure de la dureté de surface par rebondissement à l'aide d'un scléromètre.*

Nous avons utilisé un scléromètre (Figure 1) dont la gamme de mesure est comprise entre 10 et 70 MPa, celui ci permet de faire des essais in situ sans destruction des formations.

Mode de fonctionnement du scléromètre : une masselotte chargée par ressort se projette sur une tige de percussion métallique en contact avec la surface à mesurer. La hauteur de rebond de la masselotte est lue sur une échelle graduée, fixée sur l'appareil. La valeur mesurée I_s (en MPa) correspond à l'indice sclérométrique.



Figure 1 : Scléromètre pour roches

Nous pouvons transformer cet indice (I_s en MPa) en résistance à la compression (R_m en $N.mm^{-2}$ ou $kg.cm^{-2}$) d'après la courbe d'étalonnage (Figure 2). Le passage des $N.mm^{-2}$ vers les $kg.cm^{-2}$ s'effectue avec la formule $1 N.mm^{-2} = 10.196 kg.cm^{-2}$.

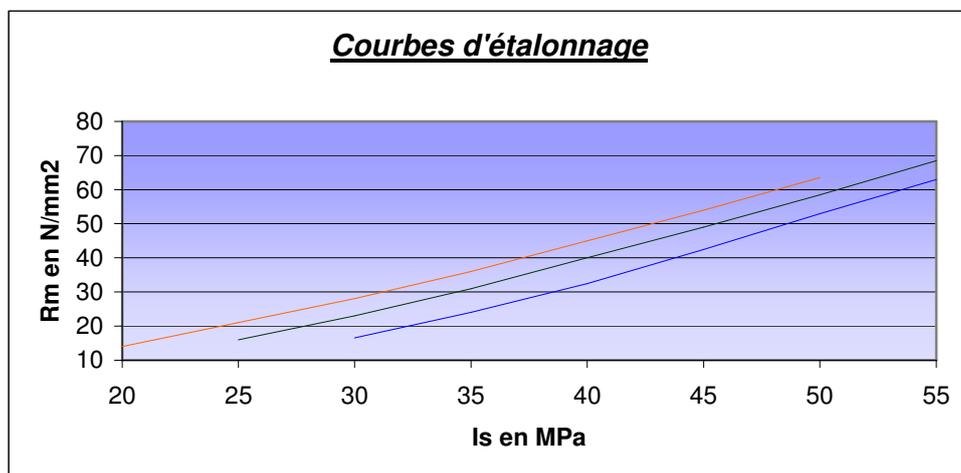


Figure 2 : Courbes d'étalonnage en fonction de la position du scléromètre

Mesures :

Nature des Formations	Brèches d'avalanche de débris	Basalte à Olivine.	Mugéarite	Pyroclastite	Altérite	Basalte altéré en boule	Coulée de débris	Basalte à zéolites et olivine
Mesures\Lieu	Saint Gilles	Saint Gilles	Boucan canot	Grand Hazier	Sainte Suzanne	Sainte Suzanne	Rivière des Pluies	Rivière des Pluies
1	19	62	62	13	<10	10	18	24
2	28	45	59	12	<10	13	15	18
3	18	24	61	12	<10	11	28	16
4	13	40	67	14	<10	10	14	22
5	25	32	64	14	<10	11	21	14
6	17	28	65	13	<10	12	18	13
7	12	28	54	15	<10	10	34	18
8	19	30	56	19	<10	14	16	18
9	27	44	72	11	<10	10	18	18
10	18	38	71	12	<10	14	28	50
11	24	32	66	16	<10	11	38	44
12	14	28	64	12	<10	13	17	32
13	23	47	52	11	<10	14	37	46
14	16	54	48	24	<10	15	12	26
15	18	44	58	20	<10	10	21	36
16	19	32	64	11	<10	15	19	20
17	30	48	56	11	<10	13	13	12
18	16	36	56	13	<10	10	37	38
19	17	33	60	12	<10	10	31	20
20	12	46	61	19	<10	14	18	24
21	13	28	60	19	<10	10	20	25
22	14	33	50	14	<10	26	22	27
23	18	28	62	12	<10	10	30	23
24	19	40	68	13	<10	11	14	11
25	14	32	70	16	<10	24	19	46
26	14	28	69	11	<10	14	23	28
27	24	36	70	17	<10	16	20	29
28	18	31	54	14	<10	11	27	28
29	16	38	66	12	<10	10	20	18
30	23	34	58	11	<10	10	26	24
Médiane	18	33.5	61.5	13	<10	11	20	24
N/mm2	2.1	34.9	78.7	-	-	-	5.6	12.7
Kg/cm2	21.6	355.6	802.5	-	-	-	57.5	129.3

Au cours de ces mesures, nous avons constaté une grande variabilité de l'indice sclérométrique (Is), liée aux hétérogénéités naturelles des formations. Is est influencé par différents facteurs comme : la quantité et la taille des vacuoles dans les formations, le degré d'altération des formations, l'abondance de certains minéraux (e.g. les zéolites), et l'abondance des fractures dans la formation. Pour les altérites de Ste Suzanne, leur altération est telle que la dureté de surface est en deçà du seuil de mesure. Pour les pyroclastites et les basaltes altérés, les valeurs obtenues ne sont pas dans la courbe d'étalonnage, ce qui ne permet pas le passage d'Is à Rm.

ANNEXE II-1 :

PUBLICATION SUR LES PRODUITS ET MECANISMES D'EROSION A LA REUNION

*Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island):
overview and geological hazard.*

Laurent Bret, Yannick Fèvre, Jean-Lambert Join, Bernard Robineau, Patrick Bacèhelery

Journal of Volcanology and Geothermal Research, 123, (2003), p. 25-41

ANNEXE II-2 :

TERMINOLOGIE FRANÇAISE DES TERMES ANGLLO-SAXONS DE L'ÉROSION

Les termes utilisés dans notre travail sont traduits de l'anglais en utilisant le tableau de correspondance des termes suivant :

<i>Termes français</i>	<i>Termes anglo-saxons</i>
Bombement	Bulging
Chute / Ecoulement	Fall
Basculement	Topple
Affaissement / Effondrement	Subsidence
Glissement	Slip / Slide
Glissement rotationnel	Slump
Eboulement (catastrophique)	Rock fall avalanche / Flowslide / Rock fall / Debris flow
Coulées de débris, de boue	Debris flow, Mudflow
Avalanche de débris	Debris avalanche
Lave torrentielle	Debris flow

Correspondance des termes anglo-saxons et des termes français(Flageollet, 1989)

- **Avalanche de débris / Dépôts d'avalanche de débris** : phénomène de glissement de grande ampleur (pluri kilométrique) qui affecte les flancs des édifices volcaniques. Les dépôts bréchiques associés présentent deux pseudo-faciès appelés « faciès matrice » et « faciès bloc » dans lesquels il y aura des traces de transport à sec (blocs broyés, figure de cisaillement, jigsaw cracks...etc)

-**Ecoulement / Eboulement / Dépôts de talus** : Ces deux phénomènes sont des mécanismes similaires de chute de pierre sans transport des produits qui restent au pied de la zone source. L'éboulement est un processus continu, ce terme est utilisé généralement pour des pierres ou des blocs qui tombent isolément, leur accumulation est souvent appelée éboulis. En revanche l'écroulement sera le terme utilisé quand il s'agit de chute soudaine d'une masse rocheuse qui en se détachant d'une paroi ou d'un versant très raide, tombe en se désorganisant.

-**Glissement rotationnel/ Slump** : le mouvement s'apparente à une rotation de la masse glissée autour du centre d'un cercle dont un arc représente la surface de glissement. Ce phénomène a une importance intermédiaire entre les avalanches de débris et les écoulements. Il conserve les structures des formations initiales mais avec un broyage important lié au transport à sec, les dépôts résultant présenteront des caractéristiques similaires à celles d'un faciès proximal de dépôts d'avalanche de débris.

-**Lave torrentielle /Coulée de débris / Dépôts de coulée de débris** : ce sont des phénomènes intermédiaire entre les crues et les glissement de terrains, ils sont liés au transport fluvial en régime torrentielle des forte quantité de matériaux (50 à 70%), constitué d'un mélange de boue et de roches, extrêmement complexe et varié. A La Réunion les termes les plus représentés de ces laves torrentielles sont les coulées de débris qui forment des dépôts de coulée de débris. Ces dépôts sont des brèches comportant plus de 50% d'éléments centimétriques à décimétriques.

ANNEXE II-3 :

DATATIONS DES BOIS TROUVES DANS LES COULEES DE DEBRIS DE LA RIVIERE DES PLUIES ET DU BRAS DE SAINTE SUZANNE

Echantillons	R Number	NZA	$\delta^{13}\text{C}$	Radiocarbon Age	$\delta^{14}\text{C}$	$\Delta^{14}\text{C}$	Percent Modern
RPGE (avant le Grand Eboulis 400 m d'altitude)	28705/3	21163	-25.67	7758 ± 45 BP	-622.3 ± 2 ‰	-621.8 ± 2 ‰	37.82 ± 0.2
RPH1 (section amont 190 m d'altitude)	28705/4	21164	-24.45	5823 ± 40 BP	-518.2 ± 2.3 ‰	-518.8 ± 2.3 ‰	48.12 ± 0.23
Bras de Sainte Suzanne 1 (conflu. B Merles)	28870/1	22206	-27.22	1630 ± 30 BP	-192.8 ± 2.8 ‰	-189.1 ± 2.8 ‰	81.09 ± 0.28
Bras de Sainte Suzanne 2 (conflu. B Merles)	28870/2	22207	-24.37	1724 ± 30 BP	-197.4 ± 2.8 ‰	-198.5 ± 2.8 ‰	80.15 ± 0.28
Bras de Sainte Suzanne 3 (Amont)	28870/3	22208	-23.89	28170 ± 220 BP	-970.2 ± 0.8 ‰	-970.2 ± 0.8 ‰	2.98 ± 0.08

Calibration for NZA 22206

2 sigma interval is 350 AD to 535 AD 1600 BP to 1415 BP (94.9% of area)

1 sigma interval is 400 AD to 431 AD 1550 BP to 1519 BP (36.9% of area)

Calibration for NZA 22207

2 sigma interval is 239 AD to 405 AD 1711 BP to 1545 BP (98.0% of area)

1 sigma interval is 255 AD to 382 AD 1695 BP to 1568 BP (87.1% of area)

Calibration for NZA 21163

CALIBRATED AGE in terms of confidence intervals (Smoothing parameter: 1)

2 sigma interval is 6661 BC to 6466 BC 8610 BP to 8415 BP (97.3% of area)

1 sigma interval is 6640 BC to 6499 BC 8589 BP to 8448 BP (84.5% of area)

Calibration for NZA 21164

CALIBRATED AGE in terms of confidence intervals (Smoothing parameter: 1)

2 sigma interval is 4792 BC to 4549 BC 6741 BP to 6498 BP (98.1% of area)

1 sigma interval is 4722 BC to 4664 BC 6671 BP to 6613 BP (40.1% of area)

plus 4639 BC to 4612 BC 6588 BP to 6561 BP (15.7% of area)

Références utilisées :

-AMS Results:

Age, delta-14C, DELTA-14C and absolute per cent Modern are as defined by Stuiver and Polach Radiocarbon 19: 355-363 (1977)

-Calibration:

1998 Atmospheric delta 14C and radiocarbon ages from: Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v.d. Plicht, J., and Spurk, M. 1998, Radiocarbon 40(3):1041-1083

ANNEXE III-1 :

PROPRIETES DU SABLE BASALTIQUE UTILISE POUR LA MODELISATION

Le sable que nous utilisons est une poudre de basalte fournie par la société SCPR. (Société de Concassage et de Préfabrication de la Réunion). C'est un matériau disponible assez facilement. Sur celui-ci nous avons effectué des mesures de granulométrie et de perméabilité.

1-La granulométrie : c'est la moyenne des résultats obtenus 4 échantillons d'environ 260 grammes chacun. Ces échantillons ont simplement subi un passage à l'étuve à 50 °C pendant 30 minutes pour éviter tout problème lors du tamisage à sec. Nous avons utilisé une colonne de tamisage CONTROLAB et la série de tamis allant du N° 17 au 32 (Figure AIII-1/1).

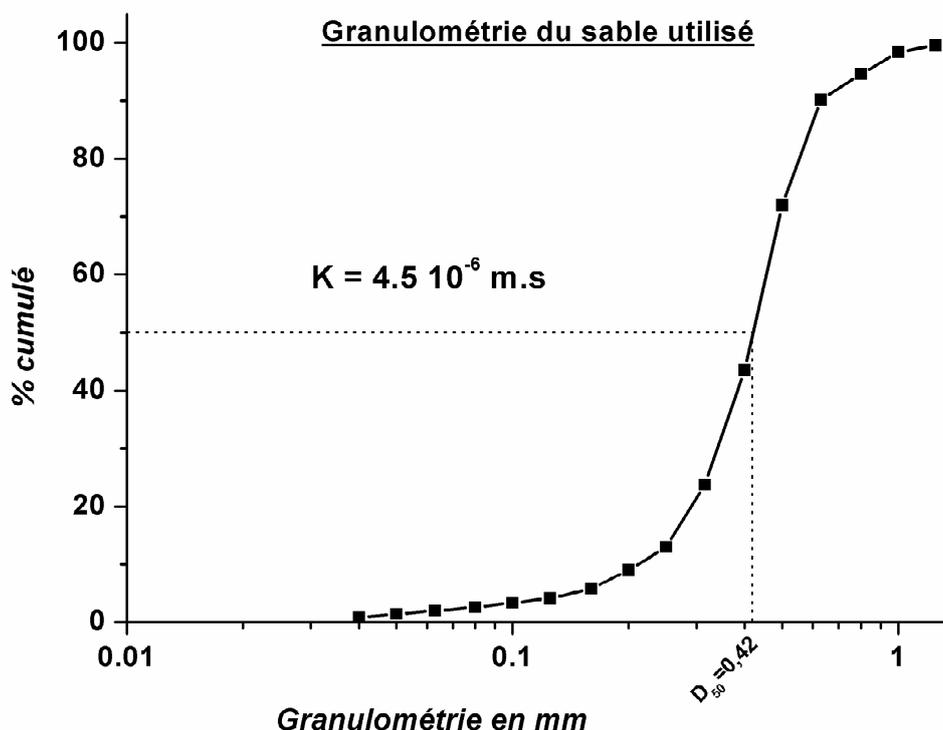


Fig. AIII-1/1 : Courbe granulométrique moyenne pour les quatre échantillons.

La majorité des grains de ce sable ont une taille comprise entre 0,2-0,6 mm, ce qui le place dans la famille des sables fins d'après le code granulométrique général.

2-Les paramètres hydrauliques : nous avons effectué des mesures de perméabilité sur 5 échantillons indépendants de 1000 cm³ de sable à l'aide d'un perméamètre à eau de laboratoire, de type CONTROLAB répondant au projet de norme NF X30-441. Les valeurs de perméabilité obtenues varient entre $4,1 - 4,46 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$, ce qui confère à notre sable les propriétés d'un matériau semi perméable. De plus nous avons déterminé que la porosité totale moyenne pour les quatre échantillons était de 40 %.

Petits Modèles

PM	V				V				Diff. Vitesse
	Temps min.	17/06/2004			07/07/2004			V	
	Pluie		Moyenne PMP	Pluie+Injection		Moyenne PMP	%		
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0	0	
5	2.7	1.3	0.8	1.6	12.9	3.4	4.1	6.8	
10	--	--	--	--	--	--	--	--	
15	4.8	2.9	2.1	3.3	14.1	8.9	10.9	11.3	
20	--	--	--	--	--	--	--	--	
30	9.7	3.5	3.8	5.7	18	11.5	15.2	14.9	
35	--	--	--	--	--	--	--	--	
50	10.3	4.8	5.7	6.9	20.6	14.2	17.4	17.4	
55	--	--	--	--	--	--	--	--	
70	10.3	5.0	9.3	8.2	28.4	20.8	24.1	24.4	
80	--	--	--	--	--	--	--	--	
85	--	--	--	--	--	--	--	--	
100	10.3	5.0	12.1	9.1	30.7	30.6	32	31.1	
130	10.3	5.0	13.6	9.6	30.9	32.8	33.7	32.5	
160	10.3	5.0	14.9	10.1					
190	10.3	5.1	15.4	10.3					
220	10.3	5.0	15.1	10.1					
							Moyenne %	68.2	

PM	Plat				Plat				Diff. de Vitesse
	Temps min.	16/06/2004			01/07/2004			Plat	
	Pluie		Moyenne PMP	Pluie+Injection		Moyenne PMP	%		
0	0	0	0	0.0	0	0	0	0.0	
5	2.3	2.9	0.3	1.8	2.9	2.6	3.7	3.1	
10	2.8	3	2.2	2.7					
15					4.5	5.4	5.2	5.0	
20	3.6		2.7	3.2					
30	3.9	3.9	3.3	3.7	5.5	6.4	6.1	6.0	
35	--	--	--	--	--	--	--	--	
50	4.2	4.6	4.3	4.4	6.4	7.4	6.6	6.8	
55	--	--	--	--	--	--	--	--	
70	4.4	4.7	4.5	4.5	6.6	8.1	6.9	7.2	
80	--	--	--	--	--	--	--	--	
85	--	--	--	--	--	--	--	--	
100	5.1	5.4	7.1	5.9	7.3	9.9	8.4	8.5	
130	5.1	5.5	7	5.9	8	10.4	9.7	9.4	
160	5.4	5.6	7.7	6.2	9.4	11.4	10.5	10.4	
190	6.1	6.5	7.8	6.8	9.8	11.3	11.5	10.9	
220	6.3	6.9	8.3	7.2	9.6	11.5	12	11.0	
							Moyenne %	37.0	

ANNEXE III-3 : REFERENCE DU POINT GPS DU BARACHOIS

SAINT-DENIS XI

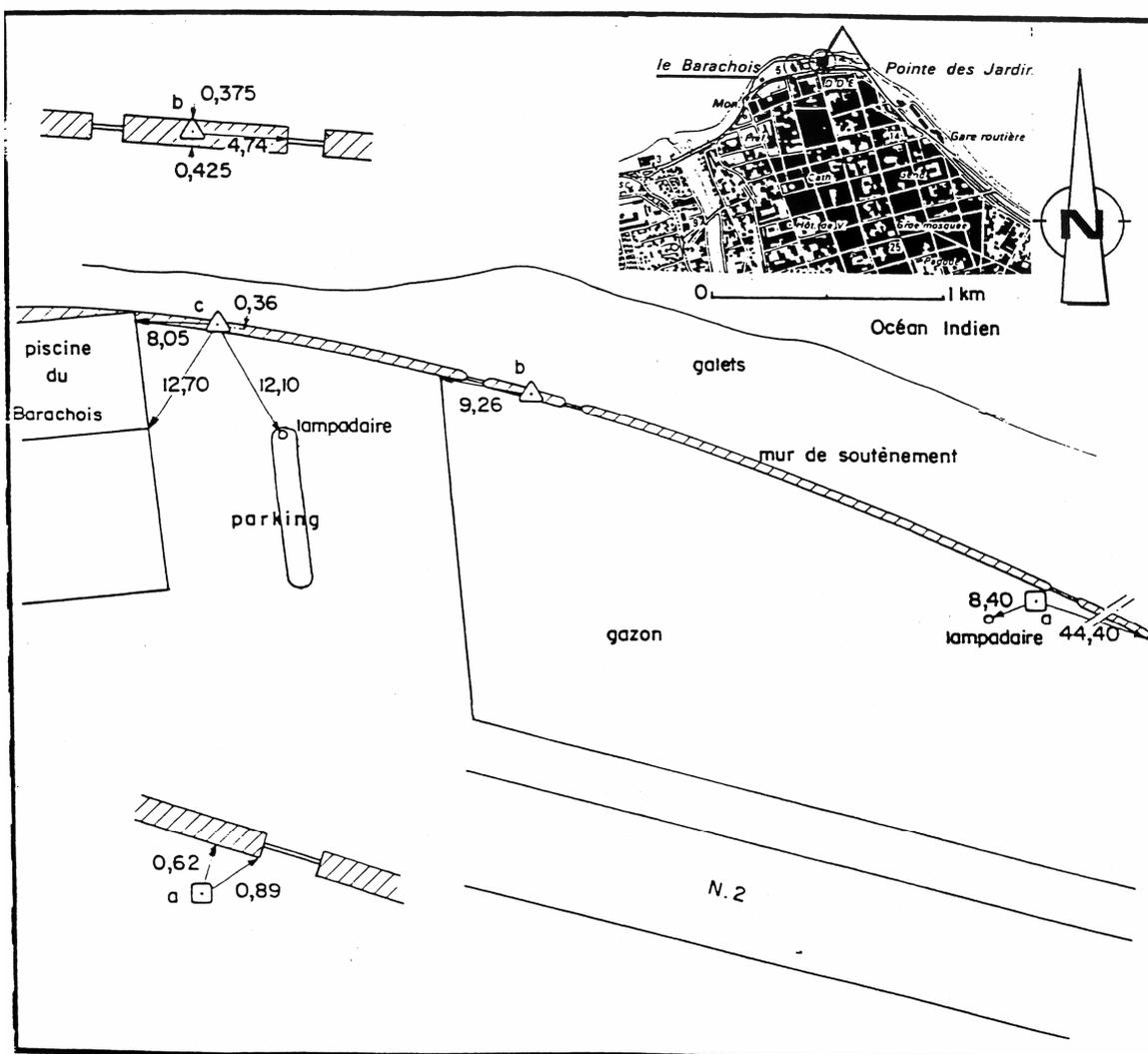
9741111

Lieu dit : Le Barchois.

Orientement au sol à partir de la borne : Saint-Denis J : clocher : base croix.

Situation topo : 0.6 km N.N.E de la cathédrale de Saint-Denis.

Accès : Tout véhicule.



Copyright IGN 1992

SAINT-DENIS XI**9741111**

ILE : REUNION

Département d'outre-mer : REUNION Commune : SAINT-DENIS

Feuilles au 1/25000

4402RT : SAINT-DENIS CIRQUES DE MAFATE ET DE SALAZIE

Nature des repères

- a) Borne IGN 1992 : Repère en bronze scellé (station GPS 1992)
 b) Mur de soutènement : Repère bronze GM scellé (1992)
 c) Mur de soutènement : Repère d'arpentage

Coordonnées tridimensionnelles géographiques

Système géodésique : **RGR92 (RESEAU GEODESIQUE DE LA REUNION 1992)**

Ellipsoïde : IAG GRS 1980

repère	longitude	latitude	he	CX
a	55°27'02"8955	-20°52'19"0592	8.300	12
b	55°27'01"112	-20°52'18"702	9.00	30
c	55°27'00"136	-20°52'18"728	8.90	30

CX : 12 : DETERMINATION SPATIALE GEODESIQUE : PRECISION < 5 PPM
 30 : RATTACHEMENT PAR MESURES TOPOMETRIQUES

Coordonnées planes et altitudes

Système géodésique : **REUNION - PITON DES NEIGES (IGN 1992)**

Ellipsoïde : INTERNATIONAL-HAYFORD 1909

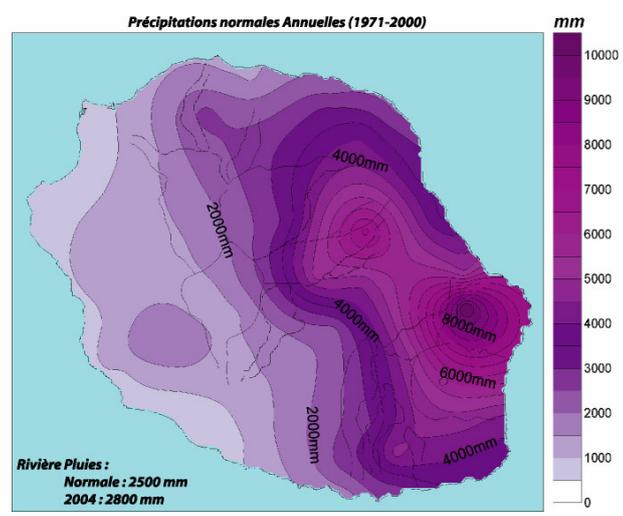
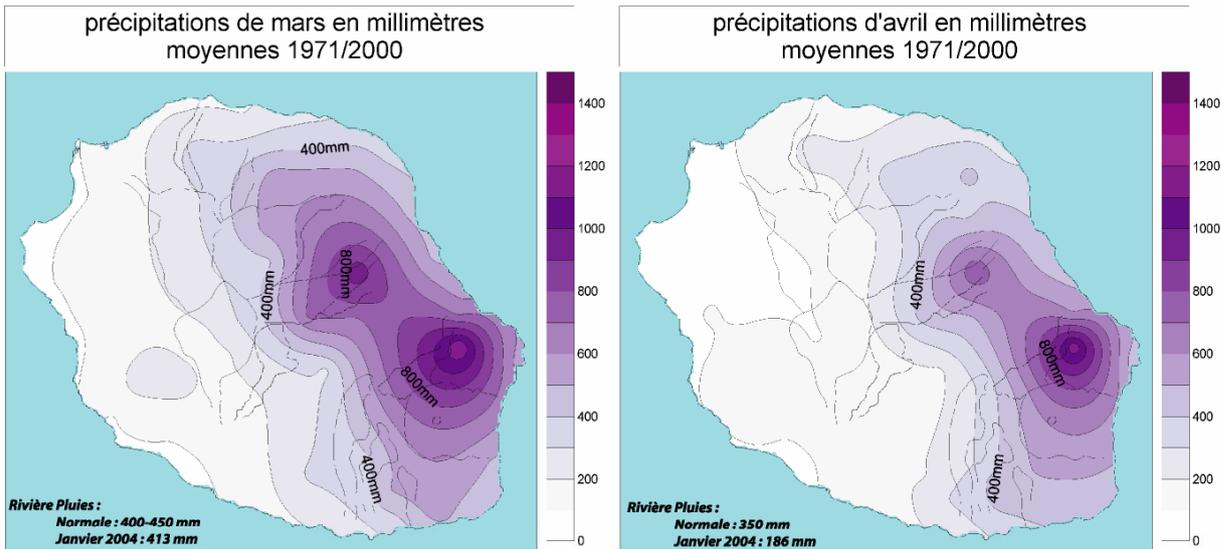
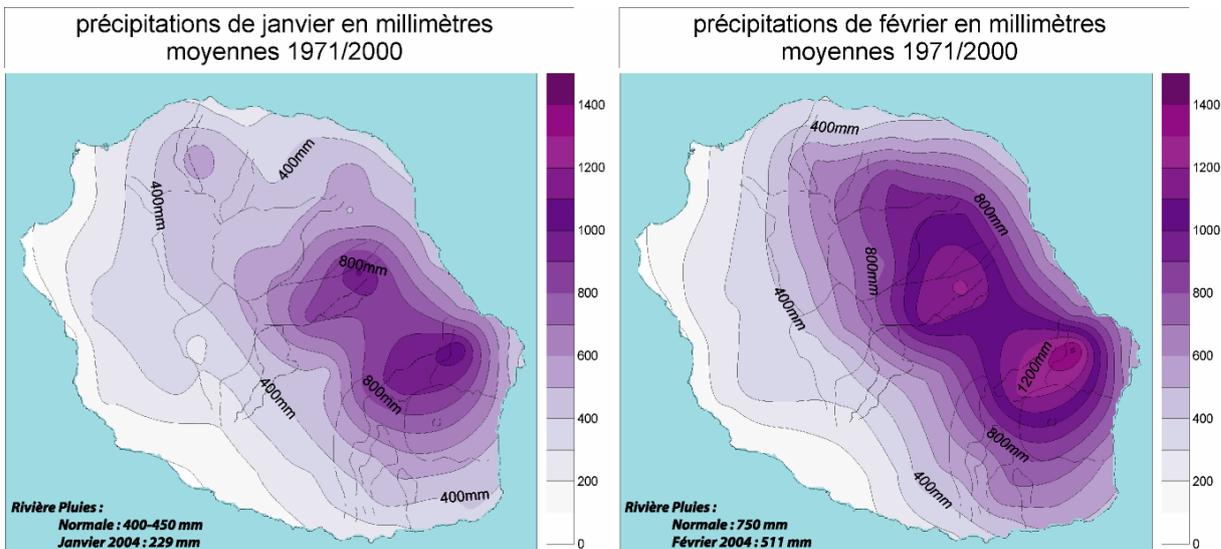
Projection : GAUSS LABORDE REUNION

Système altimétrique : **IGN 1989 (REUNION)**

repère	E	N	CP	H	CH
a	152026.672	78470.475	22	5.42	03
b	151975.13	78481.47	30	6.11	03
c	151946.91	78480.63	30	6.01	03

CP : 22 : DETERMINATION SPATIALE GEODESIQUE : PRECISION < 5 PPM CH : 03 : NIVELLEMENT TRIGONOMETRIQUE
 30 : RATTACHEMENT PAR MESURES TOPOMETRIQUES

ANNEXE III-4 : PLUIES MENSUELLES NORMALES ET PLUIES DE JANVIER, FEVRIER, MARS ET AVRIL 2004 A LA REUNION.



ANNEXE III-5 : PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES RIVIERES ET DES RAVINES DE LA REUNION

	Réf.	Altitudes en m	Longueurs de profil km	Pentes moyennes m/m	Aire totale drainée par la rivière en km ²	Distance à la mer des Rupture de Pentes en km	Ecart Pente	Altitude moyenne de la rupture de pente en m	Hauteur de la rupture de Pente en m	Aire drainée en amont de la rupture de pente en km ²	Exposant loi de Hack
La Montagne – Zone Nord-Ouest	10										
Rivière Butor	1n	1163	9.569	0.119	16.8500	5.572	0.31	432	231	3.7585	0.5745
Rivière Saint-Denis	2n	1789	16.854	0.108	30.5494	14.890	0.81	1138	871	2.7787	0.7494
Grande Ravine	3n	661	5.344	0.123	7.1756	0.960	0.18	144	75	5.9300	0.7403
Grande Ravine	3n	--	--	0.142	7.1756	2.940	0.36	335	43	2.3400	--
Ravine Jacques	4n	905	6.400	0.142	5.4950	2.050	0.23	346	94	4.1300	0.5718
Ravine du Bananier	5n	567	3.788	0.152	2.0844	0.000	--	--	--	-	0.5377
Ravine Grande Chaloupe	6n	1218	8.559	0.142	8.5663	3.500	0.61	265	172	5.3400	0.5580
Ravine Grande Chaloupe	6n	--	--	--	8.5663	4.280	0.28	456	97	2.0900	--
Ravine à Malheur	7n	521	3.455	0.153	2.3519	0.130	0.24	35	65	2.3500	0.7791
Ravine des Lataniers	8n	1367	9.582	0.141	13.1669	8.150	0.78	852	499	1.4000	0.8317
Ravine à Marquet	9n	1050	11.653	0.089	23.9638	4.500	0.31	187	251	8.4000	0.6178
Petite Ravine des Lataniers	10n	902	7.218	0.152	13.1669	1.900	0.35	--	--	--	0.7160
Planèze Nord	10										
Ravine Patates à Durand	1pn	1697	13.119	0.129	12.8681	8.230	0.33	589	146	4.9400	0.7772
	1pn	--	--	--	12.8681	9.490	0.55	924	385	3.2256	--
Ravine du Chaudron	2pn	1903	15.458	0.123	20.0650	9.500	0.24	650	513	6.4900	0.7997
Rivière des Pluies	3pn	1329	18.387	0.072	45.9976	17.890	0.13	1067	280	0.7600	0.8488
Mère Canal	4pn	1683	15.706	0.106	45.6070	--	--	--	--	--	1.7132
Ravine de la Mare	5pn	721	9.197	0.079	8.8800	--	--	--	--	--	0.9478
Ravine des Figues	6pn	707	7.685	0.092	2.8550	--	--	--	--	--	0.5285
Ravine Sainte-Marie	7pn	1341	13.671	0.098	15.0619	--	--	--	--	--	1.1626
Ravine du Charpentier	8pn	1126	12.514	0.090	7.6988	2.770	0.24	105	50	6.2900	0.9480
	8pn	--	--	--	7.6988	6.240	0.29	357	60	3.8000	--
Ravine des Chèvres	9pn	578	8.426	0.066	9.5113	3.880	0.28	185	39	2.8000	0.7090
	9pn	--	--	--	9.5113	4.950	0.21	258	35	2.2300	--

Bras de Sainte-Suzanne	10pn	1350	17.007	0.078	25.8494	12.530	0.4	465	57	16.3300	0.7967
	10pn	--	--		25.8494	8.750	0.14	887	82	5.3200	
Piton de la Fournaise	11										
Ravine du Baril	1pf	1992	9.756	0.207	15.7662	9.000	0.7	1768	264	0.4524	0.5464
Ravine Basse Vallée	2pf	2182	12.556	0.177	17.8163	9.750	0.44	1367	610	2.5584	0.6695
Cap Blanc	3pf	1517	9.151	0.167	14.3206	-	--	--	--	--	1.3081
Rivière de l'Est	4pf	2253	26.061	0.084	41.7947	17.850	1.05	1502	429	23.2645	1.1086
	4pf	--	--	--	41.7947	25.650	1.16	2105	283	2.9192	--
Rivière Langevin	5pf	2259	20.059	0.114	54.5889	9.660	0.56	462	109	26.1780	0.8574
	5pf	--	--	--	54.5889	17.120	1.22	1501	589	7.4407	--
Ravine Glissante	6pf	1561	9.352	0.166	11.9813	5.970	0.7	--	--	--	0.8656
Riv. des Remparts / Bras Carron	1rr	2037	23.556	0.088	64.6373	-	--	--	--	--	--
Riv. des Remparts / Bras Dimitile	2rr	1540	17.108	0.084	64.6373	15.300	0.54	711	231	2.9938	--
Riv. des Remparts / Bras Mahavel	3rr	1977	21.436	0.088	64.6373	-	--	--	--	--	--
Riv des Remparts totale	4rr	1774	26.022	0.066	64.6373	21.430	0.42	904	192	10.1814	0.8486
Dimitile	12										
Bras de la Plaine/ Bras des Roches	1d	1376	29.934	0.045	226.9694	8.836	0.34	-	--		1.2910
Ravine Mal au Ventre	2d	1884	26.616	0.067	226.9694	0.572	0.84	1005	945	2.2000	--
Ravine Pieds de Cannes	3d	1792	25.261	0.076	226.9694	0.262	0.58	838	733	3.0100	--
Ravine Creuse	4d	1655	23.543	0.069	226.9694	0.595	0.68	794	713	0.9072	--
Ravine Tabac	5d	1694	24.188	0.069	226.9694	0.567	1.07	732	627	1.9600	--
Ravine Tabac	5d	--	--	--	226.9694	2.907	0.29	1326	250	0.9072	--
Ravine Argomosse	6d	1517	22.407	0.066	226.9694	0.365	0.53	518	357	3.0100	--
Ravine Jean Lauret	7d	1397	19.677	0.072	226.9694	0.047	0.33	418	300	1.9600	--
Bras Citron	8d	873	17.206	0.051	226.9694	0.087	0.27	366	267	1.9607	--
Ravine Tourangeon	9d	668	14.916	0.045	226.9694	0.079	0.25	304	188	0.9072	--
Bras Long	10d	1080	19.851	0.053	226.9694	0.096	0.33	262	130	12.4963	--
Ravine Grand Fond	11d	1229	20.274	0.059	226.9694	0.016	0.41	266	135	12.4963	--
	11d	--	--	--	226.9694	6.266	0.41	748	210	1.9600	--
Bras du Bloc	12d	1416	19.856	0.072	226.9694	0.096	0.41	264	133	12.4963	--
	12d	--	--	--	226.9694	5.616	0.48	680	166	0.9072	--
Zone Sud	16										
Bras de Pontho	1s	2038	33.368	0.061	226.9694	--	--	--	--	--	1.0300
Ravine la Gale	2s	1095	18.799	0.058	226.9694	--	--	--	--	--	--

Ravine des Cabris	3s	1926	27.212	0.070	51.6770	--	--	--	--	--	--
Ravine Blanche	4s	1431	18.960	0.074	51.6770	--	--	--	--	--	--
Bras Creux/ Rivière d'Abord	5s	1636	21.645	0.075	65.0659	6.730	0.26	337	77	33.7200	--
Rivière d'Abord	6s	1834	20.910	0.089	65.0659	6.730	0.26	338	80	33.6300	0.5261
Ravine Tampon ou Bras Rouge	7s	1799	20.194	0.090	65.0659	6.750	0.38	332	68	33.5800	--
Bras Jean Payet	8s	1533	17.729	0.085	65.0659	7.410	0.26	355	50	16.3400	--
	8s	--	--	--	65.0659	12.620	0.31	799	68	5.6000	--
Ravine des Cafres	9s	1505	14.812	0.101	19.3137	5.010	0.24	391	32	8.7600	0.8923
Ravine de l'Anse	10s	712	6.357	0.112	6.2838	--	--	--	--	--	1.2054
Ravine du Pont	11s	893	7.611	0.117	4.7931	--	--	--	--	--	--
Ravine de la Petite Ile	12s	1305	11.521	0.112	9.1444	0.610	0.32	100	81	8.8800	1.0400
	12s	--	--	--	9.1444	4.310	0.26	430	77	5.8200	--
	12s	--	--	--	9.1444	6.490	0.23	659	65	4.0900	--
Ravine de Manapany	13s	1301	10.816	0.121	10.8163	0.530	0.23	84	57	10.6200	0.7600
	13s	--	--	--	10.8163	3.280	0.17	384	65	4.6700	--
	13s	--	--	--	10.8163	6.340	0.2	651	65	2.6900	--
Ravine Carosse	14s	583	5.215	0.109	3.8750	1.640	0.21	145	93	2.8800	0.6800
	14s	--	--	--	3.8750	3.010	0.37	323	68	1.9700	--
	14s	--	--	--	3.8750	4.750	0.15	510	48	0.6400	--
Ravine des Grègues	15s	945	9.999	0.093	11.3481	2.190	0.14	162	37	10.5500	1.0659
Ravine des Roches	16s	612	7.560	0.079	4.8225	3.130	0.33	234	32	2.8300	0.4800
	16s	--	--	--	4.8225	3.940	0.38	300	34	2.3200	--
	16s	--	--	--	4.8225	5.870	0.19	465	57	1.3600	--
Planèze Ouest	28										
Ravine de la Plaine	1o	1481	14.255	0.100	20.7244	8.720	0.41	402	153	5.5400	0.7957
	1o	--	--	--	20.7244	10.340	0.34	695	148	3.7300	--
Ravine la Forge	2o	1588	14.731	0.102	45.0064	6.470	0.81	189	100	7.0700	0.4428
	2o	--	--	--	45.0064	9.580	0.24	733	70	5.7000	--
Ravine Divon	3o	1982	16.549	0.116	14.9575	3.990	0.58	196	280	13.7200	1.0221
Ravine Bernica	4o	2158	17.220	0.124	20.8900	1.860	0.47	90	144	20.3900	0.5561
Ravine Fleurimont	5o	529	5.494	0.098	2.3956	0.360	0.21	43	65	2.3800	0.5910
Ravine Saint-Gilles	6o	2107	20.394	0.104	31.8969	2.960	0.46	179	48	24.1100	0.7709
Ravine Hermitage	7o	682	8.694	0.078	13.3600	--	--	--	--	--	0.9592
Ravine Trois-Bassins	8o	2058	14.906	0.139	26.5438	--	--	--	--	--	0.9173
Ravine de La Chauve-souris	9o	1080	7.184	0.150	3.3781	2.330	0.43	359	126	2.4000	1.8281

Grande Ravine	10o	2638	17.456	0.151	22.0800	3.080	0.34	265	106	15.8700	0.7184
	10o	--	--	--	22.0800	4.770	0.48	645	235	14.7700	--
Petite Ravine	11o	1358	7.952	0.173	7.8619	2.030	0.35	317	68	4.4600	0.7619
	11o	--	--	--	7.8619	3.250	0.13	622	80	3.9000	--
Ravine des Colimaçons	12o	2487	15.126	0.163	15.8574	--	--	--	--	--	0.9760
Ravine de la Chaloupe	13o	2164	11.988	0.182	9.2931	--	--	--	--	--	0.8487
Ravine de la Fontaine	14o	2430	14.246	0.171	19.7081	--	--	--	--	--	0.7790
Ravine des Poux	15o	1429	7.362	0.198	3.7806	--	--	--	--	--	--
Ravine du Cap	16o	1467	8.458	0.175	7.3831	--	--	--	--	--	--
Ravine Breton	17o	228	5.379	0.172	3.2906	--	--	--	--	--	--
Ravine Bois de Fer	18o	312	2.904	0.108	5.2200	--	--	--	--	--	--
Ravine de la Veuve Bleue	19o	787	5.983	0.132	3.1312	4.870	4.97	630	53	1.4400	1.5962
Ravine du Trou	20o	2344	16.007	0.147	13.1006	--	--	--	--	--	--
Ravine des Avirons	21o	2019	13.990	0.143	14.6618	9.240	9.29	--	--	--	0.6388
Ravine Ruisseau de Bras Sec	22o	1188	9.195	0.129	7.6425	1.830	1.98	--	--	--	1.0200
Ravine Sèche	23o	1492	13.502	0.109	21.2662	--	--	--	--	--	1.2337
Ravine Deschenez	24o	815	12.470	0.063	99.7746	--	--	--	--	--	3.93731
Ravine du Gol	25o	2228	20.483	0.106	99.7746	--	--	--	--	--	--
Ravine Garrage	26o	2151	19.928	0.110	99.7746	--	--	--	--	--	--
Ravine Eveline	27o	1009	15.188	0.066	99.7746	--	--	--	--	--	--
Ravine Casimir	28o	879	15.077	0.058	99.7746	--	--	--	--	--	--
Cirques	3										
Rivière des Galets	c1	2594	37.824	0.068	111.3866	23.590	0.26	455	62	31.7100	0.6380
	c1	--	--	--	--	25.930	0.5	653	194	29.7400	
	c1	--	--	--	--	29.430	0.41	1041	209	16.3800	
Rivière du Mât	c2	2863	37.694	0.074	150.6140	31.670	0.42	831	58	18.9400	0.6404
	c2	--	--	--	--	32.840	0.25	977	67	9.0400	
	c2	--	--	--	--	34.670	0.42	1269	434	4.4500	
Rivière St Etienne	c3	2889	37.814	0.076	226.9694	31.010	0.34	831	42	13.5290	0.6380
	c3	--	--	--	--	35.350	0.66	1486	384	3.0760	
Zone Est	11										
Bras de Caverne	t1	1594	27.356	0.057	150.6140	--	--	--	--	--	--
Grand Bras Piton des Lianes	t2	1351	20.482	0.065	150.6140	--	--	--	--	--	--
Rivière du Bras Panon	t3	595	12.385	0.046	64.8502	--	--	--	--	--	0.8600
Rivière des Roches	t4	1743	19.537	0.091	64.8502	--	--	--	--	--	1.4400

Grand Bras	t5	821	14.095	0.057	64.8502	--	--	--	--	--	--
Rivière des Marsouin	t6	2355	33.023	0.072	110.7639	--	--	--	--	--	1.4400
Bras Cabot	t7	1382	27.185	0.049	110.7639	--	--	--	--	--	--
Bras de Patience	t8	1557	27.946	0.057	110.7639	--	--	--	--	--	--
Bras Madeleine	t9	691	11.072	0.061	110.7639	--	--	--	--	--	--
Bras Canot	t10	464	9.678	0.047	110.7639	--	--	--	--	--	--
Bras des Lianes	t11	1643	15.077	0.077	150.6140	--	--	--	--	--	0.8900

Nombre profils 101

Moyennes 1450.31 15.884 0.102 63.9731 583 195 0.8638

Médiane 1449 14.996 0.092 22.0800 456 106 0.7874

Remarques : Valeurs non présentées car non retenues dans les traitements