

UNIVERSITE D'ANTANANARIVO
Faculté des sciences
Département de physiques



Thèse présentée devant la faculté des sciences par

RAKOTONDRAOMPIANA Solofo
Andriamanantsoa
pour l'obtention du titre de
Docteur d'Etat es Sciences Physiques,
option Géophysique

le 05 avril 2005



La Géodynamique de la Partie Centrale
de Madagascar

Composition du jury :



Président : RAKOTOMAHANINA Ralaisoa Emile
Professeur titulaire, Université d'Antananarivo

Rapporteurs :

RATSIMBAZAFY Jean Bruno
Professeur titulaire, Université d'Antananarivo

COLLET Claude
Professeur titulaire, Université de Fribourg (Suisse)

RAKOTONDRAZAFY Michel
Professeur titulaire, Université d'Antananarivo

Examineurs :

RUDANT Jean Paul
Professeur titulaire, Université de Marne la Vallée (France)

CHOROWICZ Jean
Professeur titulaire, Université de Paris-6 (France)

RANDRIANARISON Josette
Professeur titulaire, Université d'Antananarivo

TABLE DES MATIERES

PARTIE I : GÉODYNAMIQUE INTERNE

1.INTRODUCTION.....	10
2.MADAGASCAR ET LE GONDWANA.....	12
3.LA GÉOLOGIE DU SOCLE MALGACHE.....	16
1.1.La géologie de Madagascar selon Bésairie (1973).....	16
1.2.La classification de Hottin	18
Le système antongilien.....	18
Le système Andriamena-Manampotsy.....	19
L'extrême Nord.....	21
1.3.Les nouvelles interprétations de la géologie du socle malgache.....	23
4.LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES.....	28
4.1.Introduction.....	28
4.2.Le bassin sédimentaire de Morondava.....	29
4.3.Le bassin sédimentaire de Mahajanga.....	33
5.LES RIFTINGS MALGACHES.....	36
5.1.Le rifting afro-malgache.....	36
5.2.Le rifting indo-malgache.....	38
6.LA REMONTÉE DE L'ASTHÉNOPHÈRE.....	39
7.LE SOUS-BASSIN KARROO.....	41
7.1.Introduction.....	41
7.2.Les données.....	42
Les images satellitales et mesures sur le terrain.....	42
Données gravimétriques.....	47
7.3.Résultats	50
Le Karroo et le contact socle – sédiments.....	50
Le post-Karroo.....	52
Les mouvements sub-actuels à actuels.....	53
7.4.Interprétation et discussion.....	54
Passage socle-sédiments.....	54
Les mouvements post-Karroo.....	57
Le mouvement actuel.....	58
8.ASTHÉNOPHÈRE, RELIEF ET STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU CENTRE DE MADAGASCAR.....	61
8.1.Introduction.....	61

8.2.Méthodes et données.....	62
Les modèles géologiques et géophysiques.....	62
Les données d'altitude.....	68
8.3.Les résultats.....	70
8.4.Discussions.....	73
9.CONCLUSIONS.....	79
10.L'ÉROSION HYDRIQUE DES SOLS	81
10.1.Le sol.....	82
10.2.Profil de sol.....	83
10.3.L'érosion des sols.....	84
10.4.Les agents dE L'érosion.....	85
L'érosion sur les versants.....	86
10.5.Les impacts de l'érosion.....	87
10.6.Les modèles d'érosion.....	87
Le modèle de perte en terre de Wichmeier & Smith (1960).....	88
Limites de la formule :	89
11.LES HAUTES TERRES CENTRALES DE MADAGASCAR.....	91
11.1.Introduction.....	91
11.2.Géologie et géomorphologie.....	91
11.3.Les sols ferralitiques.....	92
11.4.Surfaces d'aplanissement.....	94
11.5.L'érosion des sols.....	95
L'érosion en lavaka.....	96
11.6.Les facteurs de l'érosion.....	100
Le couvert végétal.....	100
La forme du terrain.....	100
L'érodibilité des sols.....	101
Les nappes phréatiques.....	101
12.DÉTERMINATION DE DEUX MÉCANISMES D'ÉROSION PAR LA PROSPECTION GÉOPHYSIQUE.....	102
12.1. Introduction.....	102
12.2.La prospection géoélectrique.....	104
12.3.Traitement des données.....	107
12.4.Description des parcelles prospectées.....	108
12.5.Résultats.....	111
12.6.Interprétation et conclusions.....	114
Glissement de terrain.....	114
Erosion en griffe.....	115
Corrélation avec la pédologie.....	116
13.GEOMORPHOMETRIE.....	120
13.1.Introduction.....	120
13.2.Les paramètres dérivés du MNT.....	121
La pente.....	122

Direction de pente.....	122
Courbures.....	122
14.CARACTÉRISATION MORPHOMÉTRIQUES DES ZONES D'ÉROSION	123
14.1.Introduction.....	123
14.2.Présentation de la zone d'étude.....	124
14.3.Les données.....	126
Altitude.....	126
Géologie.....	127
Photographies aériennes et image satellitaire.....	127
14.4.Méthodologie.....	128
14.5.Résultats.....	129
14.6.Interprétation et discussions.....	137
15.APPROCHE STATISTIQUE DE LA PREDICTION.....	139
15.1.Fondement théorique.....	139
15.2.Résultat.....	140
15.3.Discussions.....	141
16.HIERARCHISATION DES RISQUES PAR REGROUPEMENT DES PARCELLES.....	143
16.1.La logique floue.....	143
16.2.APPLICATION de la logique floue a l'évaluation des risques.....	145
16.3.Application à l'érosion en lavaka.....	146
16.4.Transformation des fonctions d'appartenance en niveau de risque.....	151
16.5.Discussions.....	153
17.HIÉRARCHISATION DES RISQUES D'ÉROSION HYDRIQUE DES SOLS PAR LES FRÉQUENCES DES « LAVAKA ».....	159
17.1.Introduction.....	159
17.2.Description de l'érosion en « lavaka ».....	160
17.3.Zone d'étude.....	161
17.4.Influence des différents facteurs de l'aléa.....	162
17.5.Evaluation multicritère de l'aléa.....	163
Méthode de la moyenne pondérée.....	163
Méthode de la moyenne pondérée ordonnée (OWA).....	164
17.6.Les données utilisées.....	165
17.7.Résultats.....	165
17.8.DiscussionS.....	167
17.9.RéférenceS.....	168
Figures et tableaux.....	171
18.CONCLUSIONS.....	179
19.BIBLIOGRAPHIE.....	180

REMERCIEMENTS

Au terme d'une rédaction, il est d'usage d'adresser ses remerciements à quelques personnes bien ciblées. Avant qu'on arrive à ce stade, on se disait toujours que *les mots pour le dire* arriveront aisément à la fois pour exprimer avec justesse ce que l'on ressent vraiment au fond de soi et aussi pour se démarquer et ne pas faire comme les autres. Mais dès mon clavier ait fini d'aligner le titre de cette page, il semble que les mots se soient envolés et les sentiments accrochés au fond. Aussi, est-ce avec un certain sentiment d'insatisfaction que je vais me résigner à utiliser ici les formules usuelles de remerciement. Ces mots sont certainement insuffisants pour réellement refléter mon immense plaisir à énumérer celles et ceux à qui je dois beaucoup.

J'adresse en premier lieu mes remerciements les plus chaleureux aux membres de ce jury présidé par Monsieur le Professeur RAKOTOMAHANINA Ralaisoa Emile de la faculté des sciences. Messieurs les professeurs RATSIMBAZAFY Jean Bruno de la faculté des sciences, RAKOTONDRAZAFY Fety Michel, (département de géologie) et COLLET Claude de l'université de Fribourg (Suisse) qui m'ont fait l'honneur d'être mes rapporteurs. Messieurs RAMANANTSIZEHENA, Professeur à l'Ecole Supérieure Polytechnique d'Antananarivo (ESPA) ; CHOROWICZ Jean, Professeur à l'université de Paris-6 et RUDANT Jean Paul, Professeur à l'université de Marne-la-Vallée, examinateurs.

La majorité des travaux contenus dans cet ouvrage ont été effectués à l'Institut & Observatoire Géophysique d'Antananarivo. C'est avec grand plaisir et beaucoup de fierté que je fais partie de cette honorable institution plus que centenaire. J'ai apprécié plus que tout autre la liberté d'action dont j'ai pu y bénéficier. Sans omettre les autres laboratoires de recherche que j'ai eu le plaisir de visiter et/ou de faire partie pendant un moment, je voudrais citer en particulier l'Institut Francilien des Géosciences et son laboratoire des géomatériaux (université de Marne-la-Vallée). En 2004, j'ai bénéficié d'un financement de cette université comme maître de conférences invité. J'ai été initié au traitement d'image et à la télédétection optique à Toulouse, à la tectonique au Laboratoire de Géologie et Géomorphologie Structurale et Télédétection de Paris-6, aux SIG à l'Institut de Géographie de l'université de Fribourg (Suisse), à la télédétection Radar à Marne-la-Vallée. J'ai été aux meilleures écoles pour toutes ces disciplines. A tous merci, j'espère ne pas vous décevoir.

Mes remerciements s'adressent ensuite à mes collègues et aux étudiants, anciens et présents, du Laboratoire de Géophysique de l'Environnement et Télédétection dont MM. RAKOTONIAINA Solofoarisoa et RANDRIANARISON Lova Tahina ; les amis des autres laboratoires et sections de l'IOGA ; tous mes collègues du département de géologie de l'ESPA.

Je n'oublie pas les liens amicaux qui me lient encore avec tous les collègues, nationaux ou étrangers, que j'ai fréquentés dans le cadre de ce travail ou d'autres programmes : les membres des équipes « *Rifting malgache* », « *Erosion* », « *Paludisme* », les collègues des deux départements de géologie, du département de géographie, du département des eaux et forêts, de l'ENI Fianarantsoa, de l'institut Pasteur, de l'IRD, de Paris, de Marne-la-Vallée, de l'île de la Réunion, de Fribourg, de Lausanne, de Sherbrooke, du Sénégal, du Gabon, du Burkina Faso et de la Côte d'Ivoire. De chacun d'entre vous j'ai soutiré un peu de vos savoirs. Et pourtant, je ne suis pas sûr que l'inverse fût toujours vrai.

Mais la recherche ne peut se faire sans le nerf de la guerre. Alors, merci aussi à ceux qui détiennent les clés des coffres. Continuez à soutenir la recherche (et pourquoi pas à l'avenir les... chercheurs ?!).

Enfin, un grand grand merci à ma famille. Vous avez supporté sans trop rechigner mes nombreuses absences, mes nuits blanches ou mes rentrées tardives.

Avant – propos

Ce mémoire constitue le fruit d'une démarche scientifique qui a duré un peu plus d'une dizaine d'années. Son objet est l'étude de la géodynamique à Madagascar, c'est-à-dire les phénomènes géologiques, naturels ou anthropiques qui sont susceptibles de modifier la forme ou la structure de la terre. Les phénomènes géodynamiques sont classifiés en général en deux groupes selon leurs origines et leurs amplitudes géographiques : on a d'une part la géodynamique interne quand le phénomène se passe dans les profondeurs même de la terre au niveau de la croûte, de la base de la croûte, du manteau ou même plus loin encore. Les régions intéressées sont larges. D'autre part, on a la géodynamique dite externe quand les acteurs se trouvent dans les couches les plus superficielles de la terre : le sol. Les dimensions physiques des phénomènes sont alors mesurées à l'échelle humaine et les conséquences des actions de l'homme sur le déroulement de ces phénomènes ne sont plus négligeables

Si je peux emprunter le vocabulaire des spécialistes du traitement du signal, je dirais que ces deux classes de phénomènes sont les réponses du système « terre » à des sollicitations de grandeurs et d'amplitudes différentes. Ces manifestations peuvent avoir des très grandes longueurs d'onde, avec un temps de réponse à l'échelle géologique (géodynamique interne). Les réponses peuvent également avoir des composantes « hautes fréquences » et le temps de réponse du système se compte en années (géodynamique externe).

Ces deux catégories de phénomènes géologiques sont étudiées dans la région centrale de Madagascar. La première partie de la thèse est consacrée à l'étude des riftings malgaches et des certaines structures géologiques de cette région. La seconde partie concerne l'étude des phénomènes d'érosion en lavaka si fréquents dans nos régions. Cette dernière démarche consiste en fait à rechercher les meilleurs moyens pour pouvoir sinon prédire ces phénomènes, du moins délimiter les zones où la probabilité de voir apparaître un lavaka est importante.

Les méthodes utilisées sont diverses. Selon la nature des phénomènes étudiés, selon la disponibilité des données, ou des moyens de traitements, j'ai fait appel à l'approche géophysique

classique (la gravimétrie et la prospection géo-électrique), à la télédétection, à la géomorphométrie et aux SIG. Quelque part dans cette démarche, on pourra certainement y percevoir mon propre parcours scientifique : passage du laboratoire de géophysique appliquée au nouveau laboratoire de géophysique de l'environnement et télédétection. On y verra aussi les influences (positives) des chercheurs et équipes de recherche avec qui j'ai eu l'honneur et le plaisir de travailler. Ces équipes comprenaient aussi bien des géophysiciens, des géologues et des tectoniciens, que des géographes, des forestiers, des « télédétecteurs » et « traiteurs d'image », des « SIGistes » et des informaticiens.

Les résultats les plus importants mentionnés dans cette thèse l'objet de publications dans des revues scientifiques et/ou de communications dans des réunions scientifiques nationales ou internationales. Certains résultats ont été soumis mais non encore publiés. D'autres sont restés en état ... de projets de publication. Ceci explique le style de rédaction adopté et également certaines répétitions surtout en ce qui concerne les descriptions des zones d'études. On peut retrouver une copie de toutes les publications faites en annexe.

PARTIE I :

GEODYNAMIQUE INTERNE

1. INTRODUCTION

Le relief de Madagascar a toujours intéressé les scientifiques de la terre. Il présente, en effet, une forme et des altitudes peu communes : altitudes entre 1100 m et 1600 m (en ne tenant pas compte des reliefs volcaniques) pour toute la partie centrale de l'île sur des roches cristallines anciennes alors que la distance maximum entre la côte Est et la côte Ouest est seulement de 400 km et que l'on est loin de toute structure tectonique majeure; ligne de faite se trouvant deux fois plus proche de l'océan indien que du canal de Mozambique ; pente différente vers l'Ouest et vers l'Est,...

Une étude sur la répartition des altitudes en Afrique (*Brown & Girdler, 1980*) a montré que ce continent a un relief relativement calme. L'altitude moyenne pour des zones situées en dehors de toute structure tectonique est de 400 m à 800 m. Les seules et rares régions où l'on observe des fortes valeurs d'altitude (> 1000 m) sont les régions en bordure du rift Est-africain (Ethiopie, Kenya), les zones de contact entre plaques tectoniques telle la bordure du craton ouest-africain (les Mauritanides, le Rif), la région sud africaine où l'on sait que le craton y est soulevé par rapport au reste du continent et enfin les zones de soulèvement ou dômes intercratoniques telles le Hoggar et le Tibesti.

A Madagascar nous sommes loin de toute structure tectonique importante, mais on a quand même des reliefs non négligeables. Rechenmann (1982) a donné une explication à ce phénomène morphologique mais des incohérences subsistent entre le modèle et ce que l'on observe sur le terrain. En effet, quand on parle de plaques tectoniques et de mouvements des plaques, le principe habituellement utilisé est celui de l'hydrostatique. La lithosphère est considérée comme un solide flottant sur un fluide. L'équilibre s'établit quand la masse de la plaque est compensée par la poussée (d'Archimède) exercée par le fluide. Or, pour Madagascar cet équilibre n'est pas atteint si on ne prend en considération que ce modèle hydrostatique simple. Rechenmann (1982) a conclu qu'il y a une tranche de terrain de 250 m d'épaisseur qui n'est pas mécaniquement compensée sous l'île de Madagascar. Le travail sur la modélisation de la croûte lithosphère de Madagascar est parti de ce constat car un tel déséquilibre mécanique ne peut pas exister dans la nature.

Le rifting afro-malgache est l'épisode tectonique connue qui a précédé la remontée de la lithosphère. Nous allons d'abord passer en revue les différents événements qui nous ont emmené

de la cassure continentale jusqu'à la dérive du groupe Madagascar-Inde-Antarctique et de sa séparation du reste du Gondwana (et donc de l'Afrique). Nous verrons également la place de Madagascar au sein du Gondwana, ainsi que les différentes interprétations de la géologie de Madagascar.

Dans les autres paragraphes, nous parlerons de la structure du bassin de Morondava qui est la marque laissée à Madagascar par le phénomène du rifting afro-malgache. La connaissance de cette structure va faciliter la tâche d'interprétation des images satellitales et des observations de terrain. Ensuite, nous parlerons de la structure de la lithosphère sous l'île de Madagascar d'après le modèle donné par la gravimétrie, de l'amélioration de ce modèle purement géophysique en y ajoutant les résultats issus d'autres techniques géophysiques, de l'interprétation des données satellitales et des observations sur le terrain. Enfin, nous évoquerons les manifestations de cette structure sur le relief.

2. MADAGASCAR ET LE GONDWANA

Les connaissances sur la géologie du Gondwana ont évolué dernièrement d'une manière assez rapide. Madagascar semble se trouver actuellement au centre des préoccupations des géologues. D'où également une évolution rapide des connaissances sur la géologie malgache.

Avant sa séparation de l'Afrique, Madagascar appartenait en grande partie à la zone intercratonique ou ceinture mobile mozambicaine. Elle a subi diverses phénomènes géologiques dont les plus marquants sont sûrement les orogénèses kibarienne (1370-1310 MA) et panafricaine (900-550 MA). Ces événements tectono-métamorphiques majeurs ont affecté tout le continent africain et ont entraîné des changements de la nature pétrographique des roches (*Nicollet, 1988*). Au cours de leurs évolutions, les zones intercratoniques ont également subi des contraintes tectoniques dues aux mouvements divergents ou convergents des cratons voisins. Ceci a bien entendu laissé des traces sur les formations rocheuses.

L'orogénèse kibarienne a affecté l'ensemble du continent. Des régions stables se sont individualisées à l'issue de cet événement,. Il s'agit des cratons ouest africain, congolais et sud-africain (Clifford, 1970) (figure 1). Depuis, ces régions n'ont subi que des très faibles mouvements de déformation avec des dépôts sub-tabulaires (cratons du Congo, craton ouest-africain).

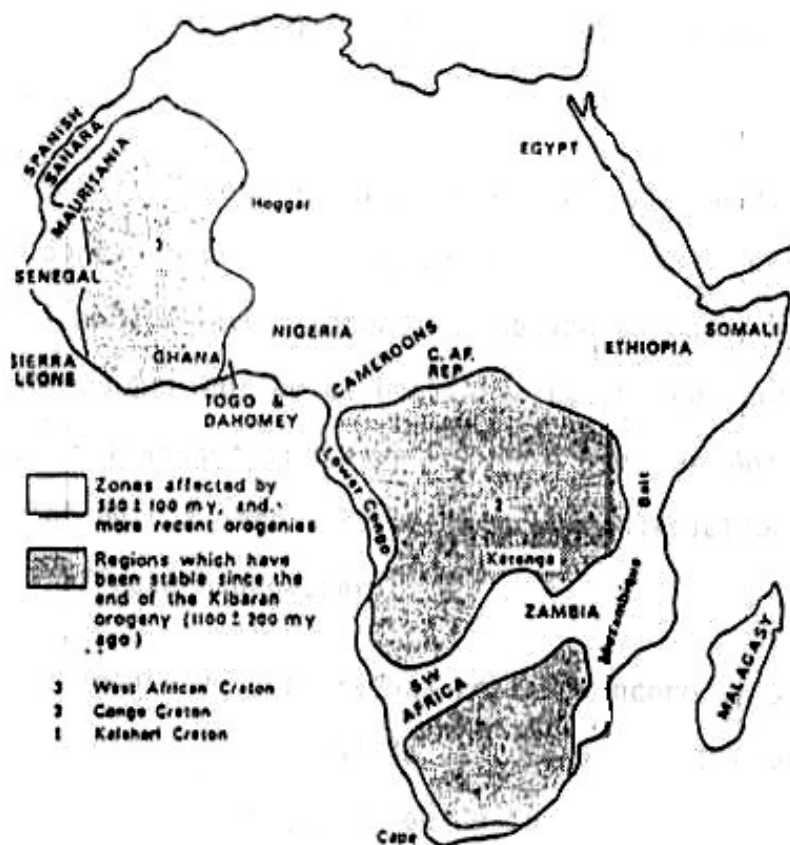


Figure 1 : Zones stables du continent africain depuis le Kibarien (1370-1310 M.A)

L'orogénèse panafricaine, comme son nom l'indique, a aussi affectée l'ensemble du continent africain et a même débordé sur d'autres régions gondwaniennes. Toutefois, elle n'a pas affecté les zones cratoniques formées lors de l'évènement précédent. Elle est généralement datée autour de 550 MA, mais des auteurs (par ex. *Nicollet, 1988*) affirment qu'il s'agit plutôt d'un méga-cycle qui a duré de 950 MA à 550 MA. Les ceintures mobiles dont la ceinture mozambicaine ont donc subi des métamorphismes associés à l'évènement panafricain.

L'appartenance de Madagascar à la ceinture mozambicaine se manifeste entre autre par l'orientation subméridienne des formations précambriennes bien que des auteurs affirment que cette schistosité sub-verticale s'interprète mal en terme de collision inter-continentale (*Caby, 1982*).

Une orogénèse dite Est-africaine a été identifiée et datée du néo-protérozoïque par Stern et ses collègues en 1994 (Collins et al., 2003). Elle affecte tout le nord-est africain, Madagascar, la partie méridionale de l'Inde, le Sri Lanka et la partie orientale de l'Antarctique (fig. 2).

Ce phénomène géologique est considéré comme étant la conséquence de la fermeture d'un ancien océan dit mozambicain. Il n'y a pas encore d'argument permettant d'affirmer avec certitude l'existence d'une telle collision dans la partie nord de cet ensemble (Collins et al., 2003). Par contre dans sa partie sud, on identifie les cratons du Congo-Tanzanie-Bangweulu à l'Ouest d'une part et à l'Est le craton de Dharwar d'autre part. Ces cratons ont constitué les noyaux ayant entraîné les deux ensembles vers une collision.

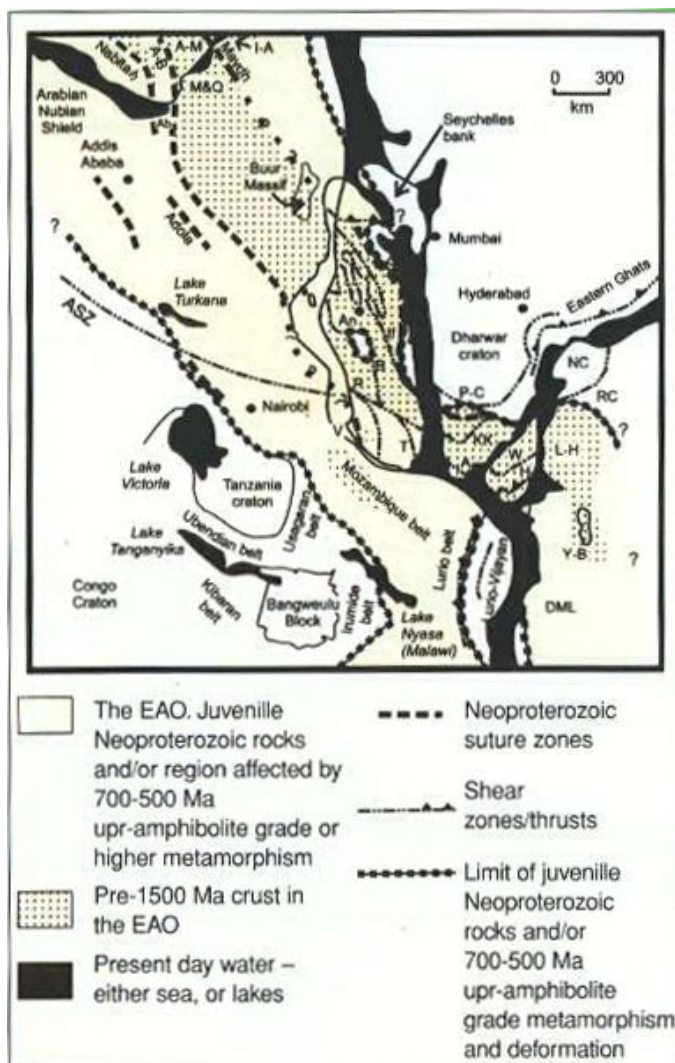


Fig. 2 : l'orogénèse est-africaine du néo-protérozoïque (d'après Collins et al., 2003).

Il semble qu'actuellement, un certain consensus soit établi au sein de la communauté géologique pour placer la suture due à cette collision à Madagascar. Le désaccord apparaît quant à sa place exacte.

3. LA GÉOLOGIE DU SOCLE MALGACHE

La perception et l'interprétation de la géologie de Madagascar étaient d'abord l'œuvre d'Henri Bésairie, qui avait dirigé le service géologique de Madagascar durant plusieurs décennies. Il a basé son interprétation sur les âges des roches identifiées dans le Sud malgache. D'autres tentatives de classifications de roches cristallines de Madagascar étaient publiées (Radelli en 1969 par exemple). Mais celle qui a eu la faveur des géologues fut surtout la classification proposée par Hottin (1972). Plus récemment, cette vision du Précambrien malgache a encore évolué quand des géologues spécialistes du Gondwana et des universitaires malgaches se sont mis à travailler sur le rôle de Madagascar au sein de ce super-continent.

Nous verrons successivement ces différentes approches.

1.1. La géologie de Madagascar selon Bésairie (1973)

Bésairie a construit la classification des roches de Madagascar à partir de celles qu'il a observées dans la partie Sud de l'île. Il l'a par la suite étendue au reste de Madagascar. Il a classé les roches du socle malgache en trois grands ensembles selon leurs âges :

- Le vieux socle
- Les formations intermédiaires
- Et les formations supérieures

Le vieux socle regroupe les deux systèmes dits antongilien et androyen. Le système antongilien est constitué des granodiorites et granites d'Antongil, des migmatites de Mananara, des orthogneiss du groupe d'Antambohobe et du groupe de la Masora couvrant la zone côtière entre Mahanoro et Mananjary. Le système androyen est très différent du système antongilien mais se classe dans le vieux socle précambrien du fait de son âge de 3020 MA. Il a subi au moins deux orogénèses et comprend :

- Les leptynites et les gneiss rubanés du groupe de Taolagnaro

- Les paragneiss calciques et magnésiens du groupe de Tranomaro. Ces formations vont de la côte Sud à l'Est d'Amboasary jusqu'à Ikalamavony
- Les leptynites du groupe de l'Horombe qui vont d'Ampandrandava jusqu'à la latitude 21°30'
- Les leptynites du groupe de Bevinda

Parmi les formations intermédiaires, il a distingué trois systèmes : l'infragraphite, le système du graphite et le système de Vohibory.

L'infragraphite est constitué par les migmatites d'Antenina ; les migmatites, gneiss et micaschistes visibles entre le Maningory et l'Onibe ; les migmatites de la région d'Ambodiriana et de la région centrale.

Le système du graphite est caractérisé par l'abondance du graphite et constitue la plus grande partie du socle précambrien. Il est formé de migmatites, de gneiss et de micaschistes avec différentes intensités de métamorphisme. On distingue :

- le groupe d'Ampanihy localisé principalement dans la vallée du Menarandra
- le groupe de Manampotsy près de la côte Est de Sahasinaka jusqu'à Brickaville avant de s'infléchir vers l'intérieur des terres au niveau de l'Ankaizina.
- Le groupe d'Ambatolampy qui va de la latitude d'Antananarivo jusqu'au niveau de la Mananara près de Vangaindrano (Sud-Est). Il est composé de migmatites et de migmatites granitoïdes dans les niveaux inférieures et de formations micaschisteuses à graphite au niveau supérieur
- Le groupe d'Andriba au nord d'Antananarivo (migmatites)
- Le groupe de Bitsiaka dans l'extrême nord de l'île, ainsi que le groupe de Sahantaha
- Le groupe des migmatites dont la série de Mangoro, la série d'Ifanadiana et celle de Vondrozo
- Les migmatites granitoïdes de Brickaville

Le système du Vohibory est formé de plusieurs séries discordantes de schistes et de cipolins avec intercalations de micaschistes, de gneiss, de leptynites et surtout de formations amphibolitiques. Il est localisé dans de grands sillons synclinaux et s'accompagne de roches basiques plus ou moins métamorphisées. On distingue le groupe de Vohibory localisé dans la partie Sud-Ouest de l'île

(leptynites, amphibolites et migmatites) et le groupe d'Andriamena-Befiorona occupant les deux grands sillons méridiens de Beforona-Alaotra et d'Andriamena.

Les formations supérieures comprennent :

Le groupe d'Amborompotsy dans le centre Est de Madagascar : faciès gneissico-micaschisteux.

La série schisto-quartzo-calcaire. C'est une série fortement plissée formant un ensemble particulier du centre de Madagascar.

Le groupe de Daraina dans le Nord

Le complexe granodioritique également dans le nord de l'île.

1.2. La classification de Hottin

Cette partie est tirée essentiellement de la publication de Hottin (1976). Il distingue les terrains situés au nord de ceux situés au sud de l'accident Bongolava-Ranotsara (BR). Il divise les formations au nord de cette structure en deux grands systèmes : l'antongilien d'âge probablement katarchéen à la base et le système supérieur ou l'Andriamena-Manampotsy plissé et métamorphisé par une orogénie datée à 2600 MA (orogénie dite shamvaïenne). Ces deux ensembles sont organisés en rides anticlinales et synclinales de direction subméridienne. La majeure partie des terrains constituant les rides anticlinales granitisées appartient à la base souvent graphiteuse du système supérieur.

Le système antongilien

Le système antongilien est observé sur la côte orientale où il est recouvert en discordance plus ou moins nette par les formations du système supérieur. Il comprend le groupe d'Antongil dans la région Nord-Est et le groupe de la Masora entre Mahanoro et Mananjary (côte Est).

Dans le Nord-Est, l'Antongil est observé sur environ 300 km entre Fenerive-Est et Antalaha. On y observe un ensemble de granites et de migmatites avec des intercalations de quartzites, de micaschistes, de gneiss amphibolitiques et d'amphibolites. Les granites forment une suite de

termes grenus et planaires. Les migmatites dits de Mananara sont à tendance mésocrate et proches des aspects des granites précédents. Les gneiss sont visibles dans les sillons synclinaux.

La structure de ce groupe d'Antongil se fait autour de deux ensembles anticlinoriaux majeurs : la presqu'île de Masoala et l'Ivontaka, de direction NE.

Le groupe d'Antongil est recouvert en discordance à l'Ouest par les formations archéennes de Sahantaha-Antenina et de Vavatenina (2600 M.A).

Le groupe de la Masora est visible sur la côte Est de Madagascar. Il comprend une série orthogneissique (série de la Masora) correspondant à une ancienne séquence éruptive orthogneissifiée et retromorphisée. ; et un ensemble de formations silico-alumineuses superposées à la série de la Masora.

Le système Andriamena-Manampotsy

Le système supérieur (Andriamena-Manampotsy) comprend les formations d'Andriamena-Alaotra à dominance calco-ferromagnésienne, les formations de Sahantaha, les formations d'Ambatolampy et de Manampotsy à dominance silico-alumineuse, ainsi que les migmatites de Mandalo.

Hottin subdivise encore cet ensemble supérieur. Il propose :

- la base, une série silico-alumineuse souvent graphiteuse (série de Manampotsy)
- au sommet, un ensemble renfermant des vastes complexes basiques et ultrabasiques : Beforona-Alaotra, Maevatanana et Andriamena.

Dans la partie centrale de l'île, le socle est constitué essentiellement par le système supérieur, lui-même formé par les séries Alaotra – Beforona – Andriamena et les séries graphiteuses de Manampotsy – Ambatolampy. Ces dernières se subdivisent en quatre groupes lithologiques :

- Le groupe de migmatites, migmatites granitoïdes et granites dans la région centrale. Il forme les grands axes « anticlinaux » tels que: la grande « dorsale » méridienne qui sépare le groupe du Manampotsy à l'est du groupe d'Ambatolampy à l'Ouest.
- Le groupe d'Ambatolampy s'allonge du Sud de Vangaindrano jusqu'à Tananarive et prend ensuite la direction ouest le long de la dorsale Tananarive – Famoizankova. Caractérisé par la présence de graphite, ce groupe renferme des gneiss à hornblende et biotite, des micaschistes et des migmatites. Il comprend aussi la formation orthogneissique de Fianarantsoa (Chantraine, 1968).
- Le groupe d'Andriba s'étend au Nord de la dorsale du Famoizankova ; il est formé par des gneiss à deux micas, des gneiss à amphibole, à pyroxène, à grenat et des migmatites. Il ne renferme qu'exceptionnellement du graphite.
- Le groupe de Manampotsy localisé dans la région orientale entre la côte et la grande falaise de l'Angavo, est dominé par des gneiss à biotite, sillimanite et grenat. Il renferme quelques faciès à migmatites rubanés.

La série schisto-quartzo-calcaire (SQC) se trouve dans la partie centrale de Madagascar. Il correspond à une épaisse séquence caractéristique d'une sédimentation épicontinentale : quartzite, micaschiste, cipolin, dolomie. La série est divisée géographiquement en deux parties par une remontée du socle, le massif de l'Imorona, séparant l'Itremo, essentiellement quartzo-schisteuse, à l'Ouest du bassin de l'Itsindro, riche en niveaux carbonatés à l'Est (auteur ?).

La série SQC et le socle de l'Imorona sont affectés par un épisode magmatique important, le complexe intrusif d'Ambatofinandrahana. Il est constitué de massifs gabbroïques et dioritiques (Itsindro, Ifasina), de granites et syénites alcalines.

L'Amborompotsy-Ikalamavony se trouve à l'Ouest de la série précédente. Il est l'équivalent profond de la série SQC. Cette série comporte des gneiss, des micaschistes et gneiss à minéraux alumineux, des cipolins calciques, des gneiss à diopside et hornblende et des amphibolites feldspathiques. Ces faciès proviendraient d'une séquence originelle à caractère géosynclinal.

La série de Vohimena est présente en concordance à l'Ouest des gneiss d'Ikalamavony, et au sud en placages discordants. C'est un ensemble lithologique très différencié à micaschistes alumineux avec intercalations de quartzites, cipolins, amphibolites, pyroxénites et leptynites.

Pour les roches au sud de la ligne B-R, Hottin donne, à l'inverse de Bésairie, un âge plus récent de 2000 à 1100 MA. Il subdivise les roches de cette partie septentrionale de l'île en deux groupes : un ensemble inférieur (les formations à leptynite et les gneiss silico-alumineux de Fort-Dauphin, la formation gneissique au nord d'Ihosy et les couches de l'Horombe) équivalent de l'Amborompotsy-Ikalamavony et un ensemble supérieur équivalent du Vohimena (les formations de Tranomaro à l'Est, les formations gneissiques différenciées d'Ihosy).

La série d'Ampanihy se superpose à l'Ouest aux formations de l'Horombe. C'est une ensemble de gneiss et de leptynite. Des massifs intrusifs d'anorthosite sont à noter dans cette série.

La série de Vohibory flanque encore plus à l'Ouest celle d'Ampanihy avec un contact subvertical. Cette série se caractérise par l'abondance d'amphibolite avec des gneiss et des leptynites et des cipolins.

L'extrême Nord

Plusieurs séries de formations sont identifiées dans cette région : un niveau inférieur paragneissique, d'origine épicontinentale (série de Betsiaka) et un niveau supérieur orthogneissique dérivant du groupe granodioritique d'Ambohipato-Vohémar. Sur cet ensemble repose la série volcano-sédimentaire de Daraina-Milanoa. Cette dernière série présente également deux niveaux : un base paragneissique et au dessus, un niveau dérivant d'un complexe calco-alcalin.

Le métamorphisme

Hottin (1976) a donné une carte du métamorphisme de Madagascar tout en soulignant qu'il s'agit d'une carte du métamorphisme observé actuellement ce qui ne correspond pas forcément au dernier métamorphisme, mais à celui dont l'intensité est la plus élevée.

Le tableau suivant donne une équivalence entre les métamorphismes connus à Madagascar et ceux observés en Afrique.

Age	Afrique	Madagascar
550 ± 100 M.A	Episode panafricain, Katangien, Ceinture Mozambique	Cycle de 550 MA sur l'ensemble de Madagascar Episode de granitisation et de migmatisation, mais surtout, semble-t-il, granitisation d'un matériel peut-être déjà granitique.
	Paléozoïque inférieur Protérozoïque supérieur	Pas de formation connue
1100 ± 200 M.A	Séries des Kibarides Episode kibarien Réactivation de séries plus anciennes	Charnockites de betafo-Soavinandriana Granites d'Antananarivo Granites filoniens Ambatomiranty Nord-Est : Ambohipato, Daraina-Milanoa
	Protérozoïque moyen	Système de Vohimena, SQC, Amboropotsy-Ikalamavony (?) Nord-Est : Ambohipato, daraina-Milanoa
1650 ± 250 M.A	Episode éburnéen	Filons Tsaratanàna
	Protérozoïque inférieur	SQC, Amborompotsy-Ikalamavony et leurs équivalents androyens
2600 ± 200 M.A	Episode shamvaïen	Orogenèse majeure du Précambrien à Madagascar Métamorphisme et plissement des séries Alaotra-Beforona-Andriamena et des séries graphiteuses de Manampotsy,

Archéen	Séries graphiteuses et calcoferromagnésiennes d'Andriamena-Alaotra-Androna-Ambatolampy-Manampotsy
3000 M.A	Migmatites de la Masora, d'Ambodiriana (côte Est) et du granite de Behara (extrême Sud)
Katarchéen	Granites d'Antongil, socle de la Masora

Tableau I : Equivalence entre les métamorphismes observés en Afrique et à Madagascar (d'après Hottin, 1976)

Hottin (1976) remarque que les métamorphismes les plus intenses concernent les roches du centre de l'île le long de son axe et qu'ensuite cette intensité diminue à mesure que l'on s'en éloigne.

Il propose également l'existence de deux métamorphismes de haute intensité qui se sont superposés : l'un daté de 2600 M.A et l'autre de 550 M.A. Leur particularité serait dans la persistance des axes métamorphiques majeurs.

1.3. Les nouvelles interprétations de la géologie du socle malgache

Depuis un peu plus d'une dizaine d'années maintenant, un regain d'intérêt sur la géologie de Madagascar est apparu surtout chez les universitaires nationaux comme étrangers. La perception de la géologie de Madagascar est actuellement en train d'évoluer. Madagascar est placé dans son contexte géodynamique régional.

De nouvelles mesures de datation de roches ont été faites (*Goncalves et al.*, 2003 ; *Fernandez et al.*, 2003, *De Wit et al.*, 2001, *Kröner et al.*, 2000). Le socle cristallin malgache est globalement subdivisé en sept blocs tectoniques (*Collins et al.*, 2003) :

Le bloc Antongil : il est formé des formations les plus anciennes de Madagascar (2.5 à 3.19 G.A). Les roches présentent des similitudes avec celles du craton de Dharwar en Inde. Cette partie de l'île est considérée comme une relique de ce dernier, séparée de son groupe d'origine durant les différentes phases de formation des anciens continents. Cette situation a été déjà observée en l'Afrique et l'Amérique du sud où un bout du craton ouest africain est retrouvé au Brésil (Bonvalot et al., 1991).

Le bloc Antananarivo est formé d'orthogneiss (2.49 à 2.55 G.A) avec intrusion de ceintures granitique ou de plutons gabbroïques datées entre 820 et 720 M.A. Ces formations sont à leur tour déformées par des intrusions de plutons et de dykes granitiques datés de 630 à 530 M.A. (Collins et al., 2003).

Cette dernière étape est associée à un métamorphisme de haute intensité et à des déformations considérés comme la marque de la fermeture de l'ancien océan Mozambique et de la collision entre les cratons de Dharwar et Congo/Tanzanie/Bangweulu.

On note également l'importante virgation vers l'ouest de la formation d'Ambatolampy. En effet, elle passe subitement d'une direction Nord-Sud à une direction Est-Ouest au niveau de la ville d'Antananarivo.

Les formations datées de 820-720 M.A sont interprétées comme des plutons de type andin. Elles ont été mises en place dans un contexte de marge continentale. Ce qui n'est pas encore bien définie actuellement est la direction suivant laquelle cette marge a plongé (vers l'Ouest ou vers l'Est). Collins et al. (2003) ainsi que Kröner et al. (2000) penchent pour l'hypothèse d'un plongement vers l'Est. Cette suture serait alors marquée par une formation qu'ils ont dénommée **la suture Betsimisaraka**. Cette formation se trouverait alors le long de contact supposé entre l'Antongil et le Masora d'une part et le bloc Antananarivo d'autre part. Il s'agirait des anciennes formations dites de Manampotsy et de Beforona.

La formation de Tsaratanana est composée de quatre ceintures d'orientation subméridienne. Elle est composée de gneiss mafiques, de roches métasédimentaires superposant les granitoïdes du bloc Antananarivo. On trouve d'Ouest en Est, la formation de Maevatanana, la formation de Beforona, la formation d'Andriamena et celle d'Androna. Les interprétations sur leurs structures et

origines sont diverses, mais il semblerait aujourd'hui que, quelles que soient leurs origines supposées, ces formations aient été transportées depuis un emplacement originel. Les âges obtenus sur ces formations vont de 2.5 à 2.52 G.A.

Au sud-ouest du bloc Antananarivo, on trouve les formations métasédimentaires et metabasites de **l'Itremo**. Il s'agit de l'ancienne série SQC comme l'a dénommé Bésairie (1973) ou Hottin (1976). Ces formations se placent directement au dessus des formations du bloc Antananarivo, comme le font les formations de Tsaratanana (Collins et al., 2000).

Actuellement la moins connue de toutes, la **formation de Bemarivo** est située à l'extrême nord de Madagascar. Elle est formée de paragneiss, d'orthogneiss, de granites, de quartzites et de schistes. Elle se place au-dessus des formations du bloc Antongil. La foliation est plongeante vers le nord.

Le **bloc Sud** regroupe toutes les formations au sud de la faille de Ranotsara. De Wit et al. (2001), Martelat (1998) ont étudié la tectonique, la structure et la géochronologie des formations de la partie Sud-Est de l'île. Pour cela, ils ont gardé la subdivision lithostratigraphique proposée par Bésairie (1973) : Ainsi, on a d'Est en Ouest, la série de l'Androy, la série du graphite et la série de Vohibory. Du point de vue tectonique, on note la présence de trois zones de cisaillement senestres de direction Nord-Sud et visiblement reliées à la grande zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Ce sont les axes de cisaillement d'Ampanihy, de Vorokafotra et de Tranomaro.

Actuellement, une certaine convergence d'idées est observée quant à l'origine des roches malgaches. La partie occidentale est considérée comme faisant partie du « *continent africain* » avant la formation du super-continent Gondwana. La partie orientale était alors collée à l'actuelle Inde. Entre elles, il y avait l'ancien océan Mozambique. Ces deux parties constituaient une zone tampon lors de la phase de convergence entre le craton de Dharwar d'une part et le craton du Congo/Tanzanie/Bangweulu d'autre part. La divergence apparaît quant à la situation exacte de la frontière entre ces parties « *africaine* » et « *asiatique* ».

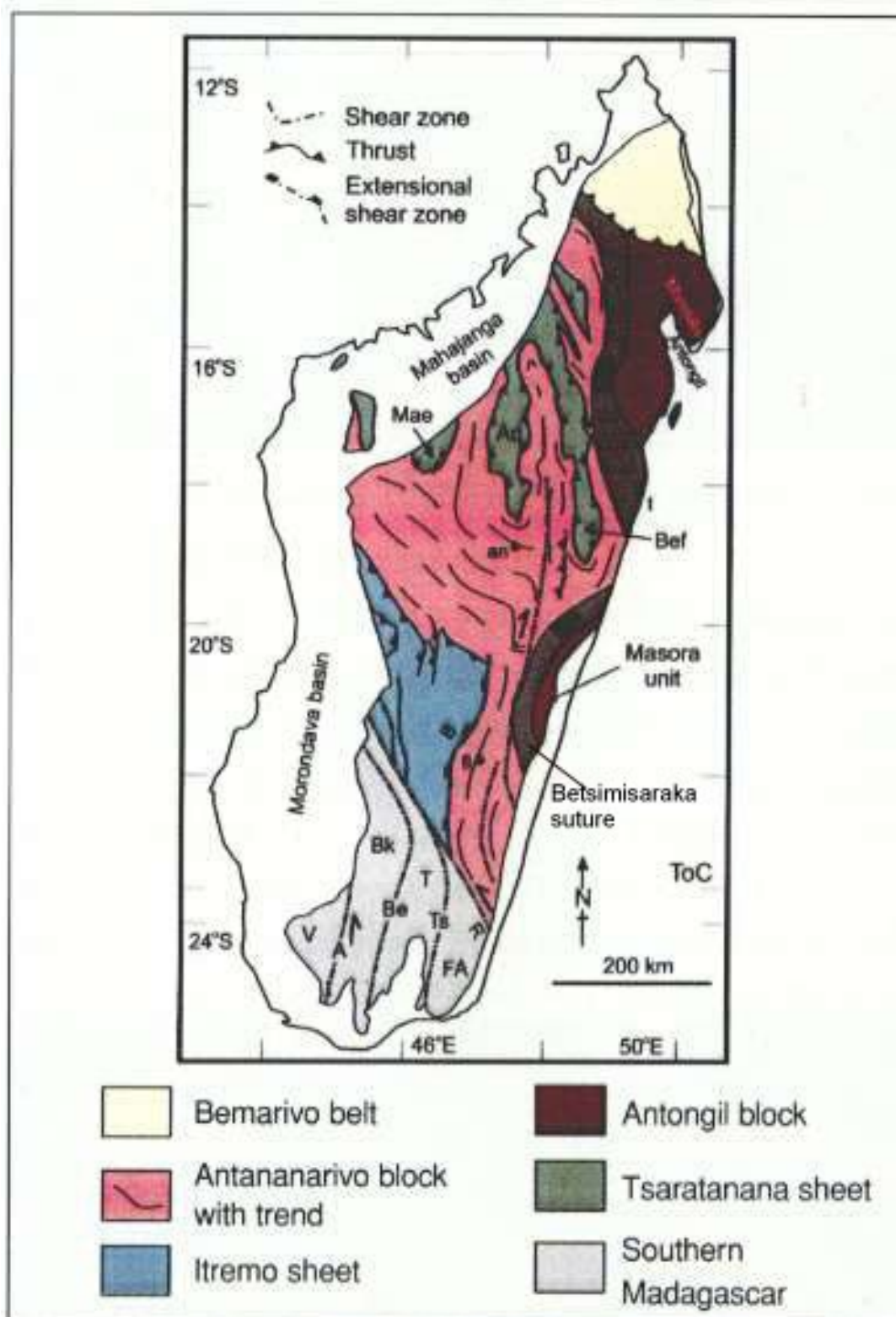


Fig. 3 : Carte géo-structurale de Madagascar d'après Collins et al (2000).

Cette situation en tant que « ceinture mobile » est à l'origine de l'orientation préférentiellement subméridienne des formations géologiques malgaches. Les mouvements de la croûte terrestre

durant la formation du Gondwana ont également influencé d'une manière forte la formation des différentes structures géologiques de l'île.

4. LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

4.1. INTRODUCTION

Ils couvrent le tiers de la superficie de l'île et se repartissent en quatre bassins : bassin d'Antsiranana dans le Nord, le bassin de Mahajanga dans le Nord-Ouest, le bassin de Morondava à l'Ouest et le mince bassin de la côte Est.

Les couches sont monoclinales à faible pendage Ouest, hachées par des failles. La formation de ces bassins est le résultat des cassures continentales entre l'Afrique et Madagascar d'une part et entre Madagascar et l'Inde d'autre part (côte Est).

Pour les trois bassins les plus importants, on classe généralement les roches en deux systèmes :

- Le Karroo allant du Carbonifère supérieur au Jurassique moyen
- Le post-Karroo qui va du Jurassique supérieur à l'Actuel

On appelle système Karroo l'ensemble des roches déposées entre le Carbonifère supérieur et le Jurassique moyen par analogie aux mêmes dépôts de mêmes âges identifiés en Afrique australe. Ce sont des formations continentales avec quelques intercalations marines. Elles remplissent dans le bassin de Morondava la fosse dite du Karroo qui commence un peu au sud de Toliara et qui présente une direction subméridienne parallèle au contact sédiments-socle. Cette fosse présente des profondeurs allant parfois jusqu'à 8000 m (valeurs obtenues à partir des sondages pétroliers).

Ce système du Karroo comprend trois groupes :

- Le groupe de la Sakoa à la base
- Le groupe de la Sakamena
- Et le groupe de l'Isalo au sommet

Le groupe de la Sakoa occupe une région limitée dans le Sud-Ouest. Il comporte quatre séries dont les calcaires marins de Vohitolia, témoins de la première transgression marine connue lors de l'ouverture du canal de Mozambique.

Le groupe de la Sakamena est représentée par une bande de terrain étroite longeant le bord du socle. Il est en partie continental avec des intercalations marines. Cette formation a une puissance de 3000 à 5000 m.

Le groupe de l'Isalo occupe une large bande des bassins de Morondava et de Mahajanga. L'âge de ces formations varie du Trias au Jurassique moyen. La base est de nature continentale avec des incursions marines parfois importantes et de longue durée dans sa partie inférieure.

Le post-Karoo va du Jurassique supérieur au Quaternaire. Il présente des faciès continental, lagunaire et marin avec des apparitions d'intrusions magmatiques liées à la tectonique.

Le jurassique est surtout marin avec des dépôts continentaux épais. Il débute par une transgression marine observable dans tous les bassins malgaches. Les couches de Crétacé sont marquées par des faciès répétés et alternés de marnes, de grès calcaires et de grès. Toutefois, le faciès continental y prédomine. On peut noter l'existence d'importants épanchements basaltiques au Campanien-Turonien.

4.2. LE BASSIN SÉDIMENTAIRE DE MORONDAVA

Le bassin de Morondava s'étend à l'Ouest de Madagascar de la région du cap Saint André dans le Nord-Ouest jusqu'au sud de Toliara. *Piqué et al. (1999)* ont donné une récapitulation des connaissances sur le remplissage sédimentaire et la cinématique de ce bassin. Nous reprenons ici pour l'essentiel les résultats de cette étude.

Le groupe de la Sakoa qui est à la base du système du Karroo est développé le plus dans le sud du bassin. Son épaisseur y est estimée à 2000 m. Il est formé de quatre formations:

- Une série glaciaire avec tillite de 50 à 450 m d'épaisseur et d'âge probable Carbonifère inférieur. La tillite repose en discordance majeure sur le socle cristallin. Elle est constituée de blocs anguleux et hétérométriques de roches cristallines disséminées dans une matrice sombre silto-gréseuse.
- Des niveaux houillers à *Glossopteris* et *Gangamopteris*. Ils ont une épaisseur allant de 100 à 150 m et sont datés du permien inférieur. Ces couches à charbon ont une épaisseur de un à quelques mètres. Elles sont datées du Permien inférieur.
- Une série grés-argileuse rouge à restes végétaux. Son épaisseur ne fait pas l'unanimité chez les auteurs : 1400 m pour Bésairie (1972) et Razafimbelo (1987) et 20-400 m pour Coffin et Rabinowitz (1988). Elle est constituée de bancs d'épaisseur plurimétrique de grès grossier à laminations obliques et de niveaux pélitiques. Dans la partie centrale du bassin, Il s'agit d'un dépôt fluviatile tressé. On montre également que l'alimentation du bassin de la Sakoa se faisait depuis le centre actuel de l'île.
- Des niveaux calcaires marins de Vohitolia (20 – 30 m) du Permien.

Ces niveaux inférieurs du système Karroo ne sont visibles qu'au sud du bassin de Morondava. On épaisseur diminue progressivement à mesure que l'on remonte vers le nord.

Au dessus de ces couches, on trouve le groupe de la Sakamena. Il est plus répandu et plus épais que le groupe de la Sakoa. Il est divisé en trois termes allant du Permien supérieur au Trias moyen :

Le terme inférieur est discordant sur la Sakoa et sur le socle. Il a 500 à 3000 m d'épaisseur. Ce sont surtout des grès gris-vert souvent à laminations obliques, et des argilites grises bise litées d'origine continentale.

Le terme moyen est argileux, lacustre ou laguno-marin avec une épaisseur de 250-300 m. Il est continu sur tout le bassin et est daté du Trias inférieur.

Le terme supérieur a une épaisseur de 500 m avec prédominance des faciès gréseux et microconglomératiques. Sa partie sommitale est constituée d'argiles bariolées, de siltites et de grès parfois quartzitiques.

Ces faciès indiquent des conditions de dépôts continentales ou lagunaires.

Le groupe de l'Isalo forme la partie supérieure du système du Karroo. C'est un ensemble de nature détritique. Dans le massif de l'Isalo au sud du bassin, il est constitué de deux ensembles continentaux: l'Isalo I et l'Isalo II.

L'Isalo I est constitué d'arkose grossière microconglomératique blanche ou grise. Les laminations obliques d'échelle métrique et les diaclases silicifiées qui restent en relief caractérisent ce faciès.

L'Isalo II est formé de conglomérats et de grès rougeâtres avec des bois silicifiés. Cette formation est datée du Trias supérieur. La base de cette couche est parfois discordante sur les niveaux inférieurs ou repose directement sur le socle. Razafimbelo (1987) propose de rattacher l'Isalo I à la Sakamena et donne le nom de formation Makay à l'Isalo II. Au sommet ces grès passent latéralement vers l'ouest à des faciès mixtes, récurrents, gréseux, calcaires et marneux à nombreux bois silicifiés. C'est la transgression majeure.

Un Isalo III à faciès mixte est aussi identifié localement au sommet de l'Isalo II. Il est constitué de calcaire blanc avec au dessus une récurrence de marnes et de calcaire.

Le Jurassique moyen est représenté dans le nord du bassin par les épaisses couches de la falaise de Bemaraha. Ces couches sont bien visibles le long de la Tsiribihina qui les recoupe. On distingue (Bésairie, 1972) :

- Les calcaires et les marnes calcaréo-marneuses à faciès marin du Bajocien et du Bathonien inférieur.
- Les niveaux gréseux de la partie médiane de la falaise du Bemaraha.
- Les calcaires marins du Bathonien passant au sud à des faciès mixtes.

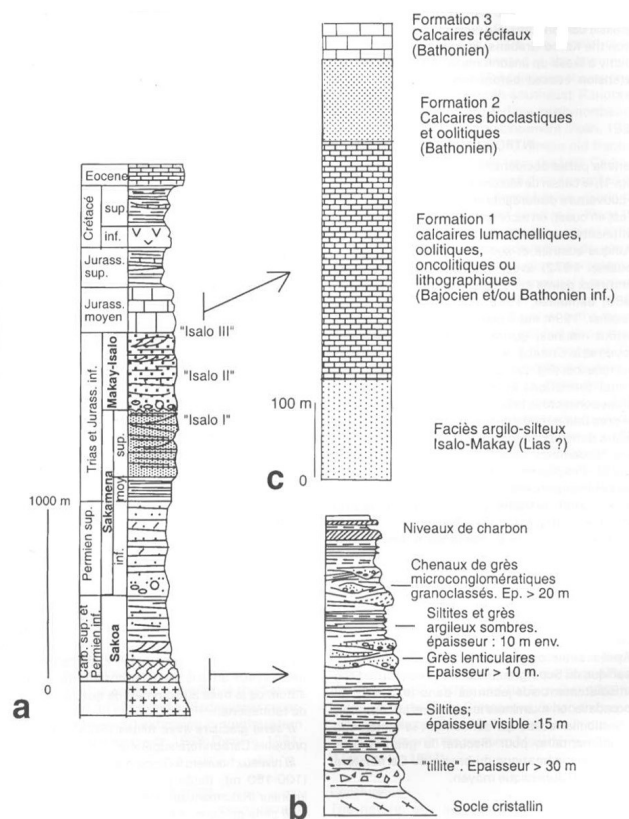


Figure 2. Colonnes lithostratigraphiques dans le bassin de Morondava. (a) Colonne synthétique (d'après Razafimbelo, 1987; simplifiée). Les épaisseurs, variables selon les régions, sont indicatives. (b) Colonne levée dans la région de Betioky. Voir texte. (c) Coupe de la Bemaraha, vallée de la Tsinibihina. Voir texte.
 Figure 2. Lithostratigraphical logs from the Morondava Basin. (a) Synthetic log (simplified after Razafimbelo, 1987). Indicative thickness values only, variable according to region. (b) Log observed in the Betioky area. See text. (c) Bemaraha section, Tsinibihina Valley. See text.

Fig. 4 : Colonnes stratigraphiques du bassin de Morondava (d'après Piquet et al., 1996)

Structuralement parlant, le bassin de Morondava est subdivisé en deux parties : un sous-bassin sud avec des failles bordières N-S à N20E et un sous-bassin nord avec une direction globale des failles de NNW-SSE. La Sakoa et les premiers termes de la Sakamena sont absents dans le sous-bassin nord.

D'une manière générale, la bordure orientale du bassin de Morondava montre une aggradation progressive des formations Karroo du sud vers le nord et de l'ouest vers l'est. Le contact avec le socle se fait par des failles syn-sédimentaires. Des coupes effectuées sur la bordure du bassin, ainsi que l'étude de la subsidence des couches (Rajaomazava, 1991) montrent une géométrie en horst et graben reliée à l'effondrement progressif vers l'ouest du socle et de sa couverture Karroo.

Les failles limitant le bassin à l'est sont parallèles aux directions des structures du socle dont le cisaillement de Bongolava-Ranotsara et celui d'Ampanihy. On peut penser à une réactivation de

ces accidents anciens durant la période du Carbonifère au Jurassique donnant au bassin de Morondava sa forme particulière. Les failles bordières montrent une composante principale verticale sans trace apparente de mouvement trascurrent. *Piqué et al (1999)* concluent que le bassin de Morondava, avant le Jurassique, était un rift avorté.

4.3. LE BASSIN SÉDIMENTAIRE DE MAHAJANGA

Cette partie concernant le bassin du nord-ouest malgache est en grande partie tirée de la synthèse faite par *Razafindrazaka et al. (1999)*.

Les premiers dépôts sédimentaires du bassin de Mahajanga sont également datés du Karroo (Carbonifère supérieur - Trias). Comme dans la partie nord du bassin de Morondava, la Sakoa n'est pas représentée. La Sakamena est donc directement transgressive et discordant sur le socle. Les faciès sont continentaux mais avec parfois des intercalations marines plus ou moins abondantes vers le nord-est (Permo-Trias). La Sakamena inférieure est caractérisée par une alternance d'argilite et de grès micacés à végétaux. Ces couches sont datées du Permien supérieur.

La Sakamena moyenne est à faciès lagunaire avec des apports terrigènes fluviaux. Elle est constituée d'argiles à nodules, septarias et lits calcaires. Ces terrains présentent des indices bitumeux.

La Sakamena supérieure est constituée de grès fins, tendres à laminations obliques et d'argilites bariolées de couleur rouge.

L'Isalo est représentée par des grès tendres, très perméables et mal cimentés se désagrégeant pour donner des sables siliceux en surface. Ce groupe recouvre en discordance le groupe de la Sakamena. Elle repose parfois directement sur le socle. La base de l'Isalo est continentale, tandis que ses parties médiane et supérieure présentent des incursions marines.

L'Isalo I est faite de grès grossiers, conglomératiques avec des laminations obliques indiquant un régime climatique à pluviométrie importante avec des cours d'eau érodant le socle cristallin. L'Isalo

Il est constituée d'une alternance de grès plus ou moins grossiers à laminations obliques, jaunâtres ou rougeâtres et d'argiles rouges avec de nombreuses et puissantes intercalations marines. L'Isalo III est constitué d'une alternance de grès à laminations obliques, d'argiles et de grès carbonatés fins avec des intercalations lagunaires. *Razafindrazaka et al. (1999)* donnent à cette formation un âge Jurassique inférieur.

Le système Karroo ne présente en tout qu'une épaisseur d'un millier de mètres dans le bassin de Mahajanga alors que cette même couche de terrain a une épaisseur allant jusqu'à 8000 m dans le bassin de Morondava. L'Isalo y développe aussi des conditions saumâtres et marines plus précoces. La Sakoa y est complètement absente.

Les terrains post-Karroo sont surtout des séquences marines allant du Jurassique moyen à l'Actuel.

Le Jurassique inférieur présente un faciès mixte, continentaux et marins (Isalo III), tandis que le Jurassique moyen est franchement marin (marnes, calcaires et argiles dans les plateaux de Kelifely et de l'Ankara), sauf dans le nord du bassin où il est représenté par des grès fins. Le Jurassique supérieur est également prédominé par les faciès marins.

La base du Crétacé est marine alors que le sommet présente des figures de régressions avec des horizons de lignite. La transgression marine de l'Aptien termine cette période. Le Cénomani est marin dans le nord et continental dans le sud (grès d'Ankarafantsika épais de 250 m).

Des coulées basaltiques turoniennes ayant une puissance de 200 m surmontent ces grès. Elles sont recouvertes par des argiles et grès continentaux du Turonien et du Coniacien, témoin d'une réactivation de la marge et/ou d'un basculement régional de l'île. Au nord du bassin, on remarque des minces intercalations marines. Le reste du Crétacé est constitué par des calcaires et les marnes du Maestrichtien.

Les séries du Paléocène sont surtout marines (dolomie, calcaire dolomitique et à la base formation gréseuse ou calcaréo-marneuse). L'Eocène et l'Oligocène sont représentés par des calcaires et des marnes. Les dépôts du Miocène ne sont visibles que dans la zone côtière (marnes et calcaires

blancs crayeux ou compact parfois grumeleux, souvent riches en grains de quartz). Au Pliocène, on remarque une régression marquée par des dépôts détritiques et des calcaires lacustres de 50 à 150 m d'épaisseur.

Dès la fin du Carbonifère ou au début du Permien, le socle de cette partie de Madagascar a été soumis à une extension globalement de direction nord-sud selon les anomalies magnétiques mesurées en mer dans le bassin de Somalie (Raillard, 1990). Ce mouvement a permis l'individualisation d'un fossé complexe rempli par la suite par les dépôts Karroo. Ce fossé Karroo est orienté NE-SW et séparé par la faille d'Ambondromamy du reste du socle stable. Il est compartimenté en horsts et grabens. Le horst de Marovoay, visible sur les profils sismiques étudiés par Randriamananjara (1994), sépare le bassin de Mahajanga en deux parties subsidentes au SE (Ankara) et au NW du côté de la marge. A la fin de la période Karroo, l'extension s'arrête et les failles sont scellées par des dépôts du Jurassique moyen.

L'histoire géodynamique du bassin de Mahajanga montre les deux épisodes successifs de la constitution classique d'une marge continentale : le rifting continental (d'âge Karroo) avec apparition de failles normales et amincissement crustal ; le post-rift (à partir du Jurassique moyen) durant lequel l'extension cesse et l'océan avance vers l'intérieur des terres. Ce mécanisme est en accord avec les données observées au Kenya et dans le bassin de la Somalie (Raillard, 1994). On note également quelques réactivations des failles synrift au Crétacé. Ceci est dû au rifting indo-malgache (*Piqué et al, 1999*).

5. LES RIFTINGS MALGACHES

5.1. LE RIFTING AFRO-MALGACHE

L'île de Madagascar s'était formée à la suite de la dislocation du super-continent du Gondwana auquel il appartenait jusqu'à la fin du Paléozoïque. L'appartenance et la situation de Madagascar par rapport à l'Afrique ne souffre plus actuellement de contestation. Plusieurs arguments stratigraphiques, paléontologiques, structurales, géophysiques ou morphologiques militent en faveur de cette hypothèse :

- Similitudes entre les séries sédimentaires du Karroo en Afrique du Sud, Kenya et Tanzanie d'une part et les séries sédimentaires continentales des bassins de Morondava et de Mahajanga (*Bésairie, 1972*)
- Concordances entre les pôles magnétiques mesurées sur les roches d'âge Karroo de Madagascar et d'Afrique australe (*Mc Elhinny & Embleton, 1976 ; Razafindrazaka et al, 1976*)
- Concordances des positions relatives et des mouvements tectoniques observées sur les linéaments d'Assouan (en Afrique), de Ranotsara (Madagascar) et d'Anchakovill ou Bhavani (en Inde) (*Chorowicz, et al., 1987*)
- Concordances entre les déformations des roches du socle ancien de Madagascar et celles de la ceinture dite mozambicaine (*Nicollet, 1988*)
- Données magnétiques océaniques enregistrant les différentes étapes de l'ouverture du bassin de Somalie et du canal de Mozambique (*Ségoufin et Patriat, 1988 ; Raillard, 1990*)
- Concordance des lignes de côtes est-africaines et malgaches (*Raillard, 1990*)

Ces arguments sont assez forts pour étayer la thèse d'une appartenance africaine de Madagascar jusqu'au Permien, bien que les enregistrements sédimentaires dans les bassins occidentaux malgaches ne suivent pas en toute rigueur la triptyque classique de la sédimentation dans un bassin de rift qui est :

- Séries synrift, fluviales
- Séries lagunaires généralement salifères

-Couches carbonatées

Dans le bassin de Morondava, les sédiments les plus anciens sont des conglomérats d'âge Carbonifère supérieure. Des couches de nature marine sont également observées à ce niveau et témoignent d'une avancée précoce, suivie de retrait de la mer (*Piqué et al., 1996*).

Madagascar avait dérivé du Nord-Ouest vers le Sud-Est le long d'une structure en coulissement, la ride de Davie. Cette dérive a entraîné la formation du bassin océanique de la Somalie au Nord et du Canal de Mozambique à l'Ouest. *Raillard (1990)* a montré la chronologie de cette double ouverture à partir des données de la géophysique marine (magnétisme, gravimétrie et sismique).

L'origine de cette cassure intra continentale est à rechercher selon *Daly et al (1991)* dans une collision continentale survenue au Paléozoïque dans la région du Cap en Afrique du Sud (orogénèse dite du Cap). Ce phénomène géologique a entraîné la formation de grands accidents senestres de direction N60 visibles sur le continent africain (faille de Maputo et surtout faille de Limpopo). Ces directions et ce sens de mouvement sont également observés dans la bassin de Mahajanga (*Piqué et al., 1996*).

Piqué et al. (1996) synthétisent la formation des bassins de Morondava et de Mahajanga comme suit :

- Phase syn-rift : réactivation du linéament de Bongolava-Ranotsara. Ceci crée un couloir cisailant subméridien dextre (bassin de la Sakoa).
- Ouverture progressive de ce couloir vers le NO. D'où la formation du bassin de Morondava. Dans le même temps et dans le même mouvement extensif NO-SE, structuration en sous-bassin du couloir senestre N60 du bassin de Mahajanga.
- Phase post-rift : ouverture dans une direction ONO-ESE du bassin océanique de Somalie. Utilisation des failles N60 (Mahajanga) et subméridiennes (Morondava).

Le coulissement vers le sud le long de la ride de Davie cesse au moment où le rift indo-malgache commence (Crétacé). Dans le canal de Mozambique, les structures subméridiennes rejouent en failles normales avec formation de horsts et grabens (*Raillard, 1990*). A cette époque, il semblerait que des coulées volcaniques aient pu recouvrir l'ensemble de l'île (*Rasamimanana et al., 1998*

5.2. LE RIFTING INDO-MALGACHE

Une deuxième cassure continentale fait son apparition à l'Est de la structure précédente entraînant la séparation entre l'Inde et Madagascar et la formation du bassin des Mascareignes. *Piqué et al (1999)* proposent le schéma suivant pour expliquer cette deuxième ouverture.

-Passage de Madagascar au dessus d'un panache chaud (Crétacé supérieure) aujourd'hui situé beaucoup plus au sud près des régions sub-polaires (point chaud de Marion). Le passage de ce point chaud est matérialisé entre autres par le volcan de l'Androy dans le Sud de Madagascar, mais il est également responsable des épanchements de laves censées avoir recouvert l'ensemble de l'île. Un tel panache produit des basaltes alcalins et tholéïtiques. Ce passage entraîne également une fragilisation de la lithosphère et favorise le travail des forces d'entraînement.

-Ces forces d'entraînement sont à l'origine de l'extension E-O à ENE-OSO. Cette extension étant matérialisée par les dykes de la côte Est. Le mouvement précédemment transcurrent le long de la ride de Davie fait donc place à une extension pure.

-Le mouvement se ré-orienté ensuite vers le N-E (d'après les anomalies magnétiques en mer). Cette direction étant également celle des dykes du S-O malgache.

A la limite Crétacé-Tertiaire, l'ouverture du bassin des Mascareignes cesse brusquement. Il y a un saut de dorsale en faveur de celle centrale-indienne. La dérive du continent indien vers l'Asie continue en utilisant cette nouvelle dorsale océanique et le bassin des Mascareignes, à son tour, se fossilise.

6. LA REMONTÉE DE L'ASTHÉNOPHÈRE

Les travaux de *Rakotondraompiana (1992)*, *Rambolamanana (1999)* montrent un amincissement important de la croûte de Madagascar au centre de l'île. La topographie de l'interface lithosphère-asthénosphère montre qu'un tel amincissement est compatible avec une extension E-O à NE-SO. Cet amincissement est la conséquence de la remontée de l'asthénosphère en dessous de l'île (*Rakotondraompiana, 1992*). Ceci a été mis en évidence en étudiant la liaison (fonction de transfert) entre le relief et les valeurs gravimétriques.

La remontée asthénosphérique se faisant de manière asymétrique, le bombement qu'elle produit en surface est également asymétrique. Le relief est très escarpé du côté Est. Il est par contre plus calme quand on va vers les côtes occidentales de l'île. Sur les profils gravimétriques E-O passant par la région de l'Ankaratra, un prisme de roches denses, d'origine probablement magmatique, est placé à la base de la croûte pour expliquer les variations des valeurs de l'attraction du champ de pesanteur (*Rakotondraompiana, 1992*). Ce corps s'interprète comme des résidus de la fusion partielle des magmas durant leur montée vers la surface. Un tel phénomène ne peut se faire sans un apport de chaleur importante. Le volcanisme néogène (Ankaratra) est considéré comme la marque de la fin de la remontée conformément aux observations géologiques et modèles géophysiques faites dans les zones de bombement crustal du continent africain (*Lesquer et al, 1988*).

Mais le cas malgache présente quelques particularités par rapport aux zones de bombement connues du continent. En effet, Madagascar se présente comme une portion de croûte continentale comprise entre deux régions de nature océanique. L'île est limitée à l'Est comme à l'Ouest par deux rifts voisins non seulement dans l'espace mais aussi dans le temps. Ce sont les deux événements géologiques majeurs immédiatement antérieurs à la remontée asthénosphérique. On peut donc logiquement penser qu'ils ont sûrement une influence sur le comportement de la croûte lors des événements postérieurs.

Nous verrons donc successivement la structure du sous-bassin Karroo dans le bassin de Morondava (côte Ouest), les mouvements récents enregistrés dans le bassin de Morondava, la

liaison entre le bassin de l'Alaotra et le mécanisme profond, la liaison entre les activités sismiques, la structure globale de la lithosphère et la morphologie de surface.

7. LE SOUS-BASSIN KARROO

7.1. INTRODUCTION

Si la situation de Madagascar avant la dislocation du Gondwana ne fait actuellement plus de doute, par contre les structures induites par le mouvement de séparation de Madagascar par rapport à l'Afrique n'ont pas fait jusqu'ici l'objet de recherche approfondie. L'histoire géologique de la formation des bassins sédimentaires malgaches n'est pas connue avec autant de précision qu'elle l'est pour les parties africaines. Or, cette connaissance est fondamentale car toutes les recherches sur les minéralisations dans les bassins doivent se bâtir sur elle.

Les dépôts Karroo correspondent à la phase continentale de la cassure, c'est-à-dire la phase initiale. Son étude nous renseignera ainsi sur les mécanismes qui ont régi cette cassure crustale. Nous avons choisi comme zone d'étude la région de Miandrivazo. La ville de Miandrivazo est située le long de la route menant d'Antsirabe vers Morondava. Elle est placée juste au passage du socle cristallin vers la partie sédimentaire. La zone où l'on va faire nos travaux de modélisation est un quadrilatère d'environ 200 km sur 80 km.

L'étude et la modélisation de ce sous-bassin Karroo a été fait en plusieurs étapes et en utilisant plusieurs méthodes d'approche dont la géophysique (gravimétrie) et la télédétection.

L'objectif de l'interprétation est de tirer des informations sur la structure tectonique de la région. Plus particulièrement, on cherche des informations sur la cassure continentale ayant conduit à la formation du rift et sur le mécanisme de la formation de ce rift. En effet, ces événements ont nécessairement laissé des traces dans les formations géologiques qu'ils ont affectées. L'analyse de ces traces tectoniques devrait donc permettre de tirer des renseignements sur les phénomènes qui les a produites.

Les résultats mentionnés ci-après proviennent essentiellement de l'interprétation des images, mais ils utilisent également des éléments provenant des autres disciplines. Ils concernent l'ouverture du

bassin (Paléozoïque supérieure), les mouvements au Jurassique et au Crétacé, et enfin l'époque sub-actuelle à actuelle.

7.2. LES DONNÉES

Les images satellitales et mesures sur le terrain

Nous disposons d'un jeu de trois images SPOT XS (K-J 164-388, 164-389 et 164-390) sur papier de la région de Miandrivazo (bassin de Morondava) et d'une image Landsat MSS 172-073 (canal 7), également sur papier, de la partie nord du bassin de Morondava incluant le plateau de Bemaraha et le contact socle-sédiments

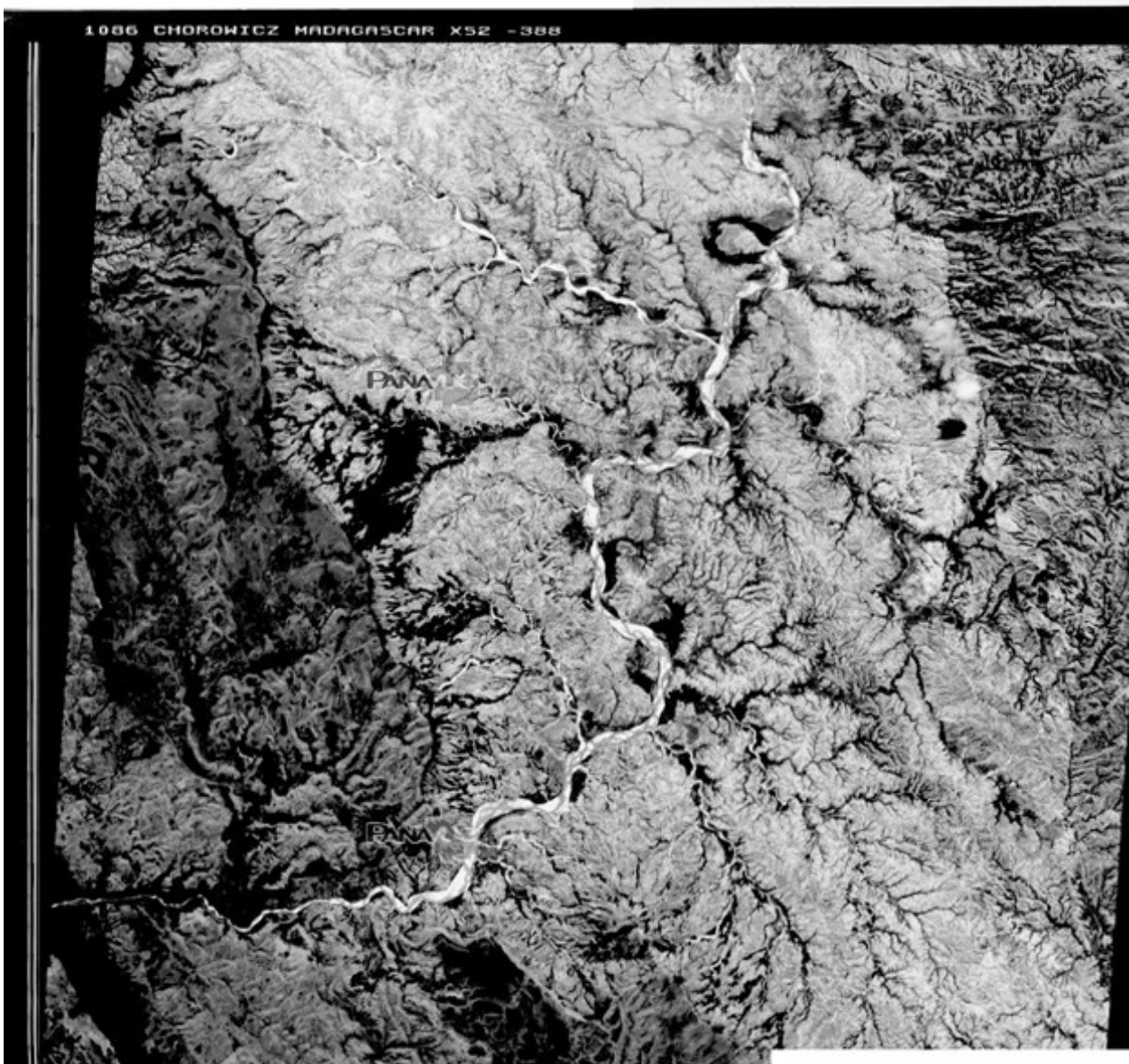


Fig. 5 : Image SPOT XS2 n° 164-388

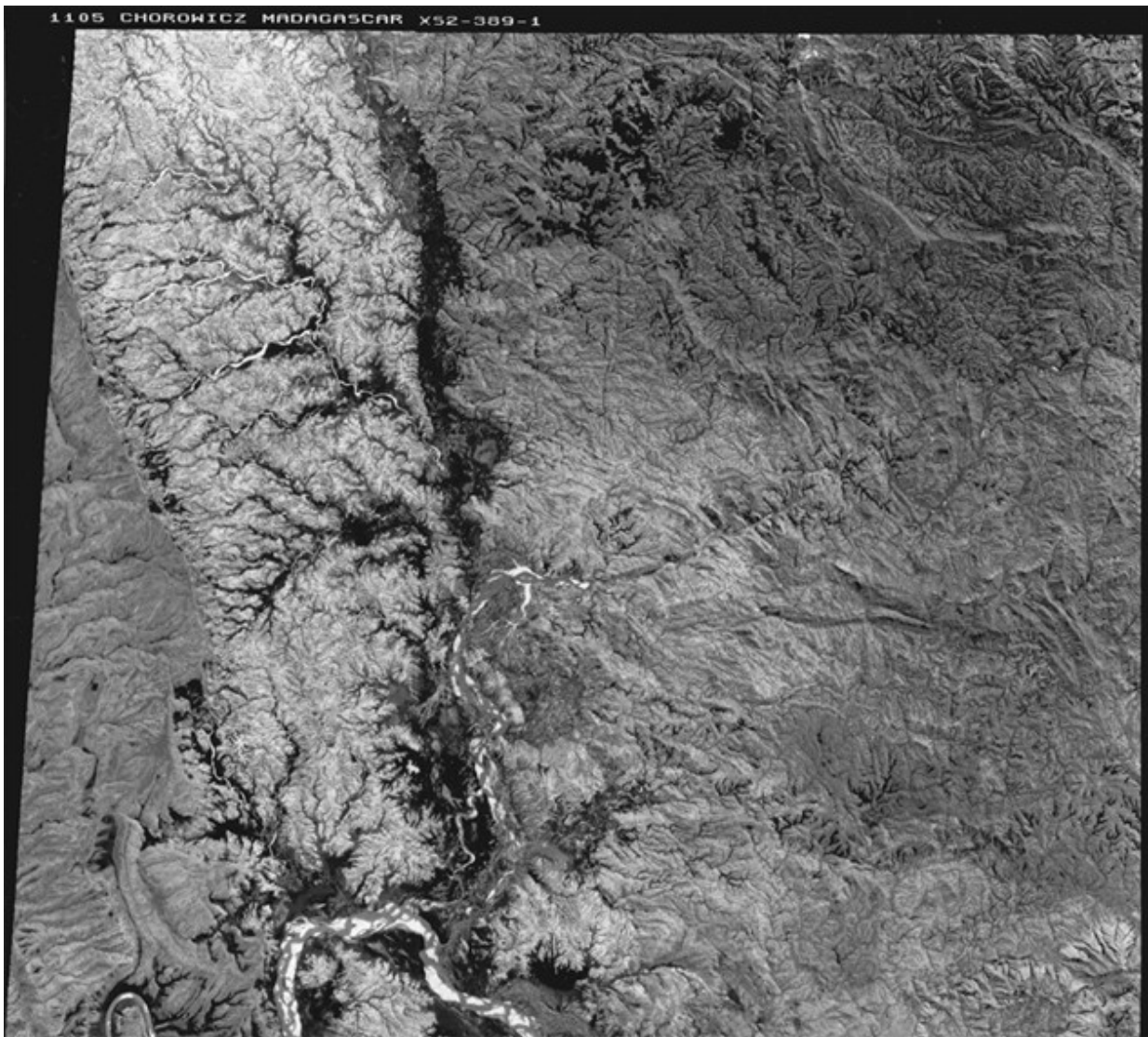


Fig. 6 : Image SPOT XS2 n° 164-389

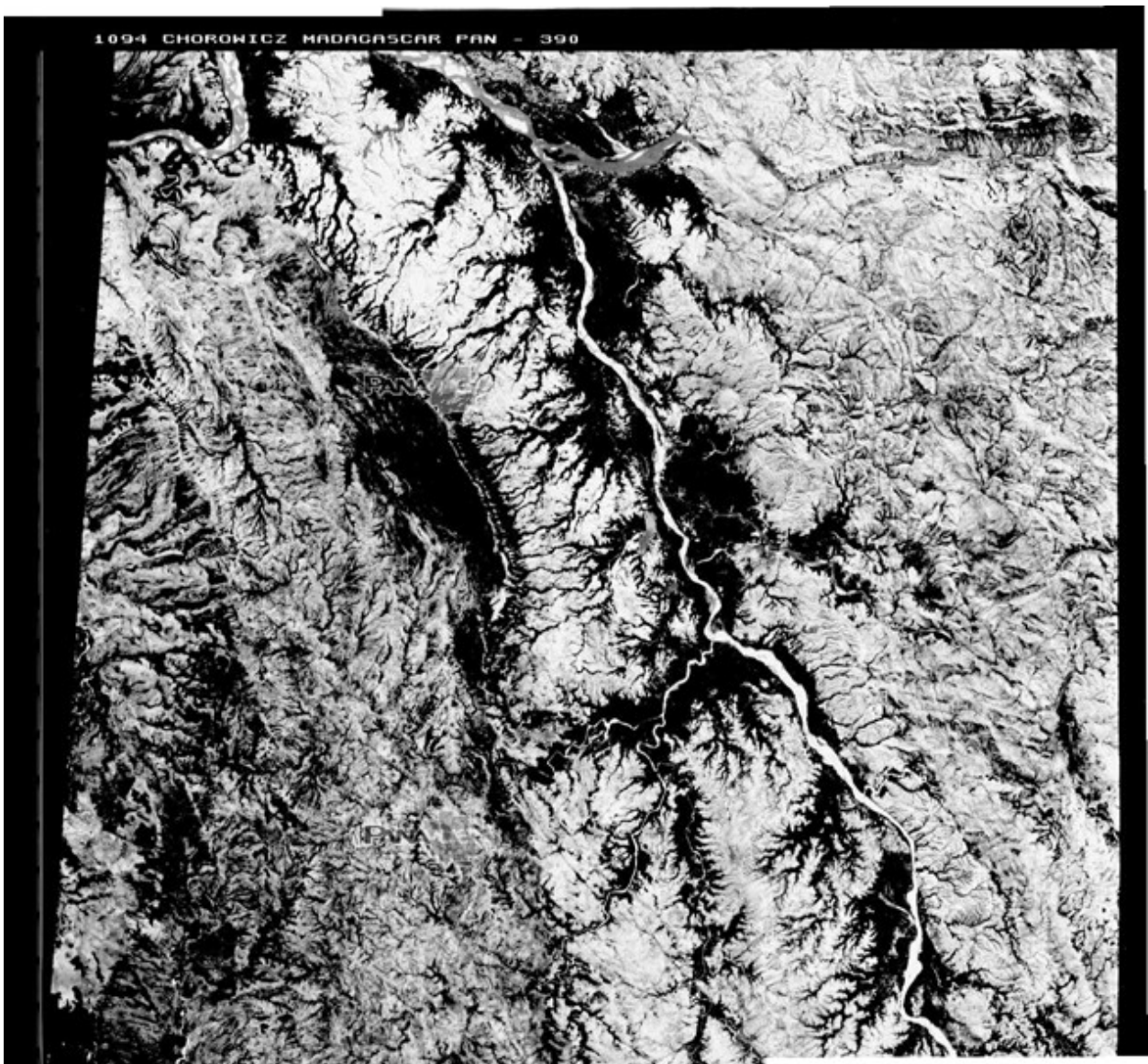


Fig. 7 : Image SPOT P n° 164-390



Fig. 8 : Image Landsat MSS de la partie nord de la zone d'étude (rivière Manambolo) montrant le « tsingy » et les failles sur le plateau de Bemaraha

L'image Landsat MSS nous a été prêtée gracieusement par l'ORSTOM (actuellement Institut de Recherche pour le Développement, IRD), tandis que les images SPOT sont des acquisitions du programme de recherche « *Rifting malgache* ». Les images SPOT ayant été fournies initialement

sous forme numérique (sur bandes magnétiques), leur transcription sur papier photographique a été faite au Laboratoire de Géologie, Géomorphologie Structurale et Télédétection de l'université Pierre & Marie Curie (Paris VI). A cette époque, nous ne disposions pas encore d'outils de traitement numérique et toutes les images ont été interprétées visuellement.

Le passage du socle cristallin aux couches sédimentaires est bien visible sur les images satellitales. La zone de socle présente un relief plus accidenté avec des fortes variations d'altitude. Les mouvements tectoniques se traduisent le plus souvent par des cassures brusques bien visibles dans le relief. Les roches sédimentaires, par contre, présentent un relief plus calme. Les couches sont horizontales ou sub-horizontales. Les variations du relief sont de faible amplitude et moins fréquentes que ce que l'on peut trouver dans une zone de socle cristallin. Ce que l'on voit surtout sur les images est la géométrie des structures tectoniques (failles ou autres linéaments), mais il est parfois possible d'obtenir des informations sur les mouvements des failles par la disposition de certains détails de l'image.

Le réseau hydrographique est l'un des éléments qui renseignent le mieux sur la structure géologique du sous-sol. En effet, il est très sensible aux mouvements de la croûte terrestre. Un basculement de faible amplitude peut suffire pour dévier le cours d'une rivière ou d'un fleuve. La forme ou la variation de forme du réseau hydrographique enregistrent ainsi les mouvements récents de la croûte.

Les observations et mesures sur le terrain viennent après compléter les résultats de l'interprétation des images. Ces observations portent essentiellement sur les failles visibles sur le terrain. On y mesure alors la direction de la faille, son pendage, la direction et le sens (normale, inverse, dextre ou senestre) des traces de mouvements. C'est la combinaison de ces deux approches (images+observation de terrain) qui donnera le modèle structural.

Données gravimétriques

La gravimétrie étudie les variations du champ d'attraction de la pesanteur terrestre. Ce champ, une fois corrigé des effets d'origine externe, ne présente que les variations liées à la répartition des densités du sous-sol. Cette répartition des densités est une des expressions physiques de la

structure géologique du sous-sol. Il est ainsi possible de remonter vers cette structure à partir des courbes et/ou cartes d'anomalies gravimétriques et d'autres informations complémentaires.

Nous disposons pour cette étude des données gravimétriques mesurées par l'ORSTOM dans les années 60 ainsi que des données acquises par la Compagnie des Pétroles de Madagascar (*Rechenmann, 1982*). Les données ORSTOM sont situées le long des routes et pistes de l'époque avec une distance de 5 km entre deux points de mesure. *Rechenmann (1982)* estime à 10 mGal la précision global de ce réseau ORSTOM (hors données CPM). Les stations gravimétriques mesurées par la CPM concernent les zones sédimentaires (bassins de Morondava et de Mahajanga) avec une densité de points beaucoup plus important.

A partir de ces données, nous avons procédé à une opération d'interpolation de manière à avoir une grille régulière (*Rakotondraompiana & Rabemanana, 1996*). Nous avons ensuite retiré de la carte d'anomalie ainsi obtenue la tendance générale. Cette partie de l'anomalie gravimétrique est considérée comme due à l'influence des structures profondes. Cette composante régionale de l'anomalie est tirée des modèles donnés par *Rakotondraompiana (1992)*. Le reste constitue la composante résiduelle censée être la manifestation des structures plus superficielles. C'est cette anomalie résiduelle qui sera interprétée et modélisée. La figure suivante nous montre les différentes cartes gravimétriques ainsi obtenues.

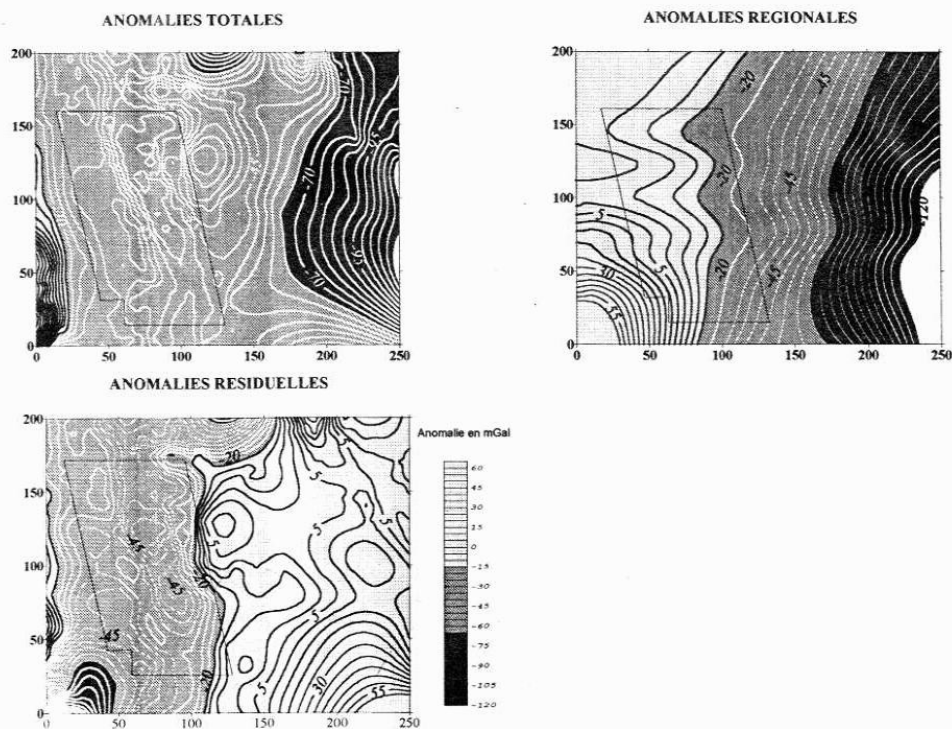


Figure 9 : Cartes des anomalies totale, régionale, et résiduelle de la région de Miandrivazo. Le polygone délimite la zone où l'on a fait la modélisation des données.

La modélisation est faite en deux temps (*Rakotondraompiana & Rabemanana, 1996*). Dans un premier temps, nous procédons à une modélisation d'un profil-type par inversion des données. La méthode d'inversion utilisée est celle proposée par *Parker (1976)*. Elle est basée sur la notion de « *corps idéal* ». Le « *corps idéal* » étant défini comme le corps de densité minimum dont l'attraction gravifique vérifie la courbe d'anomalie observée. Cette méthode présente l'avantage de fournir des contrastes de densité assez réalistes pour les différentes couches de roches.

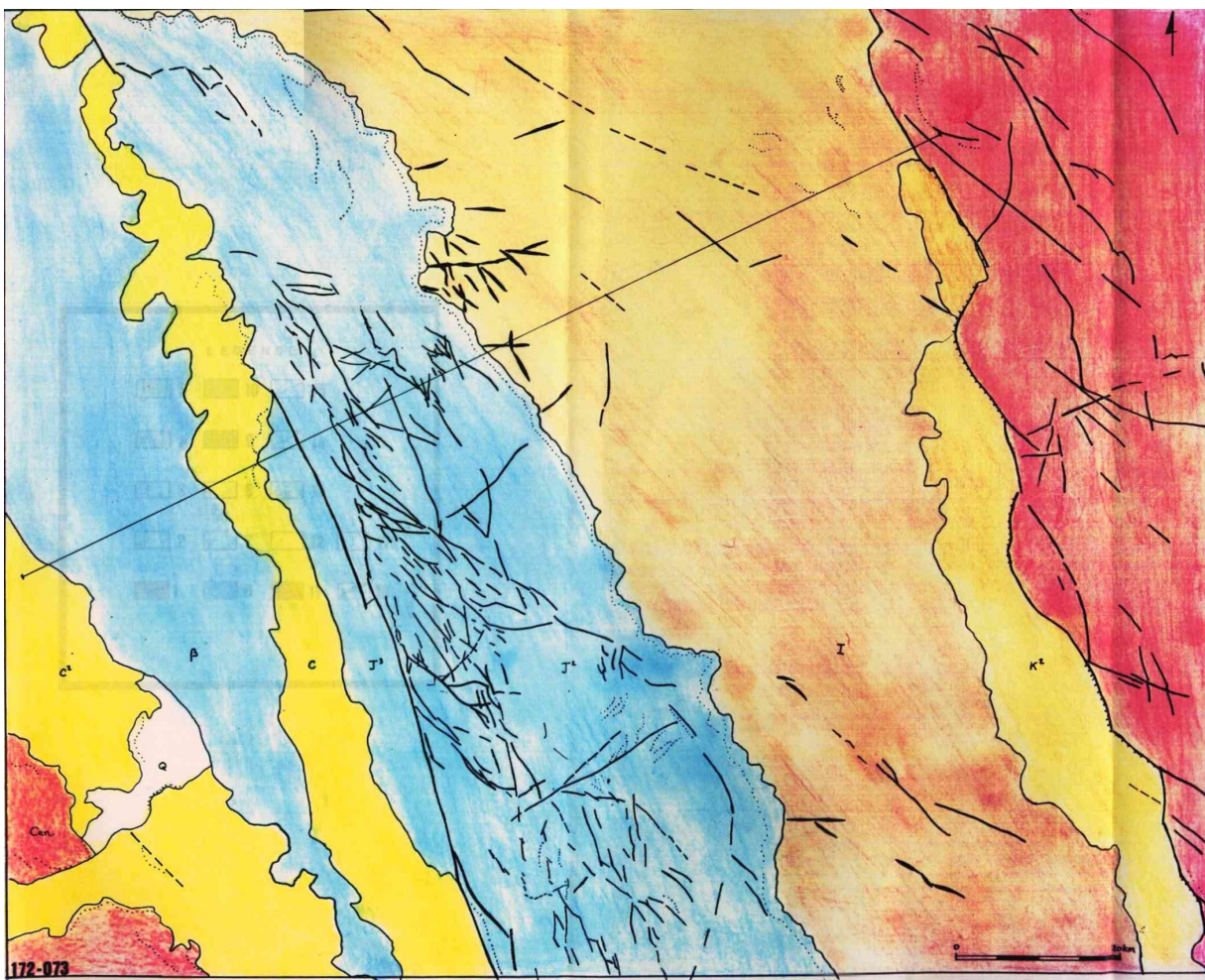
Ensuite, ces résultats sont utilisés comme point de départ d'une autre inversion mais cette fois-ci en deux dimensions. Cette deuxième inversion est basée sur la méthode d'inversion généralisée proposée par *Tarantola & Valette (1982)*. Cette méthode nécessite effectivement la disponibilité d'un premier modèle à partir duquel l'algorithme va optimiser un paramètre. Le calcul est basé sur la minimisation des écarts entre valeurs d'anomalies calculées et valeurs observées. Nous avons pris comme variable la profondeur d'un cylindre de section carrée de densité constante et représentant une colonne verticale de sédiments.

7.3. RÉSULTATS

Le Karroo et le contact socle – sédiments

Le passage socle-sédiments ne se fait pas de façon strictement rectiligne. La forme générale du contact est linéaire avec une direction globale N160, mais quand on regarde de plus près ce contact se fait en réalité en suivant des lignes brisées. Les différents segments de cette ligne sont globalement orientés suivant les deux directions N20 et N110. Le dénivelé est en général mieux marqué sur les segments NNE.

On remarque également des failles visibles sur le socle près de la bordure. Elles prennent une direction générale N110. La direction NNE n'a apparemment pas laissé de trace dans le socle.



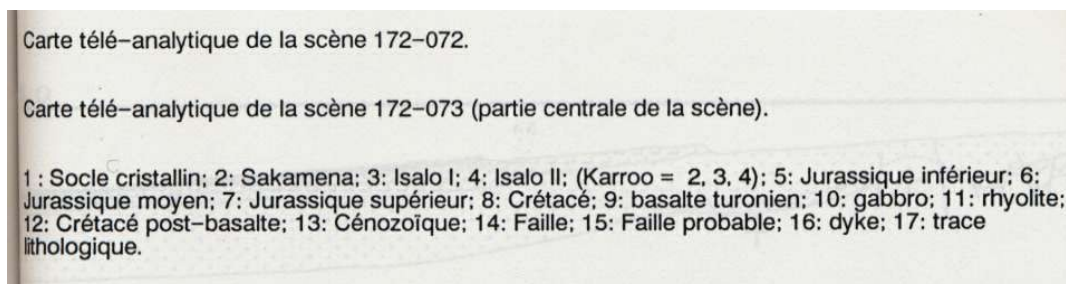
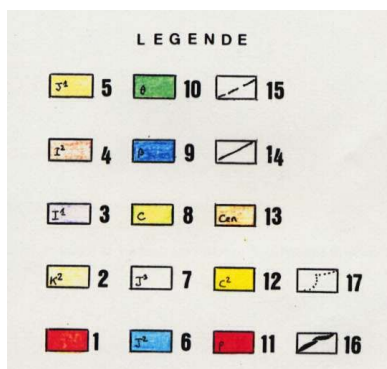


Figure 10: carte télé-analytique de la région Nord-Manambolo obtenue par interprétation visuelle de l'image Landsat MSS

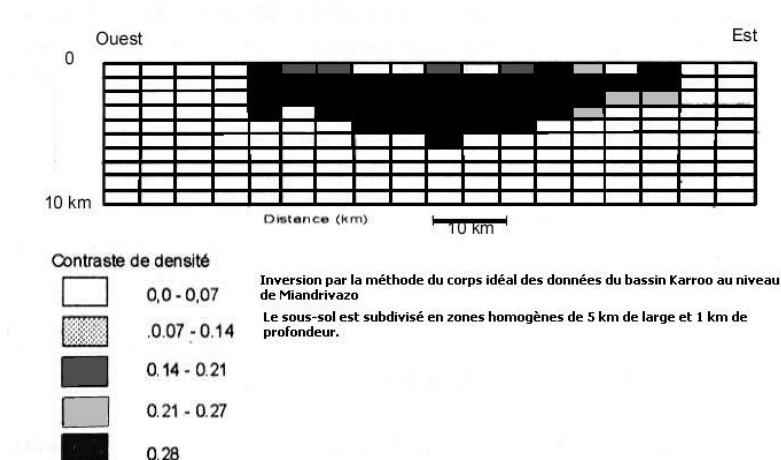


Fig. 11 : Modélisation géophysique du bassin de Morondava à la hauteur de Miandrivazo par inversion 1D (méthode du corps idéal)

L'inversion du profil gravimétrique donne une estimation de la profondeur et de la forme du sous-bassin Karroo. Elle fournit également les valeurs des contrastes de densité des différentes couches qui constituent ce bassin. La deuxième inversion en 2D donne un modèle de la

topographie du socle sous les sédiments. Cette morphologie apporte des enseignements sur le mécanisme de formation du bassin.

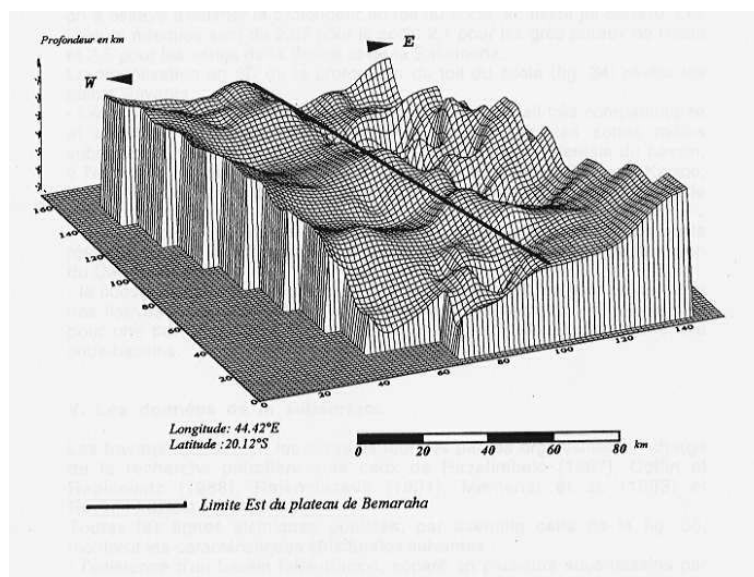


Fig. 12 : Topographie du socle sous le bassin de Morondava (latitude de Miandrivazo) obtenue par inversions 1D + 2D.

Le post-Karoo

Dans le bassin de Morondava, le Jurassique est représenté par le plateau calcaire de Bemaraha. Ce plateau est bien visible sur l'image Landsat. On y observe un ensemble de linéaments de forme particulière. En effet, ces structures forment une tresse ayant une direction générale parallèle à celle du plateau de Bemaraha (N160). Cet ensemble se trouve tout près du fameux Tsingy de Bemaraha. Il s'agit d'un ensemble de lapiez en zone karstique très appréciée par les touristes et renfermant une biodiversité particulière. Des sens de mouvement ont pu être déduits de cette structure.

Une grande faille normale subméridienne est bien visible à l'Ouest du plateau Jurassique.

On remarque également (fig. 5) des filons de roches magmatiques. Ces filons sont généralement en relief, mais certains sont en creux. La direction de ces filons est globalement NO-SE

Les mouvements sub-actuels à actuels

Les mouvements récents se manifestent le plus souvent sur la morphologie. Le réseau hydrographique est le plus sensible à ces mouvements. Le réseau hydrographique dans le sous-bassin Karroo présente une forme particulière. On observe une hiérarchie en trois niveaux. Les petits cours d'eau (niveau 1) drainent le sous-bassin de l'Ouest vers l'Est. Ils ont une disposition parallèle. Ensuite, des branches plus importantes (niveau 2) récupèrent les eaux pour les emmener vers les cours d'eau principaux (niveau 3) en suivant une direction subméridienne. Les grands cours d'eau (niveau 3) coulent vers l'Ouest. Cette configuration particulière se retrouve pratiquement sur tout le sous-bassin. C'est le cas pour le fleuve Tsiribihina qui passe par la ville de Miandrivazo et pour le fleuve Manambolo au nord.

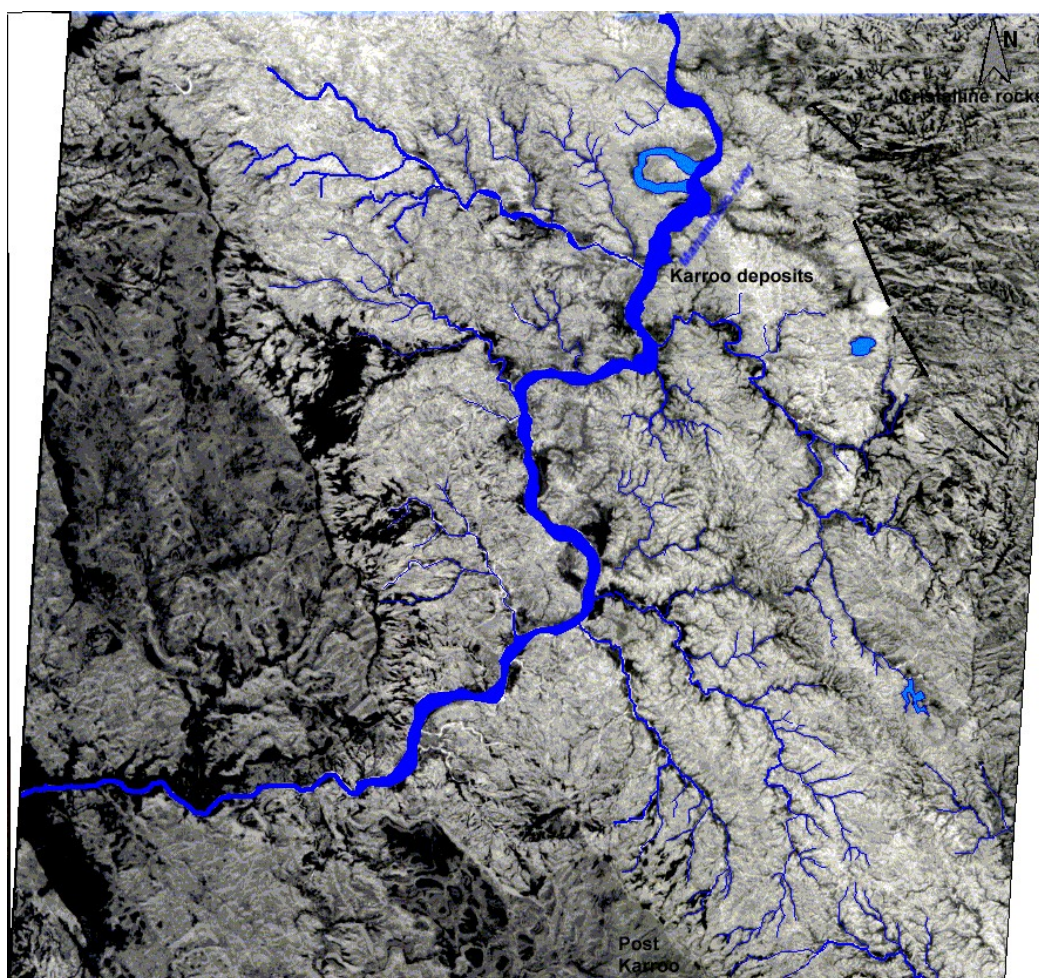


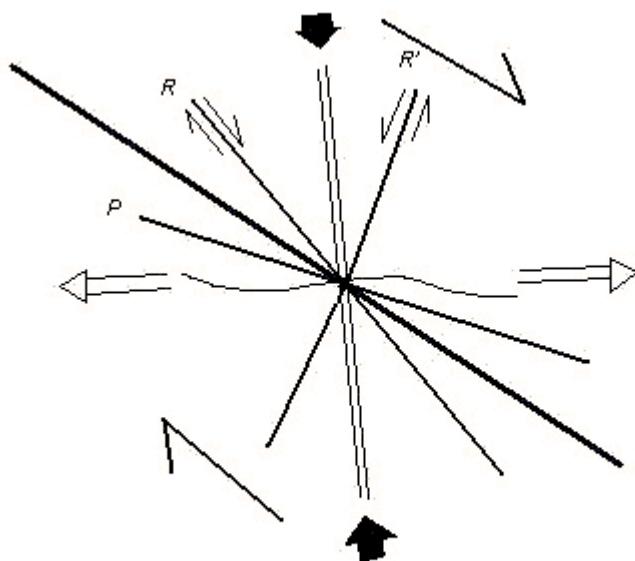
Fig. 13 : Interprétation morphologique du réseau hydrographique du bassin de Morondava (riv. Manambolo)

D'autres indices géomorphologiques sont également relevés. Il s'agit des méandres abandonnés, de la disposition des zones marécageuses de la région de Miandrivazo et des profils topographiques transversaux des rivières Tsiribihina et Manambolo (*Rakotondraompiana et al., 1999*).

7.4. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

Passage socle-sédiments

La forme particulière des failles marquant le contact socle-sédiments est interprétée comme la marque d'un mouvement en transtension. Autrement dit, il s'agit d'un mouvement ayant deux composantes : une composante en extension et une autre composante en coulissement (*Sylvester, 1988 ; Mercier & Vergely, 1991*). Ces auteurs expliquent la mise en place d'une telle structure par le développement des failles de types « Riedel ».



*Développement des failles dans un système coulissant - modèle de Riedel
(tiré de Sylvester, 1988)*

Fig. 14 : Système de Riedel

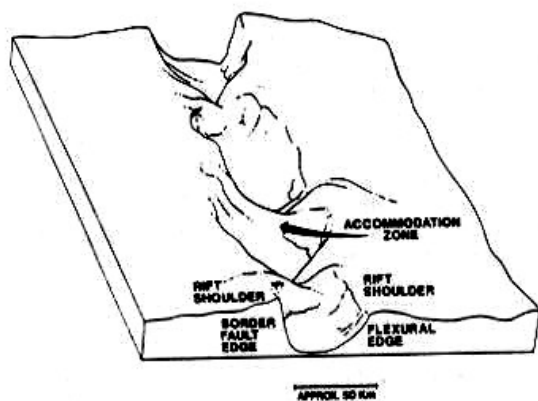
Les deux directions N20 et N110 que l'on observe ici sont celles des failles de type P et R. La faille de type P est une faille normale. La faille R est une faille décrochante. Des traces de mouvement

ont été observées près de la ville de Miandrivazo, mais l'altération superficielle des roches est telle que ces observations ne peuvent pas être prises en considération.

En Afrique de l'Est, *Chorowicz et Sorlien (1992)* proposent une ouverture en transtension pour expliquer la formation du bassin de Tanganyika. Ce type d'ouverture est, selon eux, à l'origine de la formation en blocs basculés et décalés de ce bassin.

L'inversion du profil gravimétrique nous donne un modèle de répartition de la densité dans le sous-sol du sous-bassin Karroo. On a une forme évasée en « V » du bassin avec une profondeur maximale de 6 km et une densité des roches moyenne de 2.4. Cette valeur de profondeur est en accord avec les données de profondeur de socle obtenue par forage mécanique (*Bésairie, 1973*). Ce modèle de répartition de la densité est ensuite utilisé pour faire une inversion généralisée (*Tarantola & Valette, 1982*) en 3D des données d'anomalies résiduelles. Le résultat obtenu par cette opération est la profondeur du socle sous le bassin

La forme du toit du socle nous montre une subdivision du sous-bassin Karroo en compartiments suivant sa longueur. Ainsi, le fossé Karroo n'est pas un long couloir d'effondrement tel que décrit par *Bésairie (1972)*, mais une succession de compartiments. Cette subdivision est également conforme au modèle sédimentologique proposé par *Lambiase (1991)* pour expliquer la formation des bassins de rift continental. D'après lui, l'ouverture d'un tel bassin s'est fait successivement suivant la longueur du bassin avec une subsidence tectonique rapide. D'après *Lambiase (1991)*, la sédimentation du bassin de Morondava répond à ce type de dépôt. *Rajaomazava (1991)*, dans une étude sur les subsidences dans le bassin de Morondava, a également conclu à une grande vitesse de subsidence du Karroo de Morondava.



Block diagram of a continental rift following rapid initial subsidence. Stippled areas are down-dip sides of half-grabens. Basins are sediment starved, and large lakes form if enough water is available. Dimensions are scaled to the east African rift with a vertical exaggeration of 10.

Fig. 15 : Bloc diagramme d'un rift continental (d'après Lambiase, 1991)

Chaque subdivision du bassin est séparée par sa voisine par ce que *Lambiase (1991)* appelle une « zone d'accommodation ». *Chorowicz (1989 ; 1992)*, pour sa part, propose entre chaque compartiment l'existence d'une faille dite de transfert qui décale chacune des sous-fossés par rapport à sa voisine. Il peut même arriver que les couches présentent des inclinaisons inversées d'un compartiment à l'autre (cas du lac Tanganyika et du lac Malawi) (*Chorowicz 1989 ; 1992 ; Chorowicz et Sorlien, 1992*).

La figure 12 nous montre également une subdivision du bassin sédimentaire de Morondava dans le sens Est-Ouest. Après le sous-bassin Karroo et allant vers l'Ouest on remarque une autre série de blocs basculés parallèles à la précédente. Cette deuxième série de blocs basculés se trouve sous la zone des roches calcaires (Jurassique). Le rôle de cette deuxième série de blocs sera discuté dans le paragraphe suivant.

La dimension transversale maximale d'un bloc est, d'après *Lambiase (1991)* de l'ordre de 5 km. Nous avons remarqué près de la ville de Miandrivazo dans le bassin sédimentaire des roches cristallines qui, manifestement, sont des sommets émergents de blocs. Ces sommets de blocs se trouvent à approximativement 1-2 km de la bordure du bassin. Ce bassin Karroo est donc effectivement constitué de plusieurs séries de blocs basculés, contrairement à ce que la

gravimétrie peut nous le suggérer. En effet, du fait de la valeur assez grande de l'équidistance de grille utilisée, la gravimétrie n'est pas capable de distinguer les structures aussi finement.

L'existence de ces différents blocs basculés a pour conséquence de permettre des mouvements indépendants d'un ensemble de blocs par rapport à un autre.

En résumé, la cassure Karroo s'est effectuée selon un mouvement en transtension E-O à SE-NO. L'ouverture s'est probablement faite du sud vers le nord, du moins dans la partie septentrionale du bassin de Morondava. La forme en ciseau du bassin et l'épaisseur moins importante des sédiments vers le nord (*Rakotondraompiana, 1993*) militent en faveur de cette hypothèse. L'ouverture en transtension a entraîné la formation de blocs basculés et de zones d'accommodation (failles de transfert) qui décalent les blocs entre eux.

Les mouvements post-Karroo

La manifestation des événements post-Karroo se fait sur deux périodes : le Jurassique et le Crétacé.

A partir des quelques sens de mouvement qu'on a pu déduire sur l'image, on peut établir que la famille de failles « *en tresse* » que l'on observe sur le plateau de Bemaraha est bien la marque du mouvement de dérive de l'ensemble Madagascar-Inde-Antarctique. *Sylvester (1988)* mentionne ce genre de structure dans le cas d'un mouvement fortement décrochant. La couche calcaire, à l'époque de la mise en place de cette structure, n'était pas encore consolidée d'où une certaine facilité à se déformer. On remarque également que les blocs basculés ont une profondeur moins importante en dehors du couloir Karroo.

Le passage Jurassique-Crétacé est marqué par une longue faille rectiligne à composante normale. Elle correspond à la subsidence thermique des couches après le mouvement de rifting (cassure continentale) et de dérive (*Rajaomazava, 1991*). A cette époque, il n'y a pratiquement pas de mouvement décrochant de la croûte.

Par contre, au Crétacé on trouve des indices tectoniques qui laissent supposer une reprise du mouvement décrochant. Ce sont les filons de dolérite et d'autres roches basiques (*Bésairie, 1972, Rasamimanana, 1996*). Ces filons sont bien visibles sur les images. Leur direction et leurs formes ainsi que leur âge (*Rasamimanana, 1996*) nous permettent de les considérer comme des roches ayant comblées les fentes de tensions créées lors du rifting Inde-Madagascar. Ce qui nous permet de déduire la direction générale des contraintes lors de cet événement : ENE-OSO.

Des mesures tectoniques ont pu être faites dans le socle sur des failles jugées de la même époque que l'ouverture du bassin de Morondava (*Piqué et al., 1996*). Mais ces mesures donnent plutôt une direction d'extension plutôt conforme au rifting indo-malgache qu'au rifting afro-malgache. Il est ainsi fort probable que dans cette région, le rifting Crétacé ait pu reprendre et réactiver les structures, encore fraîches, laissées lors de l'épisode du rifting afro-malgache. Cette réactivation et ce changement de direction d'extension expliquent également que les failles du contact socle-sédiments au niveau de Miandrivazo montrent parfois des sens de mouvement normaux selon les deux directions, alors qu'on devrait s'attendre à des failles normales suivant une direction (ici NE-SO) et décrochant suivant l'autre direction conjuguée. *Rasamimanana (1996)* relie également les épanchements de laves crétacées observées dans le bassin de Morondava à ce mouvement extensif.

Le mouvement actuel

Les mouvements sub-actuels à actuels se manifestent par des changements de forme ou de structure morphologique. Ces mouvements sont surtout des basculements ou des soulèvements. Le réseau hydrographique est l'élément géomorphologique qui enregistre le mieux ce genre de phénomène.

Les cours d'eau de niveau inférieur sont pratiquement parallèles entre eux. Ils coulent dans une direction générale Ouest vers l'Est. Ils forment ensuite un angle presque droit avec les cours d'eau de niveau intermédiaire. Ceci n'est pas dû à un accident tectonique mais plutôt à un basculement vers l'Est du bassin. Ceci a été observé à l'intérieur du bassin du Congo (*Deffontaines et Chorowicz, 1991*). Ces cours d'eau de direction globalement subméridienne alluvionnent leurs lits. D'où des larges dépôts sablo-limoneux (« bahiboho ») le long de ces rivières. Par contre les deux cours d'eau principaux (la Tsiribihina et la Manambolo) qui coulent vers la mer creusent leurs lits. Cette action de creusement est bien visible dans les gorges du plateau calcaire du Bemaraha.

Malgré le nombre peu important de séismes de magnitude suffisamment forte pour être entendus par les stations sismiques de la région, la sismologie nous fournit quand même quelques indications sur le sens des mouvements actuel au sein de la croûte terrestre à Madagascar. Pour la région centrale de l'île, *Bertil (1996)* donne une direction d'extension ENE-OSO à E-O. Il n'y a donc pas eu de changement de la direction des contraintes depuis le Crétacé. L'île reste dans son ensemble soumise à une extension ENE-OSO. Au centre de l'île la remontée de l'asthénosphère a laissé d'autres marques. On les retrouve principalement dans la région volcanique de l'Ankaratra et dans la région du lac Alaotra.

8. ASTHÉNOSPHERE, RELIEF ET STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU CENTRE DE MADAGASCAR

8.1. INTRODUCTION

Malgré la position de Madagascar à l'intérieur d'une plaque tectonique, sans mouvement susceptible de créer des grandes structures tectoniquement actives, on enregistre quand même des séismes relativement importants et en nombre non négligeable (*Rambolamanana, 1999*). Les zones actuellement connues comme étant les plus actives à Madagascar sont l'Alaotra, l'Ankaratra, l'Itasy et la région de Famoizankova dans le Moyen-Ouest. Le réseau d'écoute actuel ne permet pas d'enregistrer les séismes provenant de régions éloignées du centre de l'île, sauf quand ils ont une magnitude assez élevée.

Les descriptions des données sismiques et des mouvements au foyer obtenus ont été faites par plusieurs auteurs (*Rakotondrainibe, 1977 ; Fournio & Roussel, 1991 ; Bertil, 1996 ; Rambolamanana, 1999*).

Le modèle gravimétrique de *Rakotondraompiana et al. (1999)* propose un soulèvement récent du socle cristallin de la partie centrale de Madagascar. Un mouvement d'une telle ampleur n'a pu s'initier qu'en profitant d'une situation préalable. Plusieurs hypothèses sont avancées. Elles sont toutes axées sur un mécanisme ancien ayant entraîné une fragilisation du socle ou de la lithosphère.

Nous allons ici tenter de relier les mouvements au foyer, les modèles de croûtes obtenus avec les données sismiques et gravimétriques, les modèles géologiques proposés par les différents auteurs avec les formes géomorphologiques particulières que l'on trouve dans la partie centrale de Madagascar.

8.2. MÉTHODES ET DONNÉES

Les modèles géologiques et géophysiques

Dans cette section, nous allons aborder ici les différentes propositions des chercheurs ayant travaillé sur cette question : *Kutina* en 1972, *Regnault* (1996), *De Wit et al* (2003), *Collins et al* (2001). On abordera à la fin les modèles gravimétriques et sismiques.

En 1972, Jan Kutina a été envoyé à Madagascar comme expert de l'Organisation des Nations Unies au service géologique du ministère des mines afin de travailler sur la métallogénie de Madagascar. Son travail consistait à proposer une nouvelle orientation de la recherche minière malgache. Au cours de ces travaux, essentiellement basés sur des études documentaires et cartographiques, il a remarqué quelques dispositions particulières de roches d'origine magmatique et quelques formes particulières dans la morphologie du relief.

Il a, entre autres structures, proposé l'existence d'une « zone de faiblesse crustale » passant sous le massif volcanique de l'Ankaratra avec une direction subméridienne. Cet axe est souligné par l'alignement du massif volcanique de l'Ankaratra et de la formation gabbroïque de la Manama. Il a également proposé des linéaments de direction Est-Ouest en se basant sur des critères géomorphologiques et sur des alignements de structures. C'est ainsi qu'il a proposé une faille profonde passant par Tsiroanomandidy (massif granitique et péridotitique d'Ambohiby), le massif granitique de Carion et la formation d'Ambatovy-Analamay (gabbro, syénite, péridotite, carapace ferrugineuse et nickel). D'autres linéaments sont également définis comme celui reliant Belo-sur-Tsiribihina et Mahanoro ou celui reliant le Cap Saint-André à Mananara.

Le grief principal que l'on peut porter sur ce travail est son manque d'argument de terrain et sa déconnexion, du moins pour l'époque, avec les résultats des autres techniques de la géologie.

Des études sur la géodynamique de Madagascar ont été publiées sporadiquement dans la littérature scientifique internationale. C'est, par exemple, le cas en 1982 avec les études portant sur la gravimétrie de Madagascar et sa relation avec la géologie publiées par *J. Rechenmann*, un chercheur de l'ORSTOM d'Antananarivo. L'intérêt pour la géologie de cette partie de l'Océan

Indien a repris vers les années 90. On citera la réunion scientifique sur le Gondwana qui s'est tenu à Antananarivo en 1995.

Se basant sur les résultats de datation de roches prélevées dans la région de Mananara et d'Antongil (Bésairie, 1973 ; Hottin, 1976), ainsi que sur des datations plus récentes (Collins et al, 2001), des auteurs (*Collins et al. 2001 par exemple*) proposent que les roches de la région de la baie d'Antongil et de Masora sont des reliques du craton indien de Dharwar. Ces morceaux ont été laissés sur place durant l'ouverture de l'Océan Indien. La même argumentation a été appliquée pour expliquer l'existence des cratons de São Paulo et de São Luis de Maranhão au Brésil. Ces cratons brésiliens sont censés être des reliques des cratons ouest africain et congolais (*Villeneuve et al., 1990 ; Bonvalot et al., 1991*). Il est vrai que les cratons brésiliens sont nettement plus étendus que les formations de la région d'Antongil et que leur nature cratonique a été formellement démontrée.

Regnault (1996), après avoir réinterprété les données cartographiques de Madagascar, a proposé une explication sur la forme et l'origine de certaines formations géologiques du socle malgache. Il identifie quatre grandes unités structurales :

- Les régions d'Antongil et de Masora, zones d'origine cratonique.

- Le long alignement sur près de 800 km de roches basiques et ultra-basiques. Cette suite de roches va de la côte Est (Mananjary) jusqu'au nord d'Andriamena. Regnault (1996) interprète cette structure comme une suture en bordure du craton de Dharwar. Il assimile ainsi son rôle à celui des ophiolites d'Arabie Saoudite ou d'Afrique de l'Est dont les âges et les conditions de mise en place sont tout à fait comparables à ceux des roches basiques et ultra-basiques d'Andriamena (*Regnault, 1996*). Le même schéma structural a été également utilisé en Afrique de l'Ouest. Il a permis d'expliquer les fortes anomalies gravimétriques observées le long de la bordure occidentale du craton ouest africain (*Bonvalot et al., 1991*).

- L'assemblage de roches de composition et d'âges diverses des systèmes de Vohibory et du graphite (*Bésairie, 1973*). Ces formations ont subi au Panafricain un métamorphisme régional (*Hottin, 1976*) avec des plissements et injections de roches ignées formant les migmatites du système du graphite. Elle se présente comme une formation longiligne avec une brusque virgation vers l'Ouest au niveau d'Antananarivo. La lame continue ensuite un peu plus au nord en reprenant une direction subméridienne. Une zone de chevauchement est visible à l'Ouest de

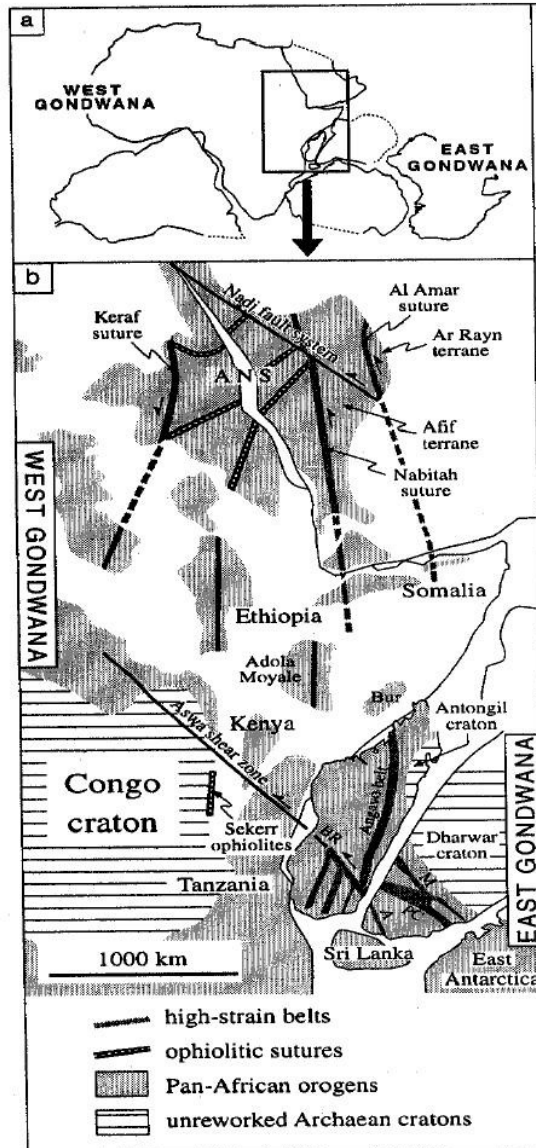
cette dernière formation. Cette structure, considérée ici comme une zone mobile en avant du craton, a ainsi subi des déformations liées aux mouvements de poinçonnage du craton de Dharwar. Le maximum de déformation collisionnelle correspond d'ailleurs à ce changement brusque de direction des formations du groupe d'Ambatolampy.

-Les formations de type continental carbonaté (SQC) que l'on voit à l'Ouest. Ces formations sont chevauchantes vers l'Est et sont datées de 500 MA. Selon Regnault (1996), un dispositif analogue est observé entre le craton du Ntem et le Panafricain du Sud Cameroun.

Toujours, d'après Regnault (1996), la fermeture d'un proto-océan entre le craton de Dharwar et les cratons africains (arbo-nubien, tanzanien et sud-africain) avait entraîné la mise en place de la chaîne de roches basiques et ultra-basiques d'Andriamena et entraînant également un réchauffement des formations affectées par cet événement. Une collision continentale a suivi cette fermeture. Le craton a agi comme un poinçon solide sur les roches rendues ductiles par l'apport de chaleur.

Plus récemment, d'autres auteurs dont la plupart s'intéressent au problème plus général de la formation du Gondwana (*Kröner et al., 2000 ; De Wit et al., 2001 ; Collins et al., 2001, ...*) proposent une nouvelle interprétation de la géologie de Madagascar. Madagascar est alors divisée en six grandes unités structurales.

Ainsi, les roches du socle au sud de la faille de Ranotsara sont considérées comme appartenant au même groupe d'âge néo-protérozoïque. La faille senestre Bongolava-Ranotsara est reliée à la grande faille africaine d'Assouan et à la faille d'Ashankovill en Inde. On y associe trois zones coulissement de direction méridienne au sud.



a) Reconstruction du Gondwana vers 550 Ma

b) Carte montrant les orogènes Est-Africaines et la position de Madagascar par rapport au Kenya et Sri Lanka (Nédélec et al., 2000)

ANS : Arabian-Nubian Shield, A : Achanakovil shear zone, BR : Bongolava-Ranotsara shear zone, M : Moyar shear zone, PC : Palghat-Cauvery shear zone.

Fig. 16 : (a) Reconstruction du Gondwana vers 550 Ma. (b) Orogenèses Est-africaines et la position de Madagascar (d'après Nédélec et al., 2000)

Le bloc d'Antananarivo forme la base de la partie centrale de l'île avec une prédominance de migmatite, d'orthogneiss et de granite. Cette formation subit au niveau de la ville d'Antananarivo une brusque virgation. Elle passe d'une direction subméridienne à une direction Est-Ouest.

Au dessus du bloc d'Antananarivo, on trouve une série de gneiss métabasiques formant des ceintures de forme allongée Nord-Sud avec des chromites podiformes et des intrusions de gabbros et granites. Cette formation présente des zones de chevauchement mutuel avec la formation précédente.

Tout au nord de l'île, une série encore mal connue de roches paragneissiques, orthogneissiques, granitiques quartzitiques et de schistes constitue la ceinture dite de Bemarivo (*Kröner et al, 2000*). Cette série recoupe le bloc Antongil, le bloc Antananarivo et la ceinture Tsaratanàna.

Enfin, au centre de l'île, on trouve les roches appartenant à l'ancienne série SQC (Bésairie, 1973) et dénommée ici la zone de charriage de l'Iremo.

Entre le bloc d'Antananarivo et les zones cratoniques de Masora et Antongil, on trouve une formation linéaire interprétée comme une zone de suture lors de la fermeture d'un proto-océan dit de Mozambique. C'est la suture Betsimisaraka.

En se basant sur l'analyse géochimique, la géochronologie et les données structurales, le bloc granitique d'Antananarivo est interprété par *Kröner et al (2000)* comme une ancienne marge en subduction (suture Betsimisaraka) (âge archéen à protérozoïque). Madagascar se trouverait alors au dessus de cette zone de subduction entre 824 et 720 MA, période durant laquelle un arc de type andin se serait développé. C'est ce qui expliquerait l'origine de ces nombreuses formations granitiques dans la région centrale de l'île.

De leur côté, les géophysiciens ont également proposé des modèles expliquant les données géophysiques disponibles (gravimétriques et sismiques).

Fournio et Roussel (1991, 1994) montrent à partir de ces données l'existence d'une zone de moindre résistance en dessous du massif volcanique de l'Ankaratra. Cette structure a une direction Nord-Sud. Ils le relient à la proposition de *Kutina (1972)* sur les zones de faiblesse crustale. *Bertil (1996)* interprète les mécanismes au foyer des quelques séismes malgaches en les plaçant dans le contexte géodynamique régional de l'océan indien. Ces mécanismes font état

d'une extension Est-Ouest à ENE-OSO. Toutefois, leur nombre peu important ne permet pas une généralisation de cette direction d'extension.

Rambolamanana (1999) propose un modèle de la discontinuité de Mohorovicic (passage croûte-manteau) sous le massif volcanique de l'Ankaratra à partir de l'inversion des temps d'arrivée des séismes enregistrés par le réseau d'écoute sismique malgache. A cause de la faible étendue spatiale du réseau, il n'est pas possible d'avoir un modèle couvrant un plus vaste territoire. Néanmoins, la région de l'Ankaratra est une région clé pour la compréhension des phénomènes géodynamiques malgaches.

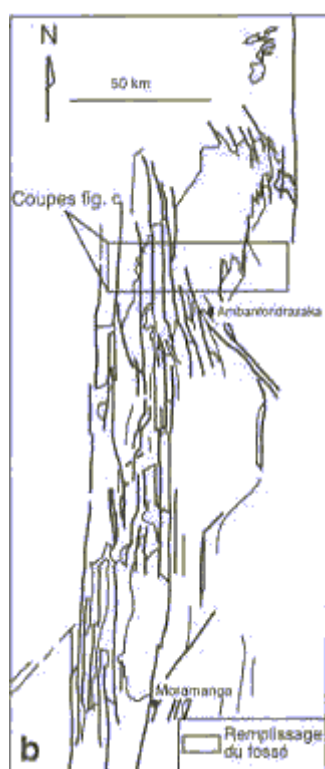


Fig. 17 : Structure tectonique du bassin du lac Alaotra (Laville et al., 1998)

Laville et al. (1998) ont étudié la morphologie du bassin d'effondrement du lac Alaotra. Cette structure est en fait constituée de deux entités : le bassin de l'Ankay dans la partie sud et le bassin du lac Alaotra proprement dit au Nord. Entre elles, on trouve à Andaingo une zone haute où le socle en affleurement décale les deux sous-bassins entre eux. Ce que les deux sous-bassins ont en commun est leur structure en blocs basculés avec la faille principale à l'Ouest. Par contre, le bassin de l'Alaotra est encore en partie rempli d'eau (le lac Alaotra). Sur les bordures Nord et Sud de ce bassin, on observe des lanières de socles bien individualisées, basculés vers l'Est et vers le

centre du bassin. Tout ceci montre une mise en place plus récente de cette partie là du bassin de l'Alaotra-Mangoro. La forme du réseau hydrographique et le pendage des dépôts sédimentaires montrent un basculement vers le Nord-Est. Les mesures faites sur le terrain et les données sismiques donnent une extension Est-Ouest de l'ensemble (*Laville et al., 1999 ; Bertil, 1996*). On remarque en particulier, la répartition des foyers sismiques et leur relative importance autour de la zone haute d'Andaingo. Sans que des mesures géologiques ou des modèles géophysiques puissent le confirmer, il est fort probable, vu la géométrie des structures, que cette zone se comporte comme une faille transformante continentale qui décale les deux sous-bassins dont la longueur totale (près de 300 km) est loin d'être négligeable.

Les données d'altitude

Nous disposons pour cette étude des données d'altitude fournies par l'USGS. Le fichier GEOTOPO30 est disponible sur le site internet de l'USGS sous forme de maille carrée de 0.0083° de coté, soit approximativement 1 km (916 m). De ce fichier, nous avons extrait les données relatives à la partie centrale de Madagascar entre les latitudes 16°S et 20°S.

Les altitudes sont données initialement en pieds et les coordonnées en latitude-longitude. Nous avons transformé les altitudes en mètres. Nous avons également enlevé les données bathymétriques. Nous avons également effectué un lissage par moyenne des données. Malgré ce pas de maille assez large qui ne permet pas la visualisation des petites structures, on peut apprécier les formes les plus marquantes du relief. La visualisation se fait avec un logiciel spécifique de gestion et de visualisation de MNT. On peut visualiser le relief en perspective, mais la vision verticale est celle qui permet une meilleure interprétation des données.

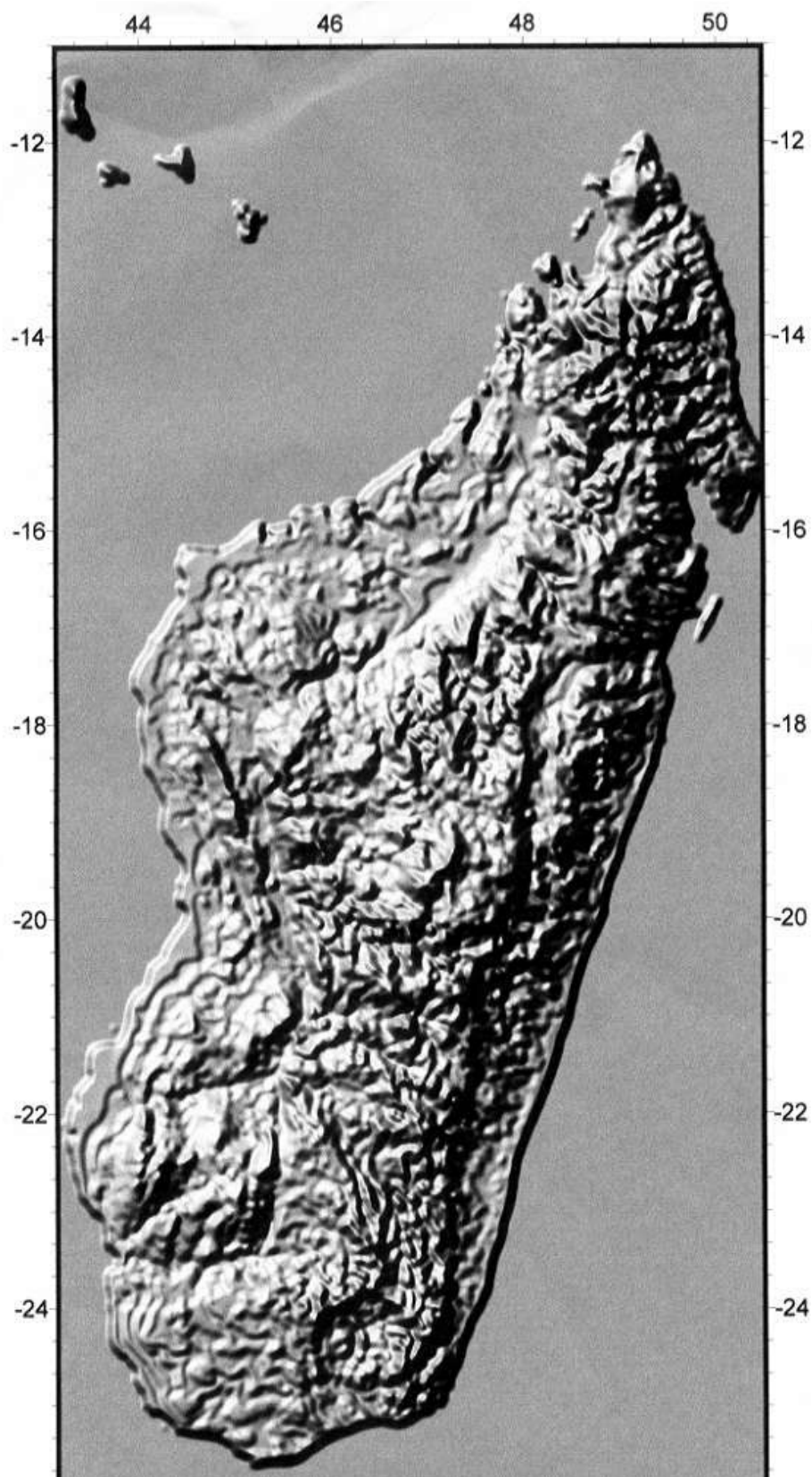


Fig. 18 : Relief de Madagascar d'après les données DCW (digital chart of the world).

8.3. LES RÉSULTATS

Rakotondraompiana et al. (1999) ; Rambolamanana (1999) ont montré l'existence d'un plissement axial au niveau de la discontinuité de Mohorovičić. En plus, une autre direction de plissement est visible sur ce modèle de mohographie. Il s'agit d'une direction Est-Ouest passant sous le massif de l'Ankaratra.

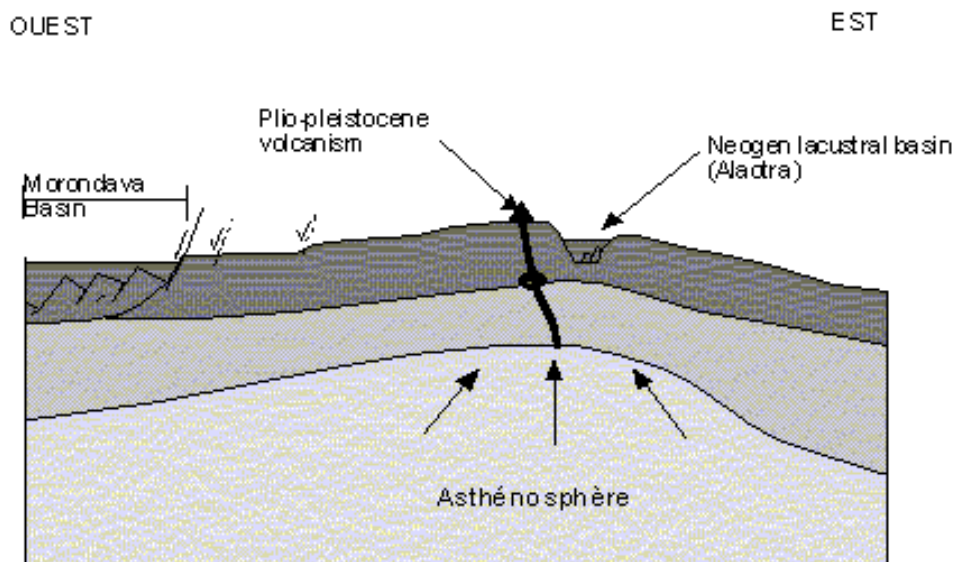


Fig. 19 : Coupe Est-Ouest de la lithosphère de Madagascar

Sur le modèle numérique de terrain, on remarque premièrement la direction générale des hauts reliefs qui est N160 en passant par l'Ankaratra et l'Andringitra. Ensuite, à la latitude d'Antananarivo on remarque un alignement de vallées.

Mohography under Ankaratra volcanic region

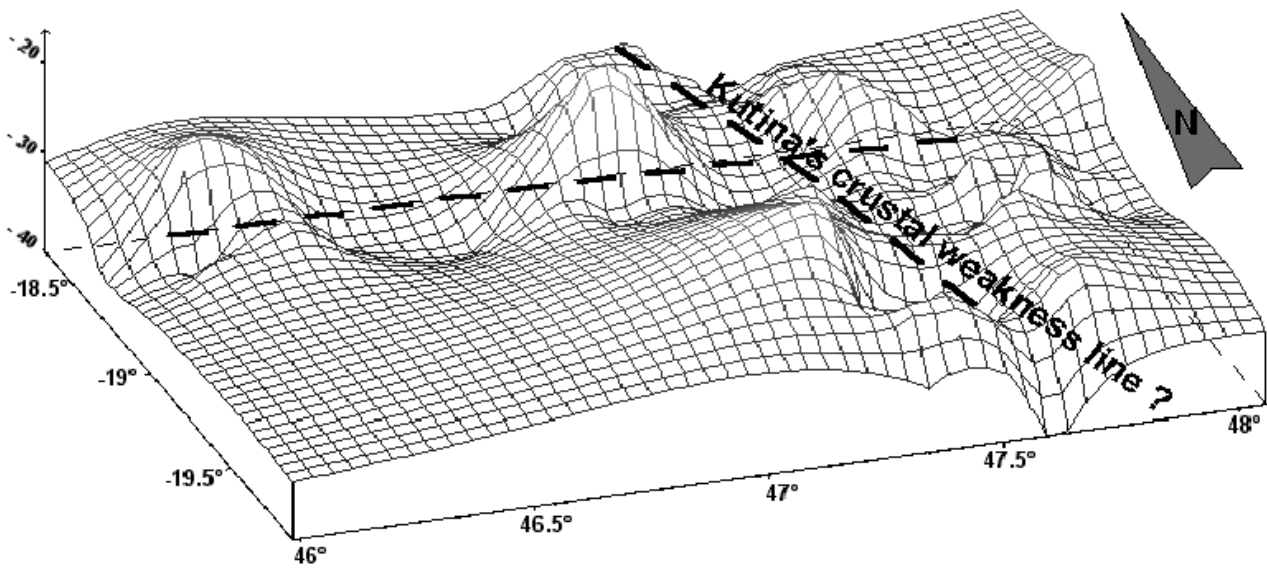


Fig. 20 : Mohographie sous la région de l'Ankaratra d'après les données sismologiques (Rambolamanana, 1999)

Ce linéament, en réalité, comprend au moins deux branches, mais leur direction générale commune est Est-Ouest. Il relie la zone sismique de Beforona à celle encore plus sismiquement active de Famoizankova. Il passe un peu au nord de la ville d'Antananarivo et suit ainsi la limite nord de la formation du bloc Antananarivo après que celle-ci ait subi la virgation d'Antananarivo. A son extrémité occidentale, on remarque la formation ponctuelle d'origine magmatique d'Ambohiby près de Famoizankova.

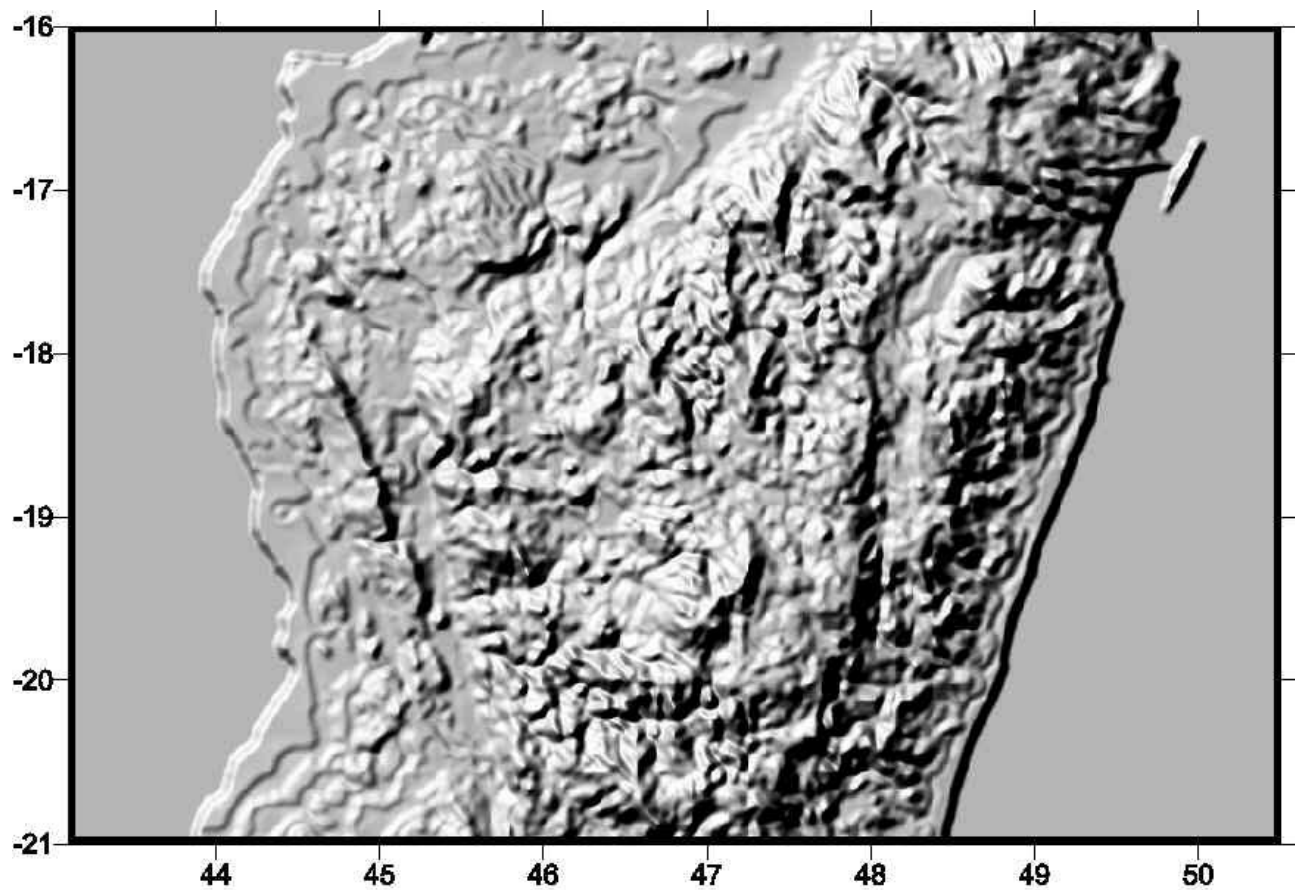


Fig. 21 : Extrait de la carte du relief de Madagascar montrant le linéament Est-Ouest

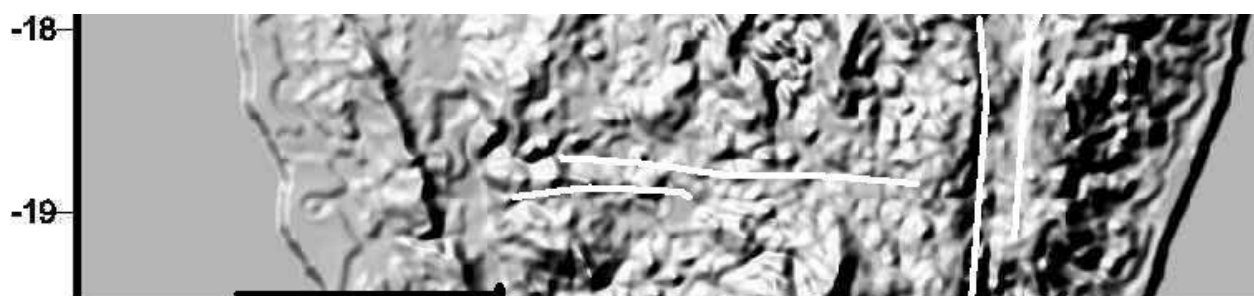


Fig. 22 : Interprétation des linéaments Est-Ouest et Nord-Sud de la partie centrale de Madagascar

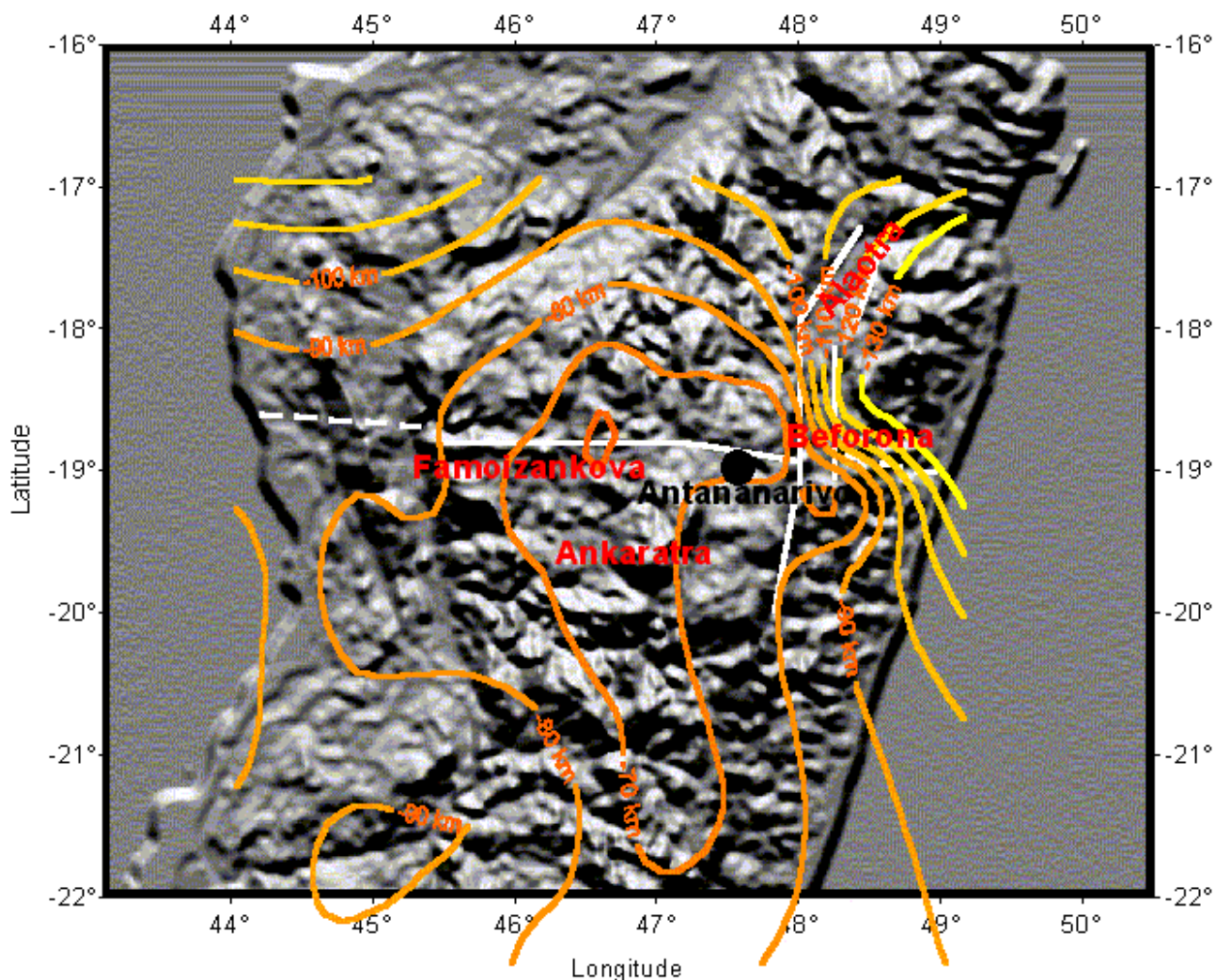


Fig. 23 : Superposition du relief et des courbes de niveau montrant la topographie de l'interface lithosphère-asthénosphère

8.4. DISCUSSIONS

La direction du plissement de l'interface croûte-manteau coïncide avec celle de l'axe de faiblesse crustale déjà signalé par *Kutina (1972)* et *Fournon et Roussel (1993)* (Cf. fig. 20). Ce relief profond est la marque d'un accident ancien. L'asthénosphère, lors de son mouvement de remontée, aurait alors profité de cette cicatrice laissée dans la lithosphère. De même, le plissement Est-Ouest correspond au linéament Est-Ouest que *Kutina (1972)* a placé au niveau d'Antsirabe – Betafo. Le long de cet axe, on signale d'existence en surface d'un alignement de vallées (*Kutina, 1972 ; Arthaud et al., 1989*).

Ces derniers auteurs (*Arthaud et al., 1989*) ont également décrit des structures tectoniques extensives dans la région d'Antananarivo. Ils ont trouvé qu'elles correspondent à une extension Nord-Sud de la croûte. Leurs observations ont porté sur des formations rocheuses des environs immédiats d'Antananarivo. *Piqué et al. (1999a, 1999b)* supposent que ces structures ne sont que les manifestations locales du mouvement principal d'extension Est-Ouest. Toutefois, si l'on regarde plus en détail la topographie de l'interface lithosphère-asthénosphère, on constate qu'à la latitude d'Antananarivo il existe effectivement une branche transversale de cette remontée par rapport à la branche principale Andringitra-Itasy. Superposées au MNT, les courbes de niveau de cette interface montre bien que la branche Est-Ouest correspond parfaitement à l'emplacement du linéament de Kutina et à celle du linéament géomorphologique souligné par des formations magmatiques. Elle coïncide également avec la limite nord du bloc Antananarivo (*Collins et al, 2003*). L'extension Nord-Sud mentionnée par *Arthaud et al. (1989)* trouve là sa justification structurale.

La région de Famoizankova est l'une des régions les plus sismiquement active à Madagascar. Pourtant, en surface on ne voit aucune structure géologique pouvant être reliée à cette activité. Elle se trouve juste à l'extrémité occidentale de cette branche Est-Ouest. Il en est de même de Beforona qui se trouve à l'autre extrémité. Entre ces deux extrémités se trouve le granite de Carion. Il a été étudié par *Madison-Razanatseho (2003)*. Elle considère ce massif comme le témoin de l'évolution du contexte géodynamique de l'époque : d'un contexte de collision de plaques à un contexte de relaxation crustale de post-collision. Ce dernier état est lui-même une transition entre la compression et l'extension continentale.

Regnault (1996) interprète la brusque virgation de la formation géologique du groupe d'Ambatolampy par son poinçonnage par le craton de Dharwar. Cette branche prend alors une direction Est-Ouest. Elle coïncide également avec l'emplacement des structures superficielles et profondes mentionnées précédemment. Ses deux extrémités correspondent aux deux régions sismiques de Beforona et de Famoizankova.

Le linéament Est-Ouest de Kutina correspond donc à cet ancien accident. Suivant l'hypothèse de *Regnault (1996)*, il s'agirait de la trace laissée par le poinçonnage de la croûte malgache par le craton indien. L'asthénosphère a bien évidemment profité de l'existence de cet accident lors son mouvement de remontée, d'où cette branche Est-Ouest de l'interface lithosphère-asthénosphère.

L'existence de cette branche là implique au niveau de la croûte de la cette région une contrainte extensive Nord-Sud. Mais, le fait qu'il existe au moins à l'une de ses extrémités une formation ponctuelle de roches magmatiques permet de supposer que cette structure aurait pu jouer en coulissement auparavant.

Concernant la branche subméridienne de la remontée de l'asthénosphère, *Collins et al (2003)* supposent le détachement d'un bloc de la base de la croûte pour expliquer la remontée asthénosphérique. Nous proposons ici une autre explication. La branche principale de la remontée de l'asthénosphère relie les deux extrémités de la formation géologique du bloc d'Antananarivo. Elle commence au sud au niveau de l'Andringitra pour se terminer dans la région de Famoizankova. Dans sa moitié sud, cette axe suit la frontière entre le bloc Antananarivo et la formation d'Itremo (anciennement dénommée SQC). Or, cette dernière est connue comme étant une ancienne marge océanique qui, par la suite, a subi une compression et est venue se placer en charriage au dessus du bloc Antananarivo (*Razafimbelo et al, 2003*). Ainsi, il existe à la base de la croûte à ce niveau un décalage dû à la différence d'épaisseur des deux croûtes continentale et océanique. Ce vide est bien sûr vite comblé par le manteau sous pression. C'est la cicatrice ou l'axe de faiblesse crustale mentionné par *Kutina (1972)*.

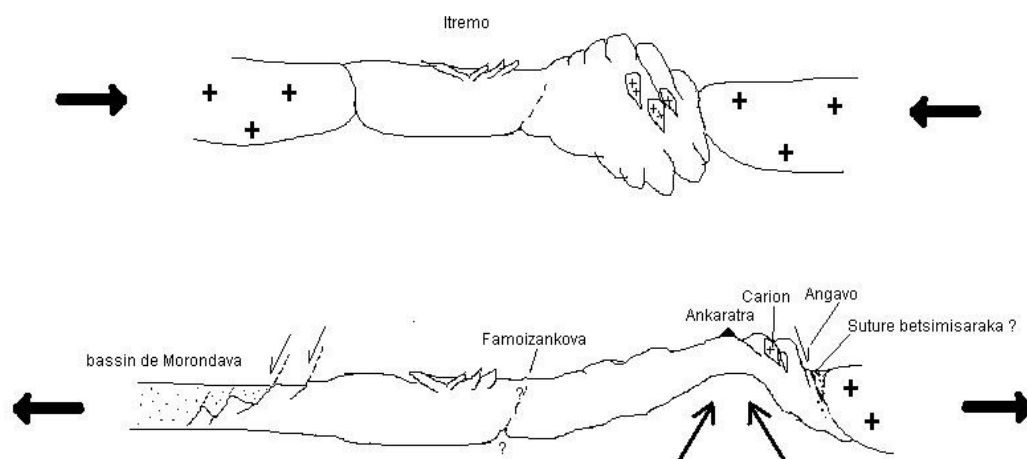


Fig. 24 : Synthèse des mouvements de compression-dilatation (modifié d'après *Madison-Razanatseho, 2003, Rambeloson et al., 2003 et Rakotondraompiana et al., 1999*).

(a) mouvement de compression des deux cratons africain et indien. (b) mouvement de dilatation entraînant l'amincissement de la croûte, la formation du volcanisme de l'Ankaratra et du bassin de l'Alaotra.

La branche Est-Ouest de la remontée asthénosphérique suit également la frontière nord des deux formations précédentes. C'est la combinaison de ces deux branches qui fait que finalement l'axe principal de la remontée soit actuellement situé en biais. Par contre, le relief suit bien les deux directions initiales.

Si on regarde la disposition d'ensemble de ces structures on constate que les deux zones connues comme étant en extension (Ankaratra et Alaotra) sont situées de part et d'autre d'un linéament Est-Ouest passant par Antananarivo (Famoizankova-Beforona). Les directions d'extension de deux régions précédentes sont Est-Ouest à ENE-OSO. La figure 25 ci-après nous montre une surface mathématique d'ordre 3 qu'on a fait passer sur l'ensemble de la zone. On y remarque que la tendance globale est à un bombement de forme elliptique avec un axe de direction subméridienne et dont la régularité n'est perturbée que par l'existence de la petite branche Est-Ouest.

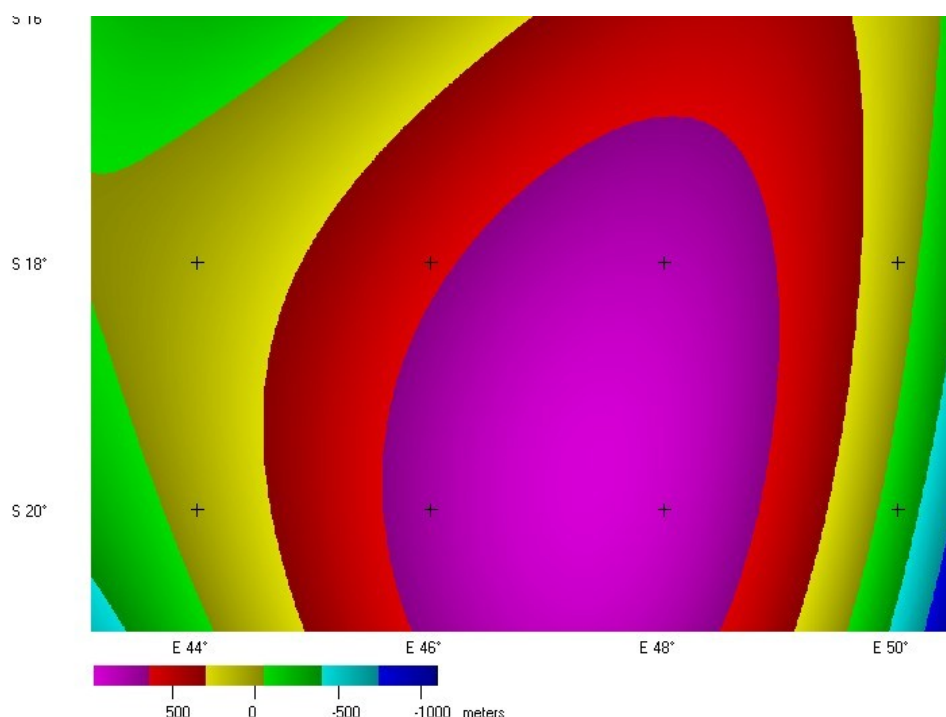
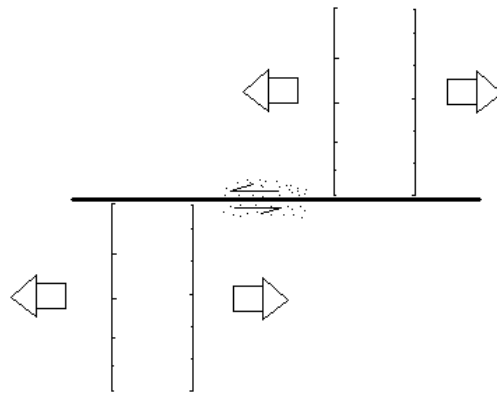
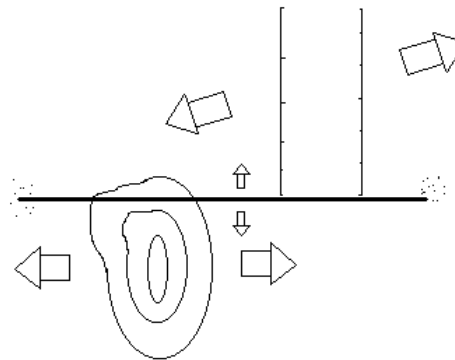


Figure 25 : Tendence générale du relief de la partie centrale de Madagascar. Surface polynomiale d'ordre 3.

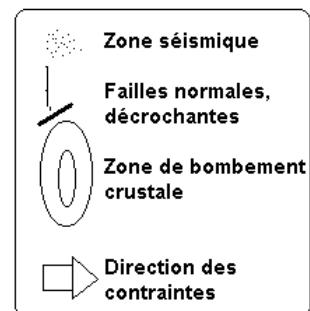
Cette disposition fait penser à celle d'un rift décalé par une faille transformante. On sait qu'une telle faille peut également exister en milieu continental. Toutefois, il y a plusieurs paramètres qui font que ce modèle ne puisse être appliqué à notre région. Le premier d'entre eux concerne la taille des structures. La faille transformante continentale type est celle qui décale les deux branches du rift Est-africain. Nos structures n'ont pas les mêmes dimensions. La deuxième différence tient au fait que l'Ankaratra n'est pas encore arrivé au stade de rift ouvert. En effet, l'apport de chaleur lors de la remontée asthénosphérique a rendu la croûte plus ductile à cet endroit. D'où cet important bombement suivi d'un fort amincissement de la croûte, mais sans cassure. Par contre, plus au nord, le bombement est moins important. Et donc l'apport de chaleur aussi. D'où une croûte moins ductile et plus cassante et l'ouverture du bassin de l'Alaotra-Makay. C'est cette différence de comportement rhéologique de la croûte qui fait que le linéament Est-Ouest n'ait pas rejoué. En effet, dans un schéma classique de faille transformante, la partie intérieure de la faille est active. Dans notre cas, cette partie là est calme. Ce sont les extrémités qui présentent des activités sismiques relativement importantes (*Rakotondraompiana, 2002*).



Modèle théorique d'une faille transformante



Modèle proposé pour la région Ankaratra-Alaotra



9. CONCLUSIONS

Dans cette partie, nous avons montré le mécanisme en profondeur qui sous-tend les activités sismiques et la forme générale du relief actuel à Madagascar. Nous avons expliqué les structures récentes observées dans le bassin sédimentaires de Morondava. Nous avons également donné des explications sur les structures tectoniques proposées par *Kutina (1972)* et celle observée par *Arthaud et al.(1989)* et les avons relié à la nouvelle interprétation de la géologie malgache telle que proposée par plusieurs auteurs (dont *Collins et al, 2001*). Le modèle proposé ici constitue également un lien entre les principaux évènements géologiques du Permien et du Crétacé avec les mouvements actuels de la croûte malgache. En ce sens, Il a permis de lever quelques points d'interrogation et constitue une étape vers une meilleure connaissance de la géologie de Madagascar.

PARTIE II :

GÉODYNAMIQUE EXTERNE

10. L'ÉROSION HYDRIQUE DES SOLS

L'économie malgache est jusqu'à maintenant basée essentiellement sur l'agriculture. Plus des deux tiers de la population vivent de la terre. L'érosion des sols a une conséquence dramatique sur la vie de la population. Beaucoup a été fait pour essayer d'endiguer ou du moins de réduire ce phénomène. Mais apparemment sans grand résultat puisque que l'érosion continue de plus belle. Les hautes terres centrales de Madagascar sont les plus touchées. Aussi, pouvons-nous contribuer à cette lutte en essayant de mieux délimiter le phénomène, en adaptant à ce problème les nouvelles techniques de traitement numérique des données, ainsi que les nouvelles données telles les images prises par satellites.

Les résultats que nous allons exposer dans cette partie ont été obtenus à l'occasion d'une étude multidisciplinaire sur les érosions des sols des hautes terres de Madagascar. L'objectif est de proposer une méthode de traitement des données de manière à caractériser les paramètres influant sur l'érosion, de quantifier le phénomène à l'échelle du bassin versant et de modéliser le processus. La méthode proposée ici fait partie des outils d'analyse multicritère des données. Elle a la particularité de données de résultats appréciables dans le contexte des pays en développement où même les données scientifiques de base manquent. Nous l'avons utilisé ici avec comme seules données disponibles une carte géologique, une carte topographique au 1 :100.000^e et quelques photographies aériennes anciennes.

Ce projet a réuni géographes, forestiers, géologues, géophysiciens, géomaticiens et informaticiens. Chacun apportant les points de vue de sa spécialité à la résolution du problème.

Nous commencerons l'étude par une approche générale mais très succincte sur les sols, les érosions des sols et les différentes méthodes utilisées pour pouvoir modéliser et prédire l'érosion. Nous parlerons ensuite la particularité de l'érosion des sols à Madagascar (surtout dans la région centrale). Nous présenterons ensuite notre zone d'étude et les différentes méthodes d'approche que nous avons utilisées. Et enfin, nous donnerons les résultats obtenus et les commentaires sur ces mêmes résultats.

10.1.LE SOL

Le dictionnaire de géologie (1988) définit le sol comme étant la formation superficielle en place résultant de l'altération des roches. Le sol constitue l'interface entre l'atmosphère et la croûte terrestre. En même temps qu'il peut influencer le comportement de l'atmosphère en agissant comme un régulateur thermique, il subit les actions modificatrices des agents extérieurs tels le vent, l'eau, la végétation, la faune et l'homme. Le sol est vital à l'existence de toute forme de vie, végétale ou animale, sur notre planète.

Le sol est un complexe composé de particules minérales, de matières organiques, d'eau, mais aussi de vide rempli d'air. Le sol provient de l'altération physico-chimique et biologique de la roche en place (roche-mère). Il peut aussi contenir des matières organiques. Plusieurs facteurs contribuent à cette transformation de la roche en sol : le climat, la température, la pluviométrie, la couverture végétale et le temps. D'où une grande variété de sols, même s'ils sont issus de la même roche-mère.

Un sol-type contient des particules minérales provenant de la roche-mère, de l'humus provenant de la couverture végétale et de la déjection animale, des débris de racines, d'autres matières organiques, des micro-organismes (bactéries), des animaux (insectes), et de l'air.

COMPOSITION MOYENNE DES SOLS

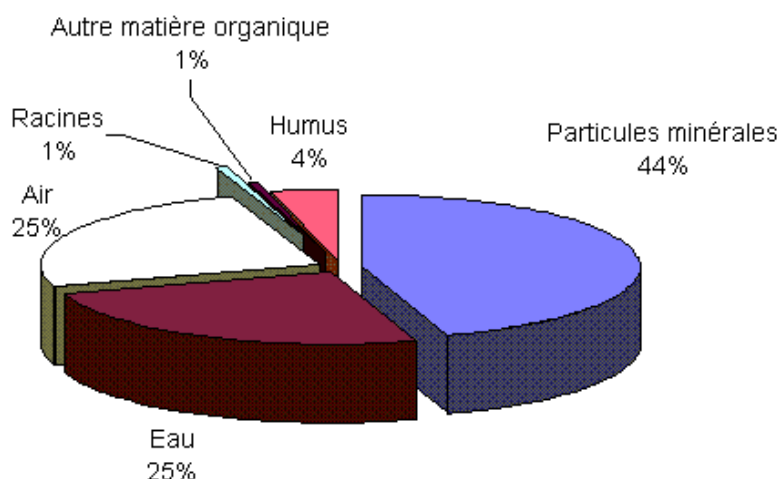


Figure 26 : Composition moyenne des sols.

Les algues, champignons, les végétaux supérieurs, la micro-faune et les animaux apportent les matières organiques nécessaires au développement du sol (*Jamet, 1986*). L'humus est un complexe chimique semi-soluble issu de la réduction des matières organiques par les bactéries. Cet humus peut être mélangé aux particules minérales par les petits animaux vivant dans le sol. Ces animaux jouent ainsi un rôle important dans l'aération et l'évolution du sol.

Quand l'eau pénètre dans le sol, elle favorise les déplacements de fines particules, de substances dissoutes ou de complexes chimiques. Tous ces matériaux sont alors déplacés vers les couches les plus basses. Parfois, l'action des agents extérieurs entraîne une modification de la forme ou de la composition du sol. Un sol se compose de plusieurs phases : solide, aqueuse, gazeuse et vivante (animaux et végétaux).

10.2.PROFIL DE SOL

Sous l'influence de tous ces facteurs, le sol s'approfondit et se structure. Un sol comprend verticalement plusieurs niveaux ou horizons. Cette différenciation provient des mécanismes de lessivage et des activités organiques dans le sol. On distingue de haut en bas :

- Le niveau O : composé d'un lit de détritiques et d'humus
- Le niveau A : De couleur sombre, c'est le niveau où les matières organiques se mélangent aux particules minérales. Ce niveau est le lieu d'une activité biologique intense. Le lessivage y a enlevé les particules les plus fines et les substances solubles qui sont par la suite déposées plus bas. Cet horizon peut être appauvri en argile et en oxyde sous l'effet de percolation des eaux de pluie. Il peut se subdiviser en sous-horizons A1, A2, ...
- Horizon B : De quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, colorée en rouge, brun, beige,... C'est une couche généralement meuble. On y observe fréquemment un phénomène d'accumulation résultant de la migration verticale ou latérale des argiles, oxydes, hydroxydes ou humus. Elle reçoit les produits de lessivage de l'horizon A. L'horizon B est colorée par les oxydes de fer et/ou d'aluminium et par les carbonates issus de l'horizon A. Les sols peu évolués n'ont pas d'horizon B.
- Horizon C : composé de matériaux de la roche-mère non encore significativement affectés par le processus pédogénique. C'est une couche où l'activité biologique est fortement réduite. On la différencie selon que la texture de la roche-mère est conservée (isaltérite) ou pas (allotérite).

- Horizon R : c'est la roche-mère dont sont issus tous les horizons qui se trouvent au-dessus.

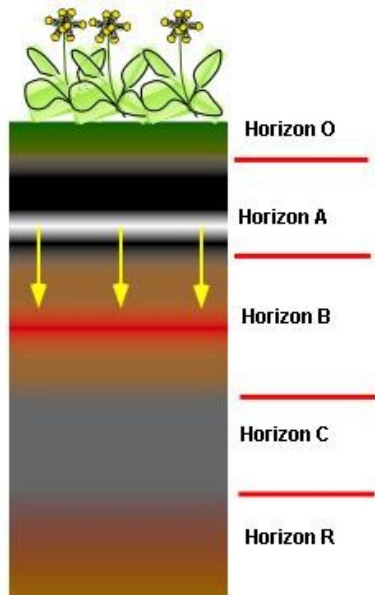


Figure 27 : Coupe-type de sol. On peut ne pas observer le premier horizon.

La figure montre les différents horizons mentionnés précédemment. Bien qu'apparemment inerte, le sol est un milieu où règne une forte activité biologique. Parmi ces activités, les micro-organismes y mettent les éléments minéraux du sol en solution afin d'être absorbés par les plantes.

10.3.L'ÉROSION DES SOLS

L'érosion est l'ensemble des phénomènes externes qui, à la surface du sol ou à faible profondeur, enlèvent tout ou partie des terrains existants. Elle se décompose généralement en trois actes (*Viers, 1990*) qui se succèdent dans le temps:

- L'érosion proprement dite qui est l'action de ronger et d'user. Elle aboutit à une perte de substance et à la formation d'un creux.
- Le transport des matériaux qui est assuré par la gravité, le ruissellement, le vent, la glace, etc.
- L'accumulation. Quand le transport cesse, il y a dépôt et accumulation des matériaux. Si le dépôt se fait dans un lac ou en mer, il n'y a pas de modification notable du relief. On parle

alors de sédimentation. Par contre, quand l'accumulation des matériaux se fait à l'air libre, elle entraîne une modification du modelé du relief.

L'érosion est un phénomène géologique naturel. Dès qu'une île, par exemple, apparaît, elle fait obstacle à la circulation des fluides (eau et vent). Ces derniers vont s'attacher tout de suite à la niveler, à l'éroder. L'érosion tend vers un aplanissement du relief terrestre, mais il y a parfois création de relief à cause de l'action d'usure ou de dépôt. Elle entraîne une diminution des matériaux les plus fins, de la matière organique du sol ; une perte de pouvoir absorbant et une baisse de la capacité de rétention d'eau. Le plus souvent son action est négative pour l'agriculture et pour l'homme (quoique l'homme est assurément l'un des agents d'érosion les plus destructeurs qui soit). Mais, on doit dire de l'autre côté que sans érosion le relief et le sol n'évolueront pas. Il s'agit ainsi d'un phénomène naturel qu'on ne peut pas empêcher, mais dont les effets néfastes peuvent quand même être atténués.

10.4.LES AGENTS DE L'ÉROSION

Ce sont les éléments qui façonnent le modelé du relief. Ces éléments sont l'eau qui a une action mécanique directe ou indirecte (par l'action des objets qu'elle peut charrier), une action chimique (par les gaz carboniques dissoutes entre autres) ; et le vent par son action mécanique directe ou indirecte (par les sables qu'il emporte). L'homme est aussi un agent d'érosion. En effet, les actions de l'homme comme l'agriculture, l'urbanisation, l'aménagement ou la déforestation peuvent être à l'origine d'érosion du sol ou tout au moins la favoriser fortement.

La température, le climat, la végétation et l'homme sont des agents favorisant l'érosion. Selon le climat et la végétation d'une région, on peut observer une action plus ou moins forte d'un agent. Ainsi, en zone aride, l'action du vent est beaucoup plus importante qu'en zone humide, alors que la forme d'érosion hydrique est pratiquement inexistante.

L'érosion sur les versants

L'étude de l'érosion du sol peut se faire sur plusieurs échelles. On peut l'aborder à l'échelle de la goutte d'eau comme à celle d'un continent. Nous aborderons cette étude à l'échelle du bassin versant qui est l'unité de base pour l'aménagement et la production agricole.

L'érosion sur les versants peut prendre plusieurs formes : altération sur place ou par des mouvements des particules de la roche.

L'altération sur place de la roche peut être mécanique. Elle est alors due aux variations de température (cas de la gélifraction où l'eau contenue dans les interstices de la roche augmente de volume sous l'effet du gel et désagrège la roche) par des organismes vivants comme les racines qui disloquent la roche. Cette altération sur place peut aussi se faire par dissolution. La roche contient des substances chimiques plus ou moins solubles dans l'eau : des chlorures, le calcaire, la silice, l'alumine, etc. La nature de l'eau, plus ou moins chargée de gaz carbonique, est aussi un facteur important dans la dissolution. L'eau s'infiltre dans la roche et est entraînée par gravité vers le bas. Elle apporte vers la nappe phréatique des particules enlevées aux couches superficielles. C'est le lessivage. L'eau peut aussi remonter à l'intérieur de la roche par capillarité et/ou sous l'effet des variations de température ou de climat. Le troisième type d'altération est l'altération chimique. Elle se fait toujours par l'intermédiaire de l'eau. Les molécules de la roche sont transformées. Et elle emmène à la formation d'oxydes ou d'argiles.

Le long des versants, on a plusieurs types de mouvements impliquant des matériaux plus ou moins importants en volume. L'éboulis est le détachement de blocs de roches ou de sols et sa chute le long de la pente. L'éboulement, contrairement à l'éboulis, est un détachement en une seule fois de toute une masse délimitée par une surface de rupture dans la roche. Le ruissellement diffus est l'écoulement de l'eau sur la roche ou le sol. Il entraîne les éléments les plus fins du sol. Le ruissellement peut se transformer en ravinement quand le sol est particulièrement sensible à l'affouillement et imperméable et s'il n'est pas couvert d'un tapis végétal protecteur. La solifluxion est l'arrachement d'une masse à la partie amont du versant et sa descente pour former une loupe ou un bourrelet. Si la composante verticale d'un tel mouvement est plus importante que sa composante horizontale, on parle d'affaissement. Ces deux mouvements interviennent quand le sol perd sa consistance solide pour devenir plastique sous l'effet de l'eau. La reptation

(« *creeping* ») est une descente grain à grain du manteau de débris. Il n'affecte que les formations meubles à pente très faible.

La nature des roches, la nature des sols, les divers mouvements précédemment décrits définissent le profil du versant, et par-là même du relief. Quand le profil est irrégulier, c'est souvent à cause des affleurements rocheux ou des loupes de glissement. Les profils réguliers sont eux couverts d'un manteau de débris (éboulis, produits d'altération). Les versants sont alors doux, sans forte pente. On voit là l'action de l'érosion qui a aplani les différences en raccordant les sommets convexes aux bases plutôt concaves. La tectonique est également un facteur dans la formation du relief. Les géomorphologues disent que « *c'est la tectonique qui crée le relief et que c'est l'érosion qui le façonne* ».

Tous ces facteurs travaillent en même temps ou séparément dans le temps pour donner le relief.

10.5.LES IMPACTS DE L'ÉROSION

Les conséquences de l'érosion sur l'homme sont nombreuses. Elles tournent autour de l'évolution forcée des habitudes culturelles que l'érosion imposent à l'homme. L'érosion peut être considérée comme un phénomène naturel contribuant à un renouvellement du sol (*Petit & Bourgeat, 1965*). Si le phénomène d'érosion peut être palpable à l'échelle d'une vie humaine, le phénomène de renouvellement des sols ne se fait qu'à l'échelle géologique. L'homme, en effet, tire l'essentiel de ses ressources alimentaires de l'agriculture et de l'élevage. Le sol, une fois arasé, perd ses couches les plus productives ou ses éléments les plus fins et les plus nutritifs. Il en résulte une baisse de productivité. Cette baisse de productivité va obliger l'homme soit à se déplacer et à défricher d'autres terrains, soit à aménager le milieu dans lequel il vit et à utiliser des outils mécanisés de production. Ces travaux d'aménagement et cette mécanisation, à leur tour, vont entraîner une reprise encore plus forte de l'érosion des sols. Ceci constitue ainsi un cercle vicieux où l'homme accentue, parfois d'une façon tragique, les actions naturelles des agents d'érosion.

10.6.LES MODÈLES D'ÉROSION

Plusieurs méthodes sont disponibles pour évaluer et prévoir les érosions. La plus utilisée et l'une des plus anciennes est la formule universelle de perte en terre de Wischmeier et Smith (1960). D'autres méthodes ont également vu le jour telles le RUSLE (xxx, 19xx) , la méthode WEPP mise au point par l'université américaine de Purdue,... Nous présenterons ici en détail la méthode proposée par Weischmeier & Smith (1960).

Le modèle de perte en terre de Wichmeier & Smith (1960)

Ce modèle empirique de la perte en terre a été obtenu après plus de 20 années d'enregistrement des données sur les érosions des sols dans plus de 10 états américains. Wichmeier, un statisticien du service de conservation des sols des Etats-Unis, était alors chargé d'exploiter toutes ces données.

La formule qu'il a proposée comprend 5 termes. Il a supposé que l'érosion est proportionnelle à la force érosive des eaux de pluie et à la résistance du milieu à cette érosion. La formule suivante constitue l'équation universelle de perte en terre :

$$E_{[t/ha/an]} = R . K . LS . C . P$$

Le facteur R est un indice de la force érosive de la pluie. Il est égal à l'énergie cinétique totale E d'une orage multipliée par l'intensité maximum (en cm/heure) de la pluie après 30 minutes.

$$R = E.I$$

Cette valeur R correspond au risque potentiel d'érosion en plaque sur un sol nu ayant une pente de 9 %.

La résistance de l'environnement à l'érosion s'exprime par les facteurs K (facteur d'érodibilité des sols), SL (facteur topographique), C (indice de couverture végétale) et P (facteur lié à l'occupation des sols).

K dépend des matières organiques contenues dans le sol, de la texture du sol, de sa perméabilité et de son profil. La valeur de K varie de 0.7 pour les sols les plus fragiles à 0.01 pour les plus

stables. K est mesuré sur un sol nu de référence long de 22.2m avec une pente de 9% et n'ayant reçu aucun apport de matière organique durant les trois dernières années.

Le facteur topographique LS dépend de la longueur de la pente et de son gradient. Sa valeur est comprise entre 0.1 à 5, mais peut atteindre 20 dans les zones de hautes montagnes.

C est la relation simple qui existe entre l'érosion observée sur un sol nu et un sol couvert par la végétation. Ce facteur combine la couverture végétale, son niveau de production et les techniques de production utilisées. Il varie de 1 sur les sols nus à 1/1000 sous forêt, 1/100 pour les prés.

Le facteur P prend en compte les pratiques culturales et la gestion de la conservation des sols. Sa valeur est égale à 1 pour un sol nu sans aucune action contre l'érosion et 1/10 pour les sols en pente douce.

Limites de la formule :

Ce modèle n'est applicable en toute rigueur que sur les érosions en nappe. Il ne doit pas être appliqué sur les autres types d'érosion dont les mouvements de masse.

La formule a été obtenue avec des données sur des zones collinaires et de pénéplaines des Etats-Unis d'Amérique où l'énergie des eaux de pluie est prédominante. Elle ne doit pas s'appliquer au cas où l'énergie des eaux de ruissellement serait supérieure à celle apportée par la chute des eaux de pluie.

La relation entre l'énergie cinétique des pluies et l'intensité des pluies dans cette formule est applicable seulement pour les régions des grandes plaines des Etats-Unis.

Le modèle est obtenu à partir des données moyennes sur une vingtaine d'années. Pour un orage particulier, les paramètres peuvent être divergents.

Les valeurs des différents paramètres de ce modèle présentent une si large fourchette de valeurs qu'il est difficile de choisir les valeurs les adaptées. Ce modèle ne tient aucunement compte des interactions entre les différents paramètres.

Les autres modèles d'érosion des sols utilisent également plusieurs paramètres physiques et pédologiques. Ils peuvent donner le fonctionnement correct de l'érosion du sol en un lieu particulier, mais l'évolution des paramètres (climat, pluviométrie, températures, bilan hydrique, humidité des sols, types de sols, etc.) n'est pas toujours bien contrôlée. Il en est de même des interactions entre les paramètres. Aussi, cherche-t-on également à prédire les érosions non pas en utilisant une formule mathématique et un modèle physique de l'érosion, mais en se basant sur les observations faites sur le terrain. C'est cette approche que nous allons utiliser dans notre zone d'étude. Une grande partie de l'étude est d'abord consacrée à l'étude des facteurs d'érosion et à choisir ceux qui sont les plus pertinents. L'approche adoptée se base sur les répartitions spatiales des facteurs et fait ainsi appel aux systèmes d'information géographique (SIG).

11. LES HAUTES TERRES CENTRALES DE MADAGASCAR

11.1. INTRODUCTION

Nous présenterons dans cette partie notre zone d'étude ainsi que les observations que nous avons faites dans cette région notamment sur les sols et les figures d'érosion des sols. Des mentions particulières sont donc apportées au sol ferralitique que l'on y rencontre, à la morphologie régionale et à l'érosion en lavaka,

Nous avons choisi de mener cette étude sur les érosions des sols des hautes terres malgaches au sein d'un bassin versant représentatif des bassins versants de la région. Le bassin versant de la Sahasarotra, près du village de Beloha, commune de Sadabe, sous-préfecture d'Anjozorobe fait partie de la zone géographique du centre de Madagascar (*Gaussen, 1964*). Il est situé à une centaine de kilomètres au nord de la ville d'Antananarivo. La Sahasaotra est un affluent de l'Ikopa. L'Ikopa est le grand fleuve qui draine toute la région d'Antananarivo vers la mer au Nord-Ouest de Madagascar. La pluviométrie annuelle moyenne y est de 1200 mm (*Randriamanga et al., 2003*). Notre bassin versant a une superficie totale de 19.327 ha.

Nous allons dans les paragraphes suivants présenter la région de Sadabe. Nous parlerons également des aspects communs de cette région avec toute la zone des hautes terres malgaches notamment la morphologie, la nature ferralitique des sols et les lavaka. Nous parlerons enfin de la prospection géophysique effectuée sur deux types de structures d'érosion.

11.2. GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE

Du point de vue morphologique, c'est une région de collines de forme convexes. le processus d'érosion régressive a entraîné l'évolution des reliefs de la partie ouest en surface d'aplanissement méso-tertiaire ou en surface dérivée de la surface I du Tampoketsa d'Ankazobe. La partie orientale est caractérisée par les accidents tectoniques prolongeant l'escarpement de l'Angavo (*Randriamanga et al., 2003*). Les fonds des vallées correspondent certainement à des reprises actuelles ou sub-actuelles de l'érosion. L'altitude maximale est de 1590 m au sud. Les points les

plus bas sont à un peu plus de 1000 m au-dessus du niveau de la mer. On peut diviser ce bassin versant en trois sous-régions morphologiques. La partie septentrionale du bassin, de forme évasée et qui présente un relief relativement accidenté avec des pentes assez fortes et un nombre plus important de lavaka. Les abords du bassin sont toutefois formés de collines arrondies en demi-orange. Une bande étroite orientée NE-SO vers les deux-tiers méridionaux du bassin où le relief est formé de surface présentant des replats. On y observe très peu de lavaka. Et enfin, la partie sud du bassin où la forme du relief est voisine de celle de la partie nord sans être aussi forte.

Le climat est de type tropical humide avec différenciation de deux saisons : la saison des pluies, chaude et humide (du mois de novembre au mois d'avril) et la saison sèche et fraîche du mois de mai au mois de septembre. La végétation est essentiellement composée de savane. Quelques arbustes visibles dans les zones abritées constituent des rares reliquats de forêts primaires et sont la preuve d'une couverture végétale beaucoup plus importante à une époque pas si lointaine. On y observe également des zones de reboisement (au sommet des collines !) avec le plus souvent des eucalyptus et plus rarement de pinèdes (*Randriamanga et al., 2001*).

Les roches sont datées du socle ancien précambrien, du groupe d'Ambatolampy et du système du graphite selon la classification établie par *Henri Bésairie (1973)* et *Hottin (1972)*. On y observe des migmatites granitoïdes associées à des granites migmatitiques (*Rantoanina, 1966*), autrement dits des formes relativement indifférenciées de granites et de migmatites.

Le choix du bassin de la région de Beloha comme zone d'étude a été dicté par sa (relative) facilité d'accès d'une part et de l'existence d'une concentration assez importante de différents types de structures d'érosion dans la même région d'autre part.

Le sol de cette région est de nature ferralitique avec des altérites très profondes. Ce sol ferralitique tient une place très importante à Madagascar car les deux tiers de l'île sont couverts par un sol ferralitique. Nous allons donc voir plus en détail les sols ferralitiques.

11.3.LES SOLS FERRALITIQUES

Le dictionnaire de géologie (*Foucault & Raoult, 1988*) définit les sols ferrallitiques comme des sols des régions tropicales humides, de couleur rouge, pauvre en Si et riches en hydroxydes de fer et d'aluminium. C'est un sol à profil A-B-C. Il peut se présenter avec deux sous-horizons A1 et A2. Il peut se durcir et comporter une carapace ferrallitique ou latéritique. Ces sols ne se forment que sous un climat agressif à pluviométrie et température élevées. D'après *Bourgeat & Aubert (1972)*, ce sont des sols profonds caractérisés par une décomposition très poussée des minéraux primaires. Les minéraux argileux sont constitués par de la kaolinite et de la gibbsite. Les horizons supérieurs ont une couleur généralement vive.

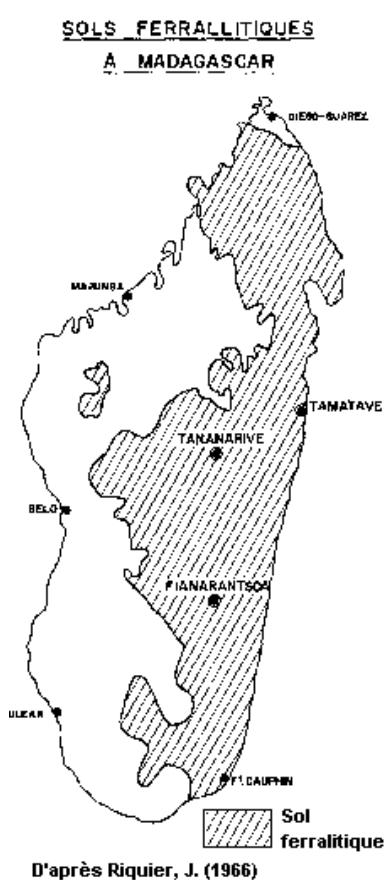


Figure 28 : Répartition des sols ferrallitiques à Madagascar. Les sols ferrallitiques couvrent la majeure partie de l'île.

Ces sols se forment à partir d'un manteau d'altération ancien ou parfois directement à partir de la roche-mère. A Madagascar, les régions où l'on observe des sols ferrallitiques sont généralement sous une pluviométrie de 1200 à 1800 mm annuelle et une longue saison des pluies (*Bourgeat & Aubert, 1972*). La végétation naturelle des sols ferrallitiques est la forêt. Elle est la source des

matières organiques. Sur les hautes terres malgaches, après la disparition des forêts, on n'observe plus que des pseudo-steppes à *Aristida* qui couvrent les sols ferralitiques. On attribut le plus souvent cette disparition à l'action des l'homme dans sa recherche de terres agricoles et de pâturage.

Riquier & Bourgeat (1966) donnent quatre phases dans le processus de formation des sols ferralitiques malgaches.

1. Phase d'altération de la roche en climat très chaud (miocène, pliocène).
2. Phase principale de formation de l'horizon rouge superficiel en climat à saisons alternantes plus secs (pliocène supérieur ou pléistocène).
3. Phase de ferralitisation plus intense durant une période plus humide (quaternaire moyen) et évolution des horizons sous l'influence de la végétation.
4. Phase de dégradation suite à une dessiccation lente et à l'apparition de l'homme (quaternaire récent).

La répartition des sols ferralitiques malgaches suit celle des roches cristallines et volcaniques. (Cf. figure 3) Sur socle ancien, il existe une relation étroite entre le modelé du relief et la nature des roches (*Bourgeat & Aubert, 1972*). L'évolution du relief est due principalement à l'effet du système hydrographique. Il a donné quelques reliefs-types. On distingue ainsi, les surfaces rajeunies lorsque les talwegs séparent des interfluves très plats. Ces reliefs de rajeunissement se présentent donc avec interfluves à croupes convexes sans replats sommitaux mais culminant à des altitudes égales. Les reliefs dérivés ont des pentes accentuées, un système hydrographique plus prononcé et des sommets à arêtes aiguës. Les reliefs de dissection ont des sommets à des altitudes différentes, un système hydrographique très profondément encaissé et des pentes très redressées (*Bourgeat & Aubert, 1972*).

Suivant le modelé du relief, on observe la répartition suivant des sols, toujours d'après *Bourgeat & Aubert (1972)* : les sols ferralitiques s'observent sur les rares surfaces conservées. Suivant le cas, ces sols sont soit enrichis soit appauvris en minéraux peu altérables. Les sols rajeunis prédominent sur les reliefs de rajeunissement et les glacis d'érosion quaternaires. Les sols pénévoués se trouvent surtout sur les reliefs dérivés, les reliefs de dissection et les reliefs résiduels.

11.4.SURFACES D'APLANISSEMENT

Les hautes terres centrales de Madagascar sont placées en altitude. Elles subissent ainsi les actions de l'érosion, l'eau gagne une énergie potentielle plus forte et aussi et surtout parce que les alizés frappent de plein fouet la région et y déversent l'humidité qu'ils apportent. Ceci a modelé durant les différentes époques géologiques le relief des régions centrales de Madagascar. On observe sur les hautes terres malgaches trois anciens niveaux d'érosion (*Bourgeat et al., 1995*): Ce sont de la plus récente à la plus ancienne :

- La surface supérieure (S1 ou surface des Tampoketsa) arase les roches difficilement altérables comme les granites. Elle est rarement surmontée de témoins ou de reliefs résiduels. Au niveau d'Antananarivo, elle correspond à des altitudes autour de 1650 m.
- La surface intermédiaire S2, d'âge méso-tertiaire. Elle arase des roches d'altérabilité différente mais est dominée par de nombreux reliefs résiduels dérivés de la surface précédente. Elle est moins bien conservée que la surface S1. Elle correspond, toujours à la latitude d'Antananarivo, à des altitudes entre 1350 et 1450 m.
- Le niveau inférieur S3 d'âge fini-tertiaire se distingue bien des deux niveaux précédents. Il correspond aux affleurements de roches altérables (schistes, gneiss, migmatite). Il ne procède pas d'un aplanissement généralisé mais de l'évolution lente d'unités indépendantes. Ce niveau est représenté par des alvéoles et bassins enclavés entourés de reliefs dominants sur roches résistantes.

Bourgeat et al.(1995) précisent qu'il n'y a pas de corrélation entre les types de sols et ces surfaces d'érosion anciennes. La nature des sols, selon les mêmes auteurs, est plutôt liée à la reprise des érosions quaternaires.

11.5.L'ÉROSION DES SOLS

Dans la région de Sadabe comme sur l'ensemble des hautes terres centrales, l'érosion des sols est surtout due à l'action de l'eau. On y observe plusieurs types d'érosion hydrique des sols. Des

érosions en nappes, des érosions en griffe, des mouvements de masse et surtout des lavaka. On y trouve aussi les formes d'érosion liées à l'action des cours d'eau.

La forme la plus destructrice est certainement le lavaka. Les lavaka de cette région peuvent atteindre des dimensions de quelques centaines de mètres avec des profondeurs de quelques dizaines de mètres. Un lavaka met en jeu un volume très important de terre. Ses conséquences sur la riziculture, essentiellement de bas-fond, sont sans commune avec celles des autres formes d'érosion. Notons que les autres formes d'érosion peuvent évoluer en lavaka. Nous allons ci-après décrire la forme et le mécanisme connus à ce jour des lavaka.

L'érosion en lavaka

Il y a peu de travaux récents sur la description physique et du fonctionnement des lavaka. Ce paragraphe est donc basé essentiellement sur les travaux de Jean Riquier (1954) et de Petit & Bourgeat (1965).

Le lavaka est l'exagération du processus d'érosion en ravins (gully erosion). Leur forme particulière est due à la texture des argiles latéritiques. Un lavaka est un cirque ovoïde à parois verticales. Il peut aussi avoir une forme digitée (en forme de doigts) plus ou moins ramifiée mais toujours à parois verticales. On observe également des coalescences de lavaka voisins ou même parfois de deux lavaka situés de part et d'autre d'une même colline. L'intérieur d'un lavaka est encombré des éboulis des terrains environnants qui s'y étaient effondrés. Leur écoulement se fait généralement à travers un étroit goulot vers l'aval. La progression des lavaka se fait par érosion rétrograde vers le haut. Les parois verticales, sous l'effet de l'écoulement des eaux de pluie, cèdent petit à petit pour finir par s'effondrer. Selon Riquier (1954), un lavaka peut prendre naissance à n'importe quel endroit du bassin versant. A l'intérieur d'un lavaka, le profil est soit en V, soit en U. On peut parfois y trouver de la végétation quand le lavaka se stabilise. La végétation y est alors abritée du feu, du bétail et y trouve de l'humidité pour se développer. Les dimensions des lavaka sont immenses à l'échelle du bassin versant : horizontalement quelques centaines de mètres et en profondeur quelques dizaines de mètres. Ce sont ainsi des véritables plaies à travers lesquelles la terre perd ses éléments les plus nutritifs.

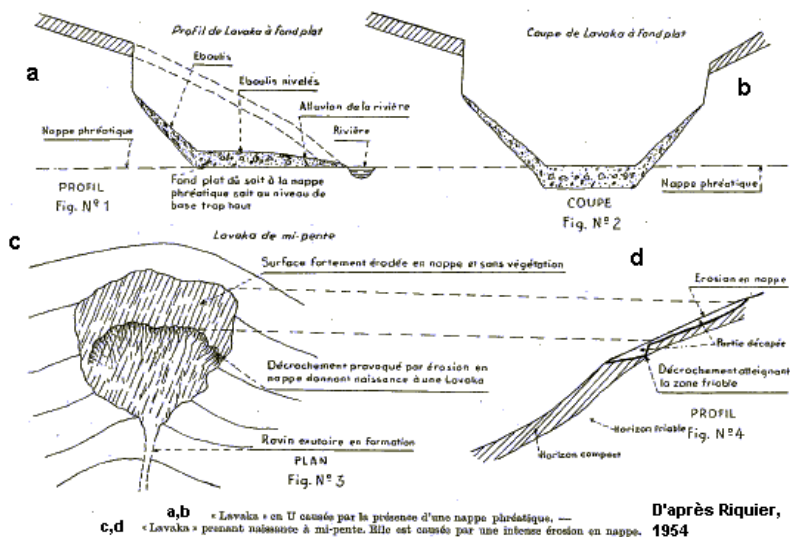
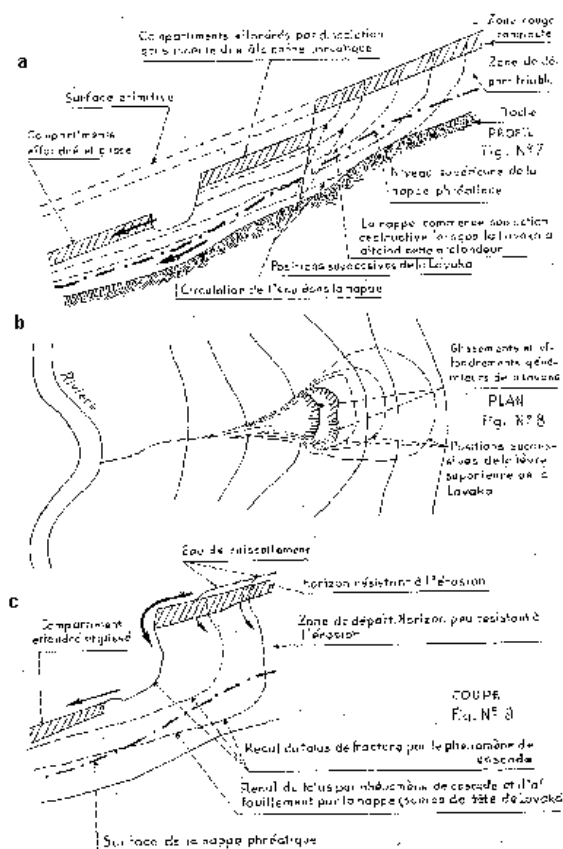


Figure 29 : Coupe d'un lavaka-type.

Riquier (1954) mentionne diverses causes des lavaka. Il distingue les causes externes naturelles, les causes externes qu'il qualifie d'artificielles et les causes internes.

Les causes externes naturelles sont toutes celles qui favorisent l'érosion en nappes : déboisement, feux de brousse, surpâturage, ... En effet, ce type d'érosion évolue rapidement en érosion en rigoles, puis en ravins. Il se forme le plus souvent un petit ressaut ou une marche d'escalier dont la partie supérieure est protégée soit par une couche colloïdale soit par de la végétation. Cette paroi recule par excavation de sa base et écroulement d'éboulis provenant de sa partie supérieure. Il y a ensuite approfondissement rapide de la partie inférieure de la zone érodée. Ce même mécanisme se retrouve à l'échelle du lavaka.

Un ravin peut évoluer en lavaka par érosion régressive. De même, un effondrement ou un glissement de terrain en mettant à nu la zone friable du sol et en permettant à l'eau de pluie de s'infiltrer dans le sous-sol peut être à l'origine de la formation d'un lavaka. L'évolution du lavaka se fait toujours par régression.



(a, b) Lavaka causé par glissement et effondrement de terrain
(c) Schéma montrant le recul de la paroi et sa verticalité
(D'après Riquier, 1954)

Figure 30 : mécanisme d'un lavaka. L'évolution du lavaka, une fois la structure formée, se fait par effondrements verticaux successifs des parois.

Un cours d'eau peut également être à l'origine de la formation d'un lavaka. Le cours d'eau vient se buter contre une paroi et l'érode à la base. La paroi s'effondre verticalement et crée un abrupt. Si les eaux d'écoulement viennent alors se déverser à travers cette nouvelle paroi, le processus est enclenché. Ce lavaka là, contrairement aux lavaka dont l'origine correspond à l'un des cas mentionnés plus haut, commence au bas de la pente.

Parmi les causes naturelles artificielles on peut citer les infrastructures de protection des routes et pistes. L'eau, souvent surabondante, sur la largeur de la piste ou le long des pentes crée des rigoles ou des ravins qui, à leur tour, vont évoluer en lavaka. Les traditionnels fossés de protection qui entourent les villages, en saturant les couches inférieures du sol, peuvent également provoquer la formation d'un lavaka.

Les chemins piétons et les passages à zébus sont également classés comme pouvant être à l'origine de lavaka. La couverture végétale est complètement détruite le long de ces chemins. L'argile est dispersée. L'usure par frottement détache une fine pellicule de poussière que le vent s'empêche d'emporter à la saison sèche. Tous ces phénomènes contribuent à la formation de dépressions qui seront ensuite empruntées par les eaux pluviales. On assiste alors à un élargissement de ces dépressions lorsque les eaux d'infiltration atteignent les couches affouillables du sol.

Causes internes : les observations montrent que la formation d'un lavaka nécessite quelques conditions. On doit avoir une couche supérieure dure et compacte reposant sur une couche tendre, sans cohésion et très érodable. Tant que la couche inférieure est encore protégée d'une manière ou d'une autre, il n'y a pas formation de lavaka. Mais, une fois la couche supérieure enlevée, le processus de formation d'un lavaka peut démarrer. Sa vitesse est alors extrêmement élevée. Sa formation est d'autant plus spectaculaire que la zone d'altération est profonde.

L'existence des lavaka est également liée avec la nature des roches-mères. Sur roche facilement altérable, on observe un nombre plus important de lavaka. Quand la roche-mère résiste mieux à l'altération, le nombre de lavaka est fortement réduit ou même inexistant. Les roches riches en feldspaths et mica (granite, gneiss, schiste métamorphique, ...) sont les plus sensibles aux actions des agents chimiques de désagrégation. Les micas jouent d'ailleurs un rôle important dans les mouvements de glissement des couches. Les roches riches en éléments ferro-magnésiens (gabbro ou basalte) donnent des sols et des zones d'altération moins épaisses. Le talus formé dans le sol formé à partir de ces roches ne reste pas vertical, d'où formation de ravins en V, plutôt que de lavaka.

Dans les hautes terres malgaches, l'érosion en lavaka est un des facteurs de modification du modelé de relief. Des lavaka voisins peuvent s'agglutiner durant leur évolution. D'autres ont une des dimensions qui sont de même ordre de grandeur que le sous-bassin versant dans lequel il est. Il n'est pas rare d'observer plusieurs terrasses dans un bassin versant. A chaque niveau, correspond généralement une génération de lavaka (Petit & Bourgeat, 1965). Selon ces auteurs, l'apparition des lavaka les plus anciens est même antérieure à celle de l'homme à Madagascar. Ceci constitue un « témoignage » à décharge pour l'homme (même si les dernières découvertes

archéologiques montrent une occupation humaine beaucoup plus anciennes dans les hautes terres malgaches). Mais les actions anthropiques accélèrent fortement la dégradation.

11.6.LES FACTEURS DE L'ÉROSION

Nous avons déjà vu précédemment quelques facteurs (extérieurs) qui sont susceptibles de déclencher une érosion. En plus des facteurs liés à la nature du sol, on peut citer également comme facteurs de l'érosion le couvert végétal, la pente, l'érodibilité des sols et l'action des nappes phréatiques.

Le couvert végétal

On n'observe généralement pas de lavaka en zone forestière même si le nombre de glissement de terrain n'est pas négligeable (*Riquier, 1954*). Par contre, en zone de pseudo-steppe et de savane, la fréquence d'apparition des lavaka est beaucoup plus importante. Ce simple constat nous permet d'apprécier l'importance du couvert végétal dans le processus d'érosion hydrique des sols. Mais, même en zone de pseudo-steppe, il arrive qu'un lavaka se couvre de végétation et se stabilise. *Roose (1981)* estime l'érosion sur sol complètement couvert entre 10 et 200 T/ha/an tandis que sur un sol nu ou sur un champ mal protégé, cette perte en terre serait de quelques centaines de tonnes par hectare et par an avec un ruissellement pouvant atteindre 80%. *Bourgeat (1970)* a estimé la perte en terre totale à Madagascar à une valeur entre 200 et 400 T/ha/an.

La forme du terrain

La longueur de la pente est, sur le plan théorique, un facteur important dans le processus d'érosion hydrique des sols. Le refus d'infiltration s'accumule le long de la pente et augmente la vitesse de ruissellement de l'eau de pluie et donc de son énergie érosive. Pratiquement, *Roose (1981)* semble plutôt sceptique sur ce point. Les expérimentations, selon lui, ne montrent pas un accroissement de l'érosion en fonction du ruissellement. Il remet ainsi en cause les aménagements en terrasse destinés à casser les ruissellements trop importants.

La courbure du terrain est également un facteur favorisant l'érosion. Elle est plus active sur les zones convexes que dans les zones concaves.

Le facteur de forme le plus important est la valeur de la pente. L'érosion croît d'une manière exponentielle avec elle. L'exposant est de 1.5 aux Etats-Unis contre 1.2 à 2.5 en Afrique en fonction des techniques culturales (Roose, 1981). Mais les érosions peuvent se produire même sur des pentes faibles (1 %) selon l'utilisation du sol et sa structure.

L'érodibilité des sols

L'érodibilité d'un sol dépend de sa teneur en matières organiques, en éléments grossiers et de sa structure. Plus cette structure est forte, plus le sol résiste à l'érosion. C'est le facteur que Wischmeier & Smith (1960) ont mesuré par le facteur K. Ce facteur varie de 2/100 à 50/100. *Roose (1981, 1998), Roose & Sarrailh (1989), Poesen & Bryan (1989)* estiment que l'érodibilité des sols tropicaux n'est pas aussi faible qu'on le pensait.

Ce facteur est fonction de la nature des sols. Il est aussi fonction du temps à l'échelle des averses comme à une échelle plus large (quelques années). Il est également fonction des techniques culturales, mais par contre dépend très peu de la pente (Roose & Sarrailh, 1989).

Les nappes phréatiques

Les cours d'eau en grignotant les bords de leurs lits contribuent à l'érosion au sein d'un bassin versant. La nappe phréatique qui circule le long du versant influe également sur ce processus d'érosion par dissolution des éléments fins du sol et aussi parce que son niveau est variable au cours de l'année. Cette variation de niveau associé à la dissolution fragilise le sol et favorise le départ des éléments les plus fins et les plus solubles.

12. DÉTERMINATION DE DEUX MÉCANISMES D'ÉROSION PAR LA PROSPECTION GÉOPHYSIQUE

12.1. INTRODUCTION

Nous avons identifié quelques formes d'érosion au sein du bassin versant de Sadabe, sans toutefois avoir pu faire une cartographie détaillée et exhaustive de ces figures d'érosion. Chaque figure possède son propre mécanisme. Dans cette partie, Nous allons décrire plus en détail les deux formes les plus répandues dans notre secteur après les lavaka : l'érosion en griffes et le glissement rotationnel. Auparavant nous allons décrire succinctement les différentes formes d'érosion des sols que l'on peut voir dans notre zone d'étude.



Figure 31 : Erosion en nappe (région de Mantasoa)

Il y a tout d'abord l'érosion en nappes où l'eau pluviale, profitant d'une dénudation par endroit du couvert végétal, arase la partie la plus superficielle du sol. Dans le cas des sols ferrallitiques, cette partie superficielle est indurée. Elle protège le sol des agents d'érosion extérieurs tels l'eau. Mais, sans couverture végétale, cette mince protection va finir par céder et permettre ainsi à l'eau de pénétrer vers les couches plus profondes et plus meubles. C'est ainsi que commencent, dans plupart des cas, toutes les autres formes d'érosion. Une zone d'érosion en nappes peut avoir une superficie de quelques décamètres carrés à plusieurs dizaines de m².

L'éboulis peut être observé le long des talus à forte pente et principalement le long des talus des pistes.

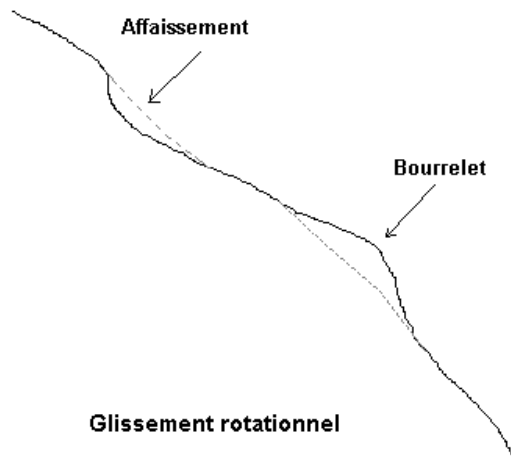


Figure 32 : Coupe d'un lavaka par glissement rotationnel

Le glissement de terrain. La forme que l'on rencontre le plus souvent est le glissement rotationnel (Raharijaona L., comm. Pers). Contrairement à la forme linéaire, dans ce glissement les particules de sol ne se meuvent pas toutes dans la même direction. La rotation se fait autour d'un axe horizontal perpendiculaire à la ligne de pente. Il y a création d'un affaissement en amont de la zone arrachée. Ce petit accident peut être exploité par l'eau de ruissellement pour pénétrer à l'intérieur. Un bourrelet à l'aval marque la limite de la zone de glissement. Le glissement linéaire et l'éboulement sont rares.



Figure 33 : Glissement rotationnel (Alasora, environ d'Antananarivo)

L'érosion en griffe est un autre phénomène très marquant dans le relief car elle peut atteindre des dimensions parfois comparables à celles des lavaka. Il s'agit de figure d'érosion en ravins à profil en V dont les parois ne sont pas verticales. Chacun ravin est de taille modeste comparativement aux lavaka mais, on a souvent une coalescence de plusieurs figures parallèles. Chaque ravin possède son goulot d'évacuation qui se transforme en mince filet vers le bas de la pente.

12.2.LA PROSPECTION GÉOÉLECTRIQUE

La géophysique est un outil de prospection utilisé pour connaître la structure du sous-sol à partir des mesures de ses propriétés physiques. Plusieurs méthodes sont utilisées : la gravimétrie (mesure de l'attraction gravifique et de la densité), le magnétisme terrestre (mesure du champ magnétique), la sismique (mesure de la vitesse de propagation des ondes élastiques) ou les mesures électriques où l'on essaie de retrouver la résistivité électrique de chaque couche du sous-sol.

La prospection géophysique par méthode électrique est utilisée quand les différentes couches du sous-sol présente un contraste de résistivité électrique permettant de les distinguer entre elles. La résistivité électrique est la propriété physique du sol ou de la roche qui rend compte de son aptitude ou non à conduire le courant électrique.

Sondage électrique vertical

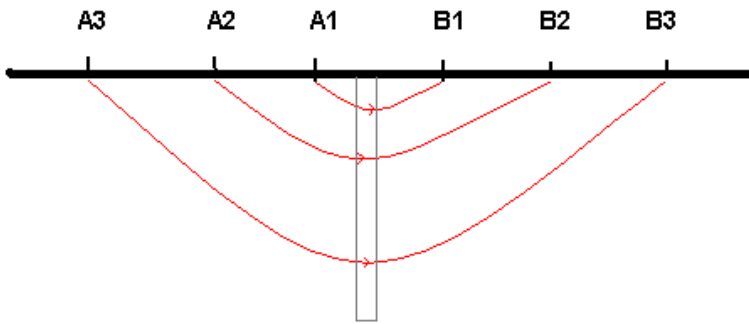


Figure 34 : Principe du sondage électrique vertical. Plus la ligne de courant est grande, plus le courant électrique pénètre dans le sous-sol et intéresse les couches de plus en plus profondes

En prospection électrique, on injecte un courant dans le sous-sol à l'aide de deux électrodes A et B. Ensuite, on mesure la différence de potentiel créé dans le sous-sol par ce courant électrique avec deux autres électrodes M et N. On a plusieurs configurations des électrodes A,M,N et B. Chaque dispositif a ses propriétés, ses avantages et ses inconvénients. Selon ce que l'on recherche (couches superficielles ou profondes, couches horizontales ou objets verticaux, ...), on est emmené à choisir un dispositif ou un autre. Les dispositifs les plus utilisés sont des dispositifs avec les quatre électrodes alignées. Ce sont les dispositifs dits de Schlumberger et de Wenner (*Telford et al., 1983*).

Le dispositif de Schlumberger est utilisé pour faire un sondage électrique. Il s'agit d'envoyer un courant électrique qui ira de plus en plus en profondeur et de déduire ainsi les propriétés électriques de chaque couche. Ces injections de courant se font du même endroit mais avec une longueur de ligne AB de plus en plus grande. Il s'agit donc d'une prospection verticale d'où l'appellation de sondage électrique vertical. Les conditions pour une bonne interprétation des données de sondage sont la tabularité des couches et la disponibilité d'un espace assez large pour y implanter les électrodes. On peut effectuer un calcul du modèle électrique du sous-sol sous le point de mesure. Le modèle obtenu est la répartition verticale des résistivités électriques.

Le dispositif de Wenner est surtout utilisé pour faire un profilage électrique. Il s'agit de faire des mesures de résistivité électrique le long d'un profil avec un dispositif identique. Les lignes de courant arrivent donc presque à la même profondeur en chaque point de mesure. L'investigation

se fait à profondeur constante. On peut ainsi suivre l'évolution d'une ou de plusieurs couches le long du profil.

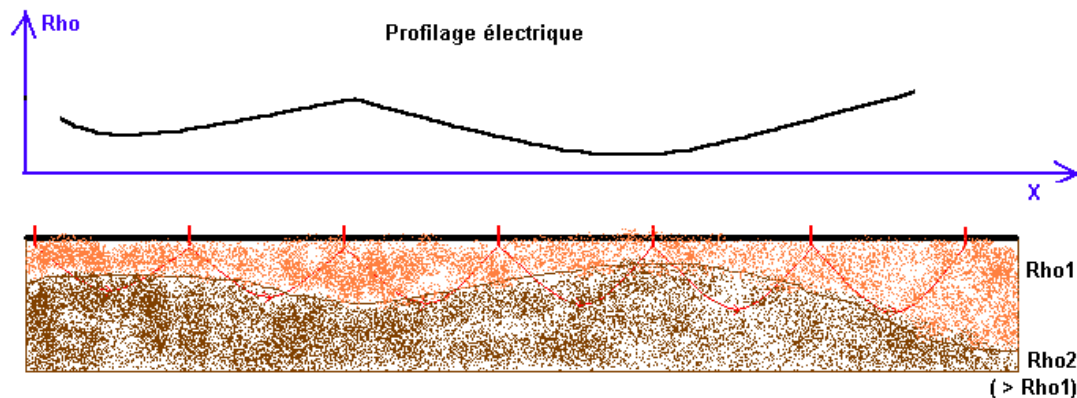


Figure 35 : Principe du profilage électrique. Le dispositif, à longueur de ligne fixe, est déplacé le long du profil. Le profilage permet de suivre l'évolution d'une interface de résistivité.

On peut effectuer plusieurs profilages le long du même trajet avec chaque fois une longueur de ligne différente. La profondeur d'investigation augmente donc à chaque passage. On obtient alors une coupe électrique du sous-sol. La coupe est un peu en oblique car plus la ligne AB est longue, moins on a d'espace pour placer les électrodes. Il est possible de faire une inversion des données et de proposer un modèle de résistivité du sous-sol.

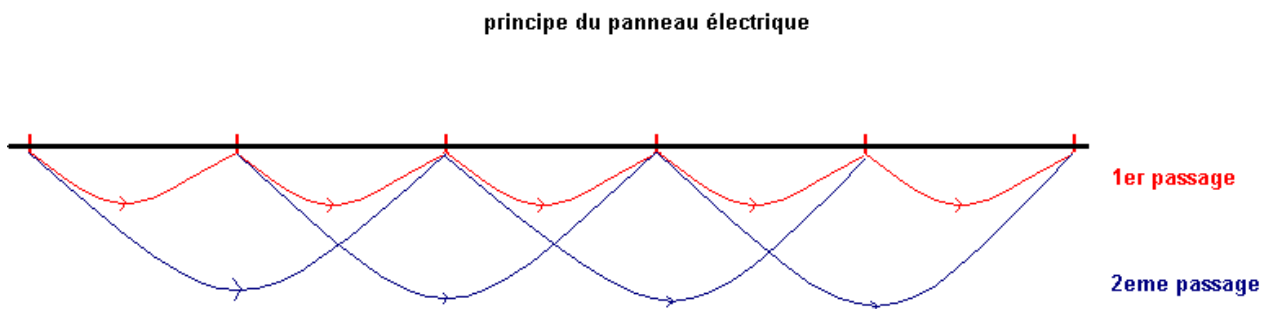


Figure 36 : Principe du panneau électrique. On fait plusieurs profilages avec une longueur de ligne plus grande à chaque passage.

La résistivité des couches du sous-sol varie en fonction de la nature des sols. Le sol contient plus ou moins de minéraux métalliques. Même la taille des grains composant le sol a une influence sur la capacité du sol à conduire le courant électrique. Cette aptitude est également très sensible à

l'humidité de chaque couche. Une couche imbibée d'eau est beaucoup plus conductrice d'une couche sèche.

La prospection électrique a été utilisée pour l'étude des sols et des mouvements de terrain par plusieurs auteurs (Ardisson et al., 1997; Frasheri et al., 1998; Robain et al. 1999).

12.3.TRAITEMENT DES DONNÉES

Les mesures que nous avons faites sur les trois sites sont des panneaux électriques. Il s'agit de profilages électriques avec un dispositif de type Wenner et une distance entre électrodes variable à chaque passage. On obtient donc le long de chaque profil la répartition de la résistivité apparente du sous-sol jusqu'à une certaine profondeur. Pour chaque mesure, cette résistivité apparente est donnée par la formule :

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

où :

ρ_a est la résistivité apparente

a est la distance entre deux électrodes

ΔV est la différence de potentiel mesurée entre les deux électrodes de mesure M et N

I est l'intensité du courant injecté aux bornes des deux électrodes A et B

L'image électrique obtenue n'est qu'apparente puisque que le courant injecté intéresse plusieurs couches de terrain. La valeur de résistivité calculée est ainsi une sorte de moyenne pondérée des celles de toutes ces couches intéressées par le courant électrique. Pour trouver les valeurs réelles des résistivités électriques des différentes couches, il faut faire un calcul de modèle électrique du sous-sol. On se donne alors les résistivités et les épaisseurs des différentes couches et on compare le résultat des calculs avec la valeur de résistivité apparente mesurée. On change les valeurs des paramètres jusqu'à ce que l'on obtienne un modèle acceptable.

Mais il est également possible de procéder par inversion des données. En se donnant certaines hypothèses sur le modèle, on part tout de suite des données pour trouver ce modèle. Ces

méthodes d'inversion de données électriques sont décrites en détail, entre autres, par *Rakoto H. (1999)* et *Ranaivo-Nomenjanahary (1999)*. Dans notre problème, nous avons utilisé une méthode d'inversion des données de panneaux électriques pour aboutir à un modèle électrique du sous-sol. Un logiciel informatique dénommé RES2DINV le fait en adoptant une méthode basée sur les éléments finis. Il propose un modèle électrique du sous-sol en même temps qu'il donne les valeurs de résistivités apparentes correspondantes à ce modèle calculé. Ce qui permet d'apprécier les écarts entre les valeurs observées et les valeurs calculées.

En sortie, on a trois graphiques :

- Une coupe montrant la répartition des valeurs de résistivités mesurées du sous-sol. Ce sont pour le moment des valeurs de résistivités apparentes, l'emplacement de chaque valeur est calculé en fonction de la longueur de la ligne de courant au moment de la mesure.
- Un modèle géophysique montrant la répartition des résistivités vraies. Ces valeurs sont celles obtenues après inversion des données mesurées.
- Une coupe montrant la répartition des résistivités apparentes correspondantes au modèle précédent. Ceci permet de faire une comparaison entre le modèle calculé et les mesures réelles.

Ce mode de présentation des données et des résultats permet une visualisation du sous-sol et ainsi une interprétation plus facile des résultats.

12.4.DESCRPTION DES PARCELLES PROSPECTÉES

Nous avons choisi trois parcelles pour être prospectées. Deux d'entre elles correspondent à un glissement rotationnel, tandis que sur la troisième on observe une figure d'érosion en griffes.

Le premier site, celui d'Ambohimena, se trouve dans la partie Nord-Est du bassin versant, pas loin de la piste menant vers le Nord-Ouest du bassin. Les coordonnées GPS du site sont :

- latitude : $-18^{\circ}32'39.6$ »

- longitude : $47^{\circ} 41' 51.1$ ».



Figure 37 : Profil électrique n° 1. Le profil est placé en bas d'un glissement ayant entraîné la formation d'un lavaka.

Le glissement de terrain se passe sur une largeur de 60 m environ avec un dénivelé de 1-2 m en tête de la structure. La formation géologique est formée de gneiss migmatitique. La pente y est assez forte, surtout vers l'aval après le bourrelet. Ce qui nous a empêché de faire deux profils perpendiculaires. Le profil est orienté perpendiculairement à la pente. On a implanté 84 électrodes en tout avec un pas de 1 m entre elles.

Le site d'Ambohibahoaka est le deuxième site de glissement. Ses coordonnées sont :

- latitude : $-18^{\circ} 31' 23.3$ »
- longitude : $47^{\circ} 41' 55.5$ »



Figure 38 : Profil électrique n° 2. Le profil est placé en bas d'une figure de glissement.

La largeur du glissement est de 68 m. Il n'y a pas de dénivelé en tête de la structure et le bourrelet est peu prononcé. Par contre, on observe des lavaka de grandes dimensions autour de cette structure. La formation géologique dans cette zone est du gneiss à amphibole. La longueur du profil électrique est de 94 m, l'espacement entre deux électrodes est de 1 m. Le relief y est relativement plat, mais les conditions climatiques du moment nous ont empêchés, là aussi, de faire deux profils perpendiculaires. Le profil mesuré est donc perpendiculaire à la ligne de plus grande pente.

Le site d'Ankasina se trouve près du village de Beloha et au bord de la piste principale menant vers le Nord :

- Latitude : -18°31'46.3 »
- Longitude : 47°43'01.6 »



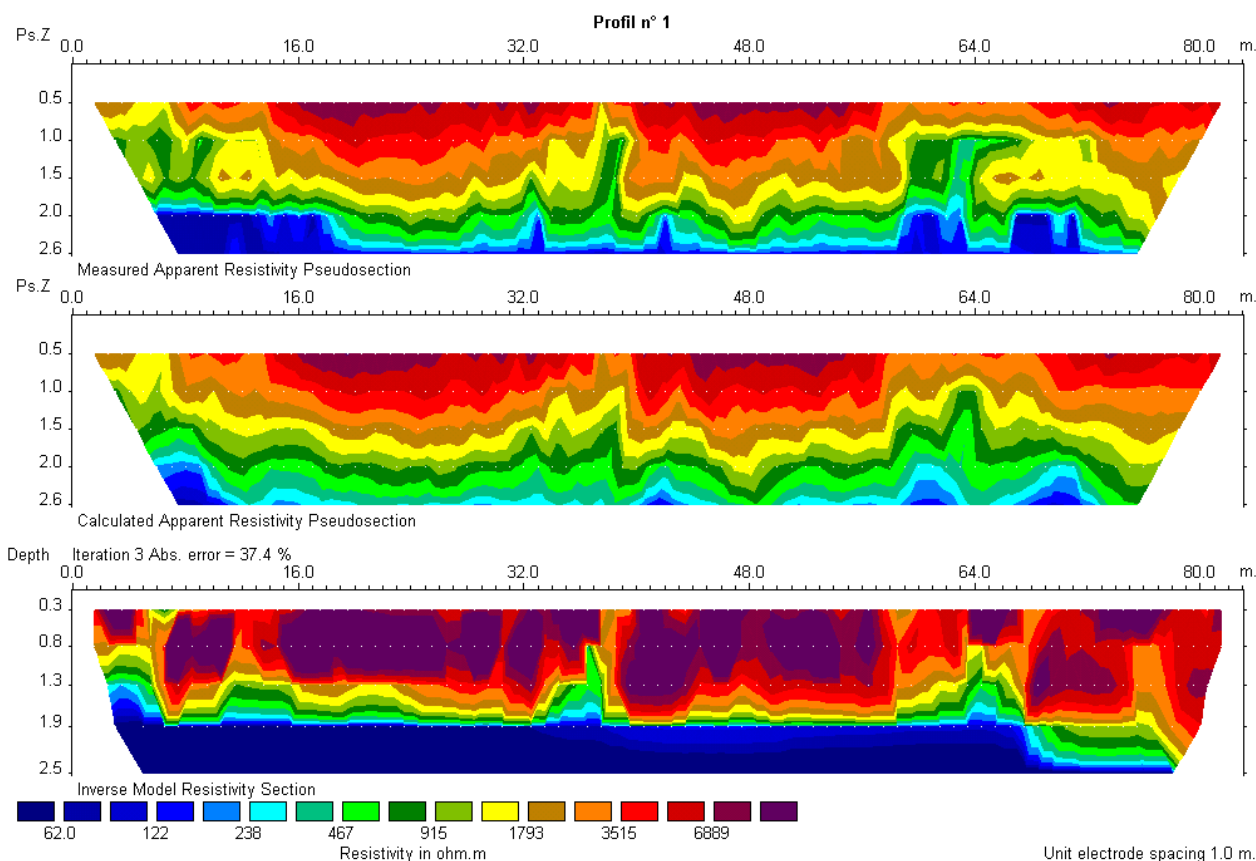
Figure 39 : Profil électrique n° 3. Ici, le lavaka est manifestement dû à un phénomène d'érosion en griffe.

On y observe le long de la pente un ravinement déjà à un stade assez avancé surtout vers l'amont. Des ravins en cours de « lavakisation » sont bien visibles et nombre d'entre eux sont en coalescence vers leurs sommets. Ce qui donne une figure d'érosion présentant une largeur totale d'environ 300 m. Le long de la pente, elle présente une dimension d'environ 100 m. Au bas de la pente, on observe des chenaux d'écoulement qui drainent les eaux de pluie vers le bas-fond. Ces chenaux s'estompent avant d'arriver au niveau le plus bas de la pente.

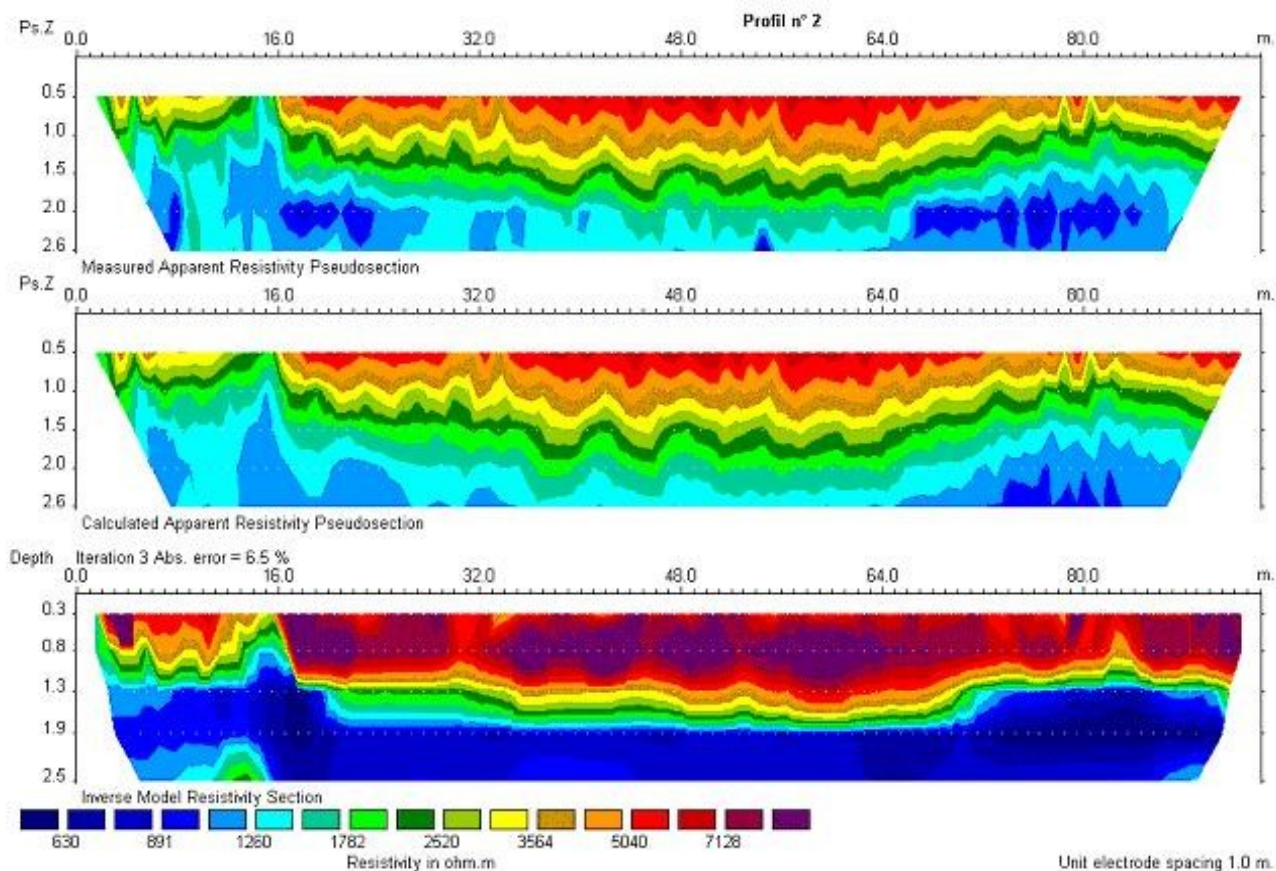
Nous avons placé le profil électrique perpendiculairement à la direction de ces chenaux et au pied de la pente quand les chenaux ne sont plus visibles en surface. Le but étant de montrer la structure du sous-sol là où les chenaux en question semblent avoir disparu. Le profil électrique a une longueur de 96 m et une direction N310. La distance entre les électrodes est toujours de 1 m.

12.5.RÉSULTATS

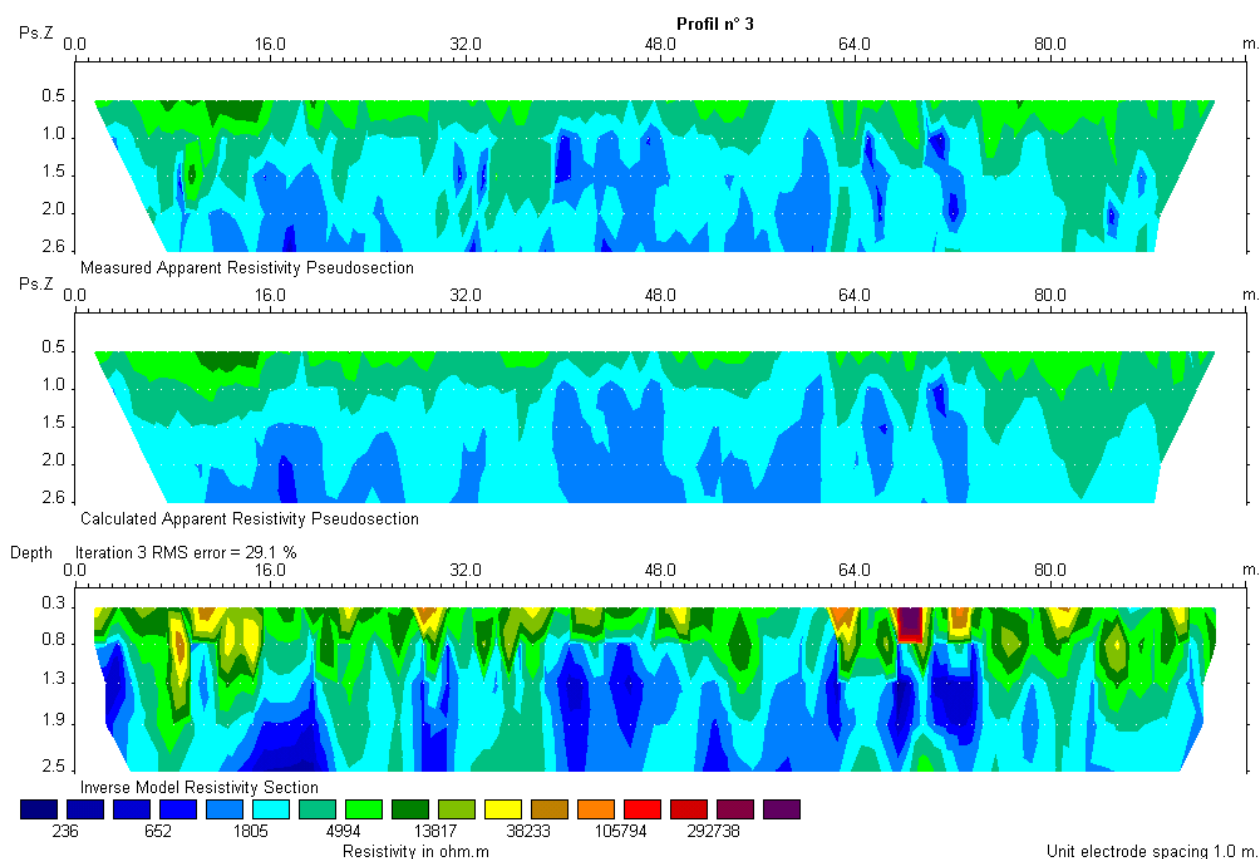
Les profondeurs d'investigation de nos profils sont de 2.5 m pour les plus grandes longueurs de lignes (AB = 15 m). En comparant pour chaque profil les graphiques des valeurs mesurées et des valeurs calculées, on peut conclure que les valeurs calculées suivent effectivement les tendances générales des mesures. Quelques faibles écarts sont constatés sur le profil 1 et sur le profil 3. Sur le profil 2, ces écarts sont encore plus faibles.



Inversion Completed



Inversion Completed



Inversion Completed

Figure 40 : Interprétation des 3 profils électriques précédents par inversion des données de résistivités apparentes.

Sur les deux premiers profils (glissement rotationnel de terrain), on distingue 3 grands groupes de couches de terrain. Une première couche superficielle d'épaisseur variant entre 0.8 m et 2.5 m. Cette couche a une résistivité de 3000 $\Omega.m$ à 7000 $\Omega.m$. La couche la plus profonde se situe vers 1.8 m de profondeur. Par endroit, on peut voir son épaisseur qui est de l'ordre de 80 cm. Sa résistivité électrique varie de 60 $\Omega.m$ à 120 $\Omega.m$ pour le profil 1 et de 600 $\Omega.m$ à 900 $\Omega.m$ pour le deuxième profil. Sur le profil 2, on peut voir l'existence d'une couche plus résistante sous cette couche.

Entre ces deux couches, on remarque une couche de terrain de résistivité intermédiaire et de faible épaisseur (< 1 m).

Sur le profil 1, on remarque également que la couche superficielle est subdivisée en blocs perpendiculairement à la direction du profil. Cette subdivision est également présente sur le profil 2, mais elle semble y être moins prononcée.

Sur le profil n° 3 (érosion en griffe), on n'a que deux groupes de résistivités. La première couche est superficielle et a 80 cm à 2 m d'épaisseur. Elle a une résistivité supérieure à 5000 $\Omega.m$. La deuxième couche, se présente avec des valeurs de résistivités de 200 $\Omega.m$ à 1800 $\Omega.m$. La subdivision en blocs est ici encore plus prononcée que sur le profil 1.

12.6.INTERPRÉTATION ET CONCLUSIONS

Glissement de terrain

Les deux premiers panneaux électriques sont faits en travers deux figures de glissement de terrain. On y remarque une partie centrale effondrée par rapport aux parties extérieures. Sur le profil P1, l'une des extrémités présente un effondrement encore plus important. Il s'agit d'un glissement plus ancien et qui est voisin de celui où l'on a fait les mesures. La première couche ($\rho > 3000 \Omega.m$) représente les couches de terrain ayant subi un déplacement. La couche inférieure ($\rho = 60 - 120 \Omega.m$) est la couche responsable de ce déplacement (couche savon). Le mouvement se fait suivant la ligne de plus grande pente (ici, perpendiculairement au profil électrique), mais il ne se fait pas d'un seul tenant. La répartition des résistivités électriques montre bien que cette couche n'est pas (ou n'est plus) uniforme horizontalement (dans le sens perpendiculaire à la direction de la ligne de plus grand pente). Cette partie superficielle a subi des cassures ou des accidents ayant entraîné une hétérogénéité du sous-sol. Ces cassures sont parallèles à la pente et elles sont bien visibles sur le profil électrique. Elles ont individualisé des blocs qui peuvent ainsi se mouvoir presque librement les uns des autres.

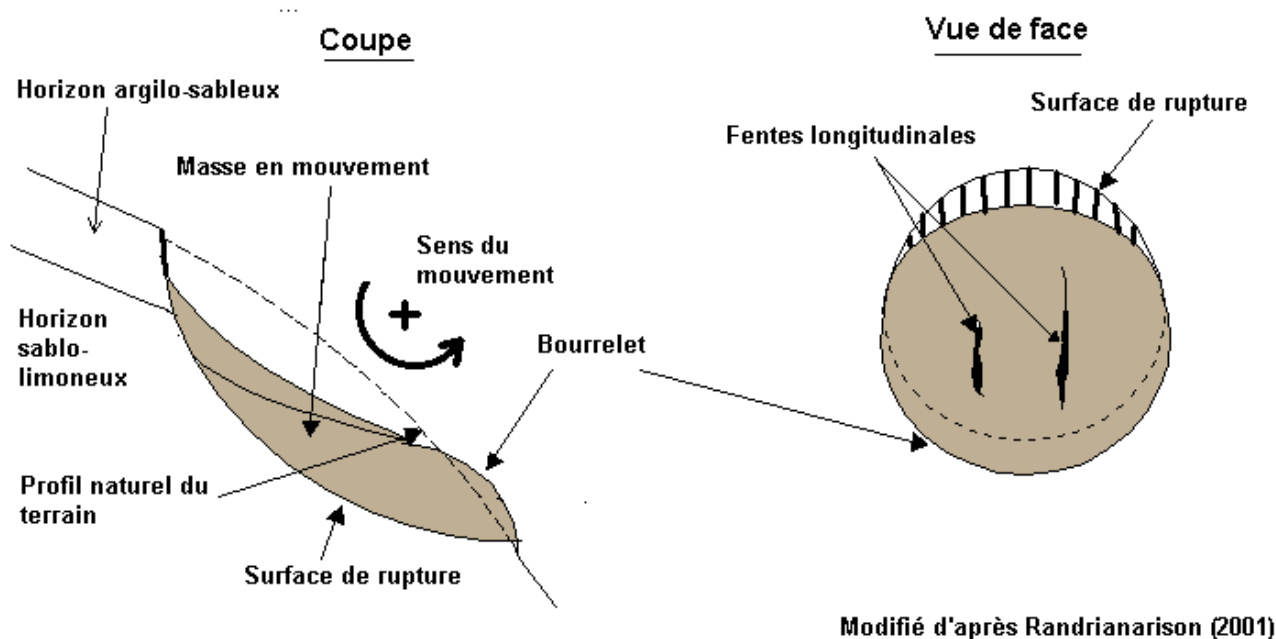


Figure 41 : Mécanisme du glissement rotationnel

Ces séparations parallèles à la pente sont de longueur limitée. Ce qui constitue l'une des causes du fait que le glissement n'est pas linéaire et de grande dimension mais rotationnel et de faible extension longitudinale. Ces séparations dans le sens de la pente sont parfois visibles en surface sous la forme de fente ou de petit chenal (voir figure).

Les deux profils P1 et P2 montrent bien une structure identique. Le mécanisme est donc le même pour les deux sites. Le profil du site d'Ambohibahoaka (profil P2) présente toutefois une structure moins prononcée que celle du profil P1. Il n'y a pas encore de dénivelé bien visible en amont du glissement comme c'est le cas sur le site n° 1. Les séparations longitudinales sont également moins marquées. Le glissement y est encore dans une phase peu avancée. Seuls le petit bombement en aval et une très légère concavité vers l'amont trahissent l'existence du glissement. Par contre, en profondeur, on voit bien que le sous-sol présente déjà toutes les caractéristiques d'un glissement de terrain.

Erosion en griffe

La coupe géo-électrique montre une subdivision du sous-sol en deux couches. Une couche mince superficielle ayant une résistivité relativement forte et une couche inférieure de faible résistivité. La

couche superficielle correspond à la couche indurée qui protège plus ou moins le sol de l'érosion. Au niveau de notre profil électrique (bas de la pente et de la structure), on ne voit ni figure d'érosion ni chenal. Or, la coupe électrique montre bien que la couche protectrice n'est plus saine. Elle est déjà fractionnée et présente plusieurs hétérogénéités. Ces hétérogénéités sont de nature et de dimensions analogues à celles observées sur les deux premiers profils. Elles sont par contre plus fréquentes sur ce troisième profil-là.

La deuxième couche de terrain présente plusieurs zones de faible résistivité électrique (200 – 300

Numéro d'échantillon		1	2	3	4	5	6
Ces sections présentent une section verticale et allongée. Elles correspondent à la continuation des chenaux d'évacuation des ravins visibles en amont. En effet, à la surface ces chenaux d'évacuation semblent disparaître quand on va vers le bas de la pente. Nos données montrent qu'en réalité, ils continuent en profondeur. Les eaux sont donc évacuées par ces chenaux souterrains. Et l'érosion continue en profondeur. Ce n'est que quand les dimensions des chenaux souterrains prennent de l'importance qu'ils ré-apparaissent en surface sous forme de		53	52	52	66	57	70
Limites d'Atterberg :							
- Limite de liquidité LI		53	52	52	66	57	70
- Indice de plasticité Ip		23	21	19	41	38	42
Caractéristiques mécaniques à l'état ferme :							
- Cohésion C		0,55	0,40	0,18	0,60	0,70	0,57
- Angle de frottement interne φ		23	24	27	21	20	22
Numéro d'échantillon		1	2	3	4	5	6

Limites d'Atterberg :							
- Limite de liquidité LI		53	52	52	66	57	70
- Indice de plasticité Ip		23	21	19	41	38	42
Caractéristiques mécaniques à l'état ferme :							
- Cohésion C		0,55	0,40	0,18	0,60	0,70	0,57
- Angle de frottement interne φ		23	24	27	21	20	22

Échantillon	LI (X)	Ip (Y)	Zone
1	53	23	argiles peu plastiques
2	52	21	argiles peu plastiques
3	52	19	argiles peu plastiques
4	66	41	argiles très plastiques
5	57	38	argiles très plastiques
6	70	42	argiles très plastiques

Des échantillons de sols remaniés ont été analysés au laboratoire « Sol » de l'école supérieure polytechnique d'Antananarivo (ESPT). La phase d'interprétation des résultats a été dirigée par Mme Raharijaona Léa. du département de géologie de l'ESPA.

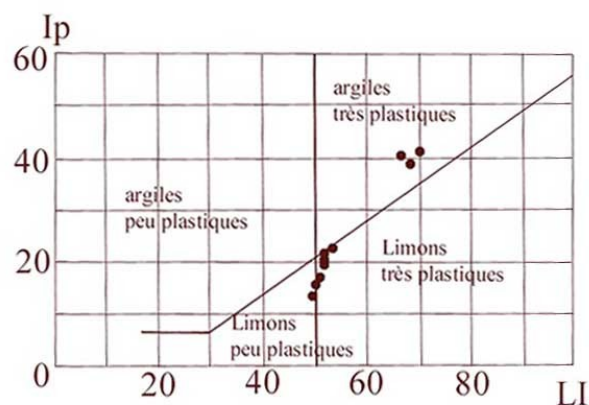


Figure 42 : Diagramme de Casagrande (d'après Randrianarison et al., 2001)

Elle fait également partie de l'équipe ARP. Nous ne ferons ici que reprendre les résultats sous forme de diagramme de Casagrande (*Randrianarison et al., 2001*) (voir figure ci-dessus), de coupes pédologiques (*Randrianarison, 2001*) sans autre commentaire.

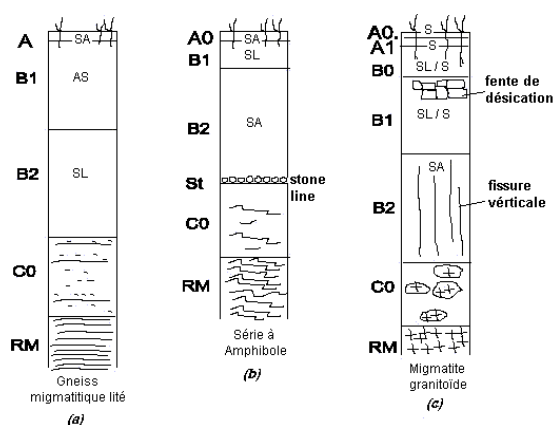


Figure 43 : Profils pédologiques-types (d'après Randrianarison, 2001)

La figure ci-dessus donne trois profils pédologiques-types de cette région. Le profil P1 correspond à la coupe (a), P2 à la coupe (b) et P3 à la coupe (c).

Les couches de terrain mis en mouvement sur les deux profils P1 et P2 correspondent à l'horizon B1. Pour le profil P1, il s'agit d'une couche de nature argileuse renfermant une grande quantité de sable. La couche inférieure, électriquement conductrice, est une couche sablo-limoneuse de l'horizon B2. Après la pluie, l'eau qui s'est infiltrée circule au niveau de cette couche tandis que la couche argileuse au dessus retient l'eau. Il y a glissement quand elle est suffisamment imbibée

d'eau. Par contre après la pluie, la couche sableuse serait rapidement drainée. Elle devient vite friable et peu plastique et les couches qui sont au dessus d'elle glissent sur elle (Randrianarison, 2001).

Pour le profil P2, on a une succession de couche sablo-limoneuse, électriquement résistante, et de couche sablo-argileuse, conductrice. Ce sont des sols très plastiques. Ils peuvent retenir une grande quantité d'eau, mais se transforment ensuite en phase liquide. Ils sont donc facilement mobilisables par la suite. La mise en mouvement se fait dans une couche sous-jacente, électriquement résistante sur le profil géo-électrique.

Dans les deux cas, la mise en mouvement se fait en profondeur après que l'eau pluviale et/ou l'eau des nappes souterraine viennent charger une couche sableuse ou argileuse et l'amène jusqu'à sa limite de plasticité. Elle se met ensuite en glissement par effet de gravitation.

Le profil P3 a été placé au bas d'un ravinement en griffe. Le sol est d'origine migmatitique, peu plastique avec une succession de couches de nature sableuse. C'est donc un sol peu cohérent et friable.

Limites d'Atterberg :

- Limite de liquidité LL
 - Indice de plasticité Ip
- Pour les trois sites-test, le déclenchement de l'érosion est due à la nature géologique du terrain, au fait que l'eau puisse arriver jusqu'à la couche-savon et l'amener jusqu'à la rupture. Le facteur

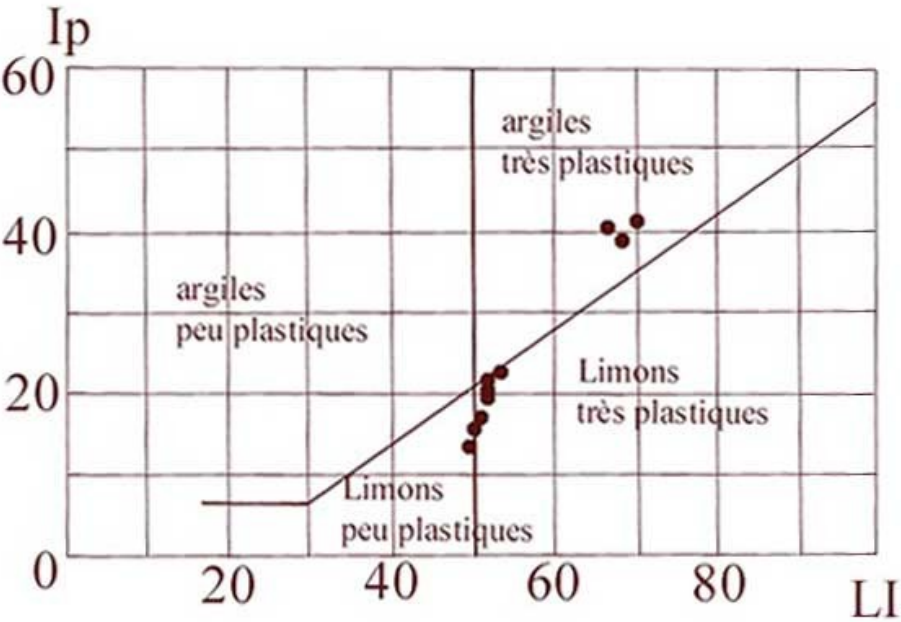
Caractéristiques mécaniques à l'état ferme :

- Cohésion C
 - Angle de frottement interne ϕ
- La topographie joue également un rôle dans ce processus puisse que l'apparition de ces figures de glissement n'apparaît n'est manifestement pas aléatoire dans l'espace.

Malheureusement, nous disposons très rarement de document sur la pédologie. Et même quand c'est le cas, il s'agit souvent de bassin versant par exemple. Là dans ce constat : la topographie disposer avec une bonne précision pouvoir proposer des méthodes sur ce type de données.

On peut utiliser plusieurs méthodes la formule des pertes en terre de Là encore, toutes ces approches

PARTIE II : Géodynamique externe



paramètres que l'on ne dispose pas toujours. De plus, ces méthodes sont basées sur des hypothèses qui ne sont pas toujours vérifiées. D'où l'idée de procéder à une prédiction des érosions en se prenant une approche qui fait appel le moins possible à des connaissances *a priori* ou à des informations non contenues dans les données.

Parmi ces approches, la méthode statistique est la plus connue, mais on peut aussi utiliser la théorie des ensembles flous (*Zadeh, 1965*). Nous parlerons dans les parties qui suivent de ces différentes approches de la prédiction des érosions. La finalité est d'arriver à une délimitation des zones à l'intérieur d'un bassin versant en fonction du risque d'érosion encouru. Une telle approche est utilisée par exemple pour évaluer les risques de glissement de terrain en Europe ou en Asie (*Cardinali et al, 2002 ; Frasheri et al, 1998 ; Odajima et al., 1998*).

13. GEOMORPHOMETRIE

13.1. INTRODUCTION

Foucault & Raoult (1985) définissent la géomorphologie comme étant la branche de la géologie (et de la géographie) qui étudie l'évolution des reliefs de la surface et les causes de celle-ci. En effet, si le miroir est le reflet de l'âme humaine, la morphologie est le reflet de la structure du sous-sol et de l'atmosphère. L'évolution de la surface terrestre peut avoir plusieurs causes : actions des météorites, actions de l'homme ou causes tectoniques.

Cette étude du relief était essentiellement qualitative avant l'ère informatique. Très peu de données numériques ont été déduites (et utilisées) du relief. Avec l'avènement des ordinateurs sont venues des méthodes quantitatives et déductives utilisant le relief numérisé.

Selon leur méthode d'obtention et selon leur utilisation, on distingue trois grands groupes de données utilisées en géomorphométrie : le semis irrégulier de points de coordonnées (x,y,z) pris aux endroits caractéristiques du relief tels les sommets, les cols, les talwegs, ... ; un semis irrégulier de points pris à partir de la numérisation des courbes de niveau et enfin le semis régulier de points formant une grille généralement carrée (mode image). Cette dernière forme des données est la plus utilisée car sa régularité permet des calculs simples. On dispose maintenant d'algorithmes efficaces pour passer d'un semis irrégulier de points à une grille régulière en perdant le moins d'information possible.

La disponibilité en format numérique du relief permet d'accéder à des informations jusque là inconnues parce qu'inaccessibles. Ainsi, par exemple, on peut maintenant visualiser en trois dimensions le relief à toutes les échelles, sous toutes les directions et avec n'importe quelle direction d'illumination. Ceci ouvre au structuraliste et au tectonicien des possibilités qu'il n'avait pas auparavant. Toutefois, ceci est conditionné par la valeur de la maille de la grille ou de la distance entre les points s'il s'agit d'un semis irrégulier de points.

Depraetère C. (1993) définit trois type de relief suivant la valeur p du pas d'interpolation (en supposant la grille carrée) :

- L'infra-relief qui regroupe les formes de terrain de taille est inférieure à $p\sqrt{2}$. Ces formes ne sont pas visibles sur le MNT.
- Le méso-relief est formé des structures de taille supérieure à $p\sqrt{2}$ et inférieure à $2 p\sqrt{2}$. Ces formes sont localisables mais ne peuvent être décrites géométriquement.
- Le supra-relief comprend toutes les formes de terrain de taille supérieure à $2 p\sqrt{2}$. Elles peuvent être décrites géométriquement.

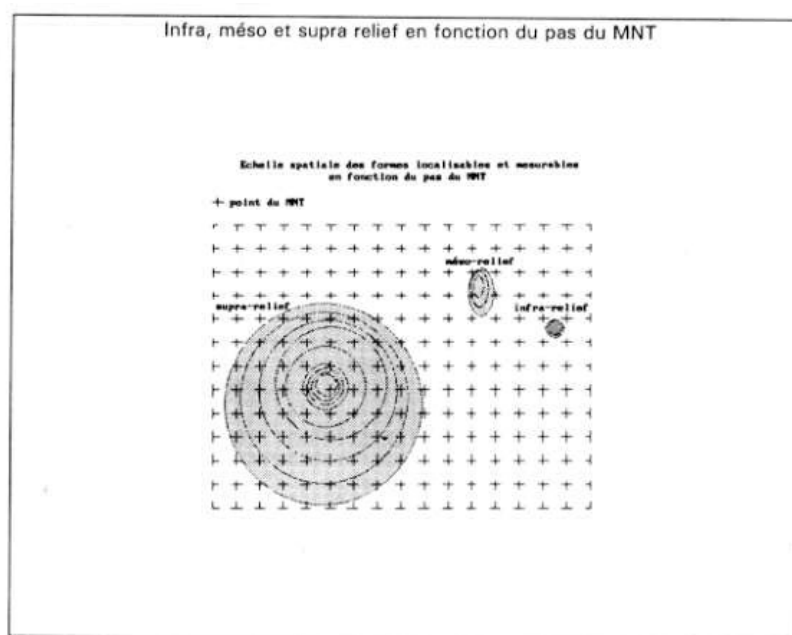


Figure 44 : Les trois types de relief en fonction du pas de maille (d'après Depraetère, 1993).

On peut être tenter de réduire le pas de maille pour améliorer la visualisation. Cette valeur p ne peut être rétrécie indéfiniment car plus la grille est fine, plus le nombre de données à manipuler augmente et plus on a besoin de ressources informatiques. Trop de détails peut même nuire à une bonne lisibilité du relief.

13.2.LES PARAMÈTRES DÉRIVÉS DU MNT

Le paramètre physique représenté par le MNT est l'altitude de chaque nœud de la grille. A partir de cette grille, on peut dériver plusieurs autres paramètres physiques pouvant aider à caractériser le relief. Il s'agit de la pente, la direction de la pente et les courbures.

La pente

La pente est la différence d'altitude entre deux points voisins ramenée à la distance entre ces deux points. Dans une grille régulière carrée ou rectangulaire, on peut trouver 4 valeurs de pentes selon la direction adoptée. On prend la pente ayant la valeur la plus forte. Son calcul fait intervenir 3 points alignés selon la direction Ox ou Oy ou une direction diagonale.

Direction de pente

Cette direction est celle de la ligne de plus grande pente en prenant comme origine le nord ou la direction Oy de la grille. La valeur de l'angle varie donc de 0° à 360° . Parfois, on quantifie la direction en N,NE,S,SE,S,SO,O et NO.

Courbures

La courbure est la dérivée de la pente. Son calcul met nécessite plus de points que le calcul de la pente. L'erreur introduite aussi est plus importante. On peut calculer la courbure verticale selon la ligne de plus grande pente et la courbure dans le plan horizontal contenant le point de mesure.

Pike (1988) définit encore plusieurs autres paramètres, mais leurs applications n'offrent pour le moment que peu d'intérêt.

14. CARACTÉRISATION MORPHOMÉTRIQUES DES ZONES D'ÉROSION

14.1. INTRODUCTION

L'érosion des sols est assurément le phénomène naturel le plus destructeur à Madagascar. On estime entre 200 et 400 tonnes/ha/an la quantité de sol enlevée par l'eau et rejetée à la mer (Bourgeat, 1970). Dans les hautes terres centrales de Madagascar, l'érosion se manifeste principalement sous la forme de 'lavaka' (mot malgache signifiant trou ou ravin). Il s'agit de grandes excavations visibles à flanc de collines créées par la circulation de l'eau de pluie sur des zones dénudées ou fragilisées (figure 1). Un lavaka peut présenter des dimensions pouvant atteindre quelques centaines de mètres. En moyenne, il se présente avec une largeur de quelques dizaines de mètres, une longueur d'une centaine de mètres et une profondeur de 10 à 30 m. Mais, on a également d'autres formes d'érosion hydrique telles l'érosion en nappe, l'érosion en griffe, le glissement de terrain et l'affaissement (Randriamanga *et al.*, 2003). Les impacts de tels phénomènes géologiques sur l'environnement physique et humain sont considérables (Bourgeat, 1970 ; Saïd Mohamed et Rakotondraompiana, 2001 ; Pimentel *et al.*, 1995). On peut citer, entre autres, l'ensablement des bas-fonds servant de zones de culture et plus particulièrement de riziculture. Ceci entraîne une baisse de la production agricole et finalement un déplacement de population paysanne. Les causes principales de la dégradation de l'environnement, du moins dans son aspect visuel, sont la déforestation (le bois est utilisé directement comme source directe d'énergie ou pour obtenir du charbon) et la pratique des feux de brousse pour le pâturage (Saïd Mohamed et Rakotondraompiana, 2001). D'autres paramètres peuvent aussi avoir une influence active.

Les données d'altitude constituent dans la plupart des cas les données les plus facilement disponibles. Ce type de données est généralement connu avec une bonne précision. Dans le contexte économique et social des pays en voie de développement, les données topographiques sont même le plus souvent les seules données à être toujours accessibles. Aussi, est-il intéressant de développer l'utilisation du relief dans la gestion d'un bassin versant. Pour cela nous nous proposons d'extraire les caractéristiques géométriques et spatiales (Pike, 1988) des parcelles soumises à l'érosion et ensuite de déduire l'influence du relief dans le déclenchement des érosions. Le traitement de ces données sont faits par l'intermédiaire d'un système d'information géographique (SIG).

14.2. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude se trouve approximativement à 120 km au Nord d'Antananarivo, la capitale de Madagascar (*fig 2a*). Elle est localisée dans la partie nord ouest du bassin versant de la *Sahasarotra* dans la région de *Beloha*, commune de *Sadabe*. Le climat est de type tropical d'altitude avec une alternance nette de deux saisons : une saison sèche tempérée de mai à octobre et une saison plus froide et humide de novembre à avril. La pluviométrie annuelle est de 1200 à 1400 mm. Selon la population locale, la pluie se fait plus rare d'année en année.

Le bassin versant a une superficie de 19'327 ha environ. Quelques vestiges de forêt sont visibles dans la partie sud du bassin et dans les fonds de vallée. La plus grande partie du bassin versant est dominée par des pseudo-steppes. L'environnement se dégrade à cause principalement de la déforestation (le bois est utilisé directement comme source d'énergie ou pour obtenir du charbon) et de la pratique des feux de brousse pour le pâturage.

Le substratum géologique de la région est constitué par des roches du Précambrien essentiellement migmatitique et gneissique (Hottin, 1976) (*fig. 3*). Ce socle précambrien est couvert d'un manteau d'altération (latérite) de 15 à 50m d'épaisseur. Il n'affleure que très rarement et ponctuellement. Bourgeat (1970) a trouvé trois niveaux de surface d'aplanissement à la latitude d'Antananarivo : la surface supérieure avec des altitudes autour de 1650 m ; la surface intermédiaire (1350 m – 1450 m) et les niveaux locaux d'aplanissement se présentant avec des altitudes variables mais toujours inférieures à 1350 m.

Au nord de notre bassin versant le relief est très accidenté avec des vallées très encaissées. L'érosion y est active. La morphologie de la partie sud du bassin versant présente une juxtaposition de dômes anticlinaux allongés de direction NE-SO. Le relief est monotone, recoupé par des crêtes granitiques. L'érosion y est moins active que dans la partie nord.

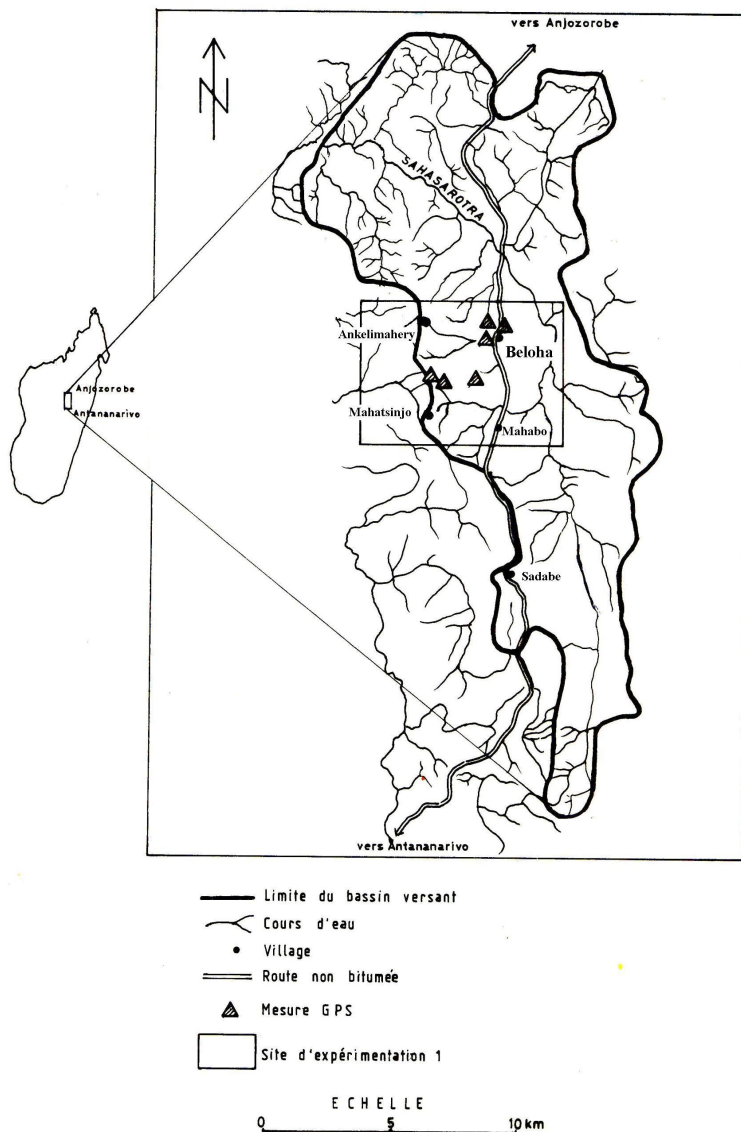


Figure 45 : Le bassin versant de la Sahasarotra, sous-préfecture d'Anjozorobe

La région de *Beloha-Sadabe* se trouve à la périphérie d'une zone à activité sismique relativement importante (Bertil, 1996 ; Rambolamanana, 1999). La tectonique cassante se présente sous la forme de fractures bien visibles sur la relief. Pour Laville *et al.* (1996), la région de l'Alaotra qui se trouve un peu plus au nord de notre zone d'étude est un rift en voie de formation.

Sur le plan socio-économique, l'activité principale de la population est la riziculture irriguée dans les bas-fonds. On y pratique également de la culture maraîchère. Autrefois, la forêt était exploitée pour le bois d'ébénisterie et de construction. Actuellement, le peu de forêt qui reste est coupée par la population locale pour la production de charbon de bois. Ceci constitue l'une des causes principales de la dégradation du milieu naturel.

14.3.LES DONNÉES

Altitude

Les données d'altitude sont issues de la numérisation des cartes topographiques au 1/100.000^e. L'équidistance des courbes est de 25m. Sur ces cartes topographiques, la plupart des « lavaka » n'est pas visible. Quelques structures de grandes tailles sont néanmoins bien représentées. Dans ce cas et afin de retrouver au mieux les conditions physiques « avant érosion », nous avons effectué une interpolation manuelle des courbes de niveau pour donner à ces zones les aspects qu'elles auraient eu s'il n'y avait pas d'érosion. Ces données sont ensuite interpolées pour constituer une grille régulière et géoréférencée de 30 m de côté. Tous les traitements ultérieurs sont faits à partir de cette grille. Un MNA disponible sous forme de grille numérique permet de faire des calculs de pente, de courbure, de classification des altitudes, etc. Le réseau hydrographique, le réseau routier et la répartition des zones d'habitation sont également obtenus par numérisation à partir des mêmes cartes topographiques.

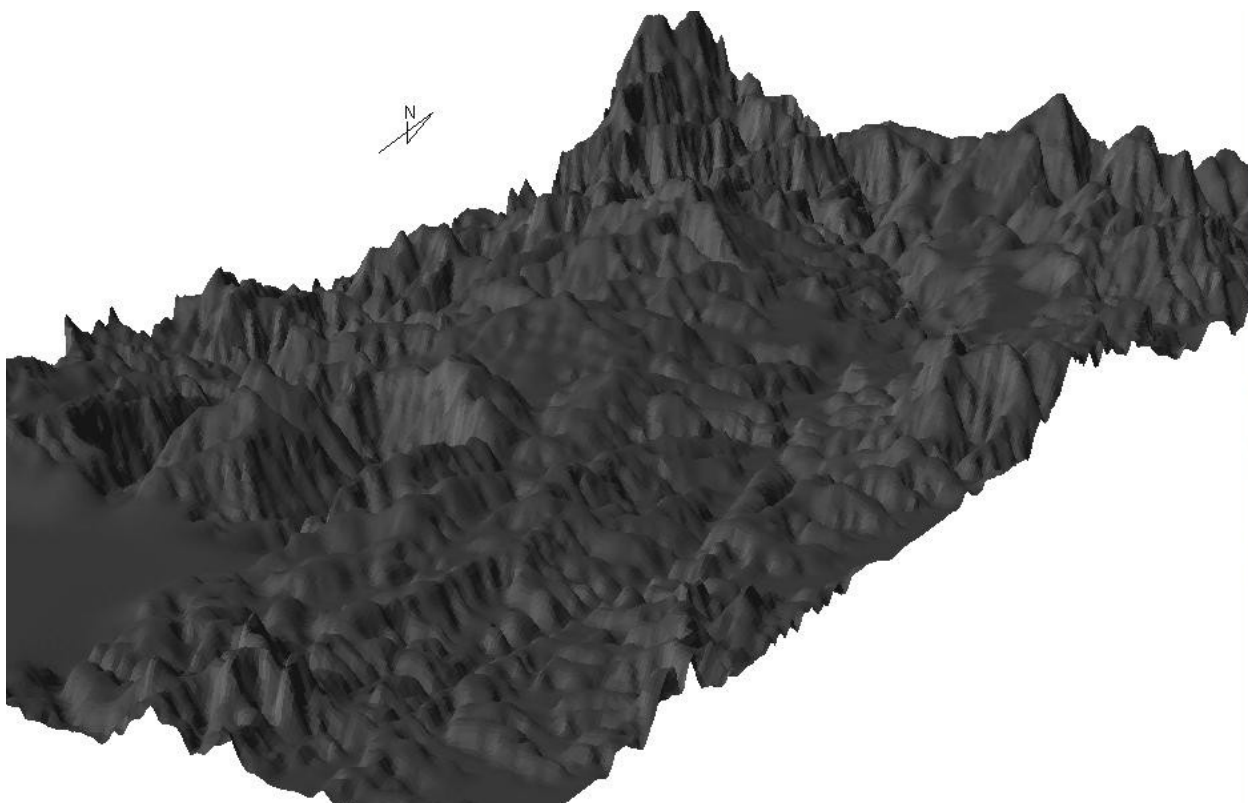


Figure 46 : Représentation 3D du relief de la région de Beloha-Sadabe

Géologie

Des cartes géologiques au 1/100 000^e fournissent les informations sur différentes formations géologiques et les structures tectoniques constituées essentiellement de failles (Rantoanina, 1966). Ces dernières ont été numérisées pour mettre en relation leur thématique avec celle des autres couches. L'observation et l'interprétation du relief en vue perspective a permis la mise à jour de ces données.

La figure 47 ci-après montre la carte géologique de la région.

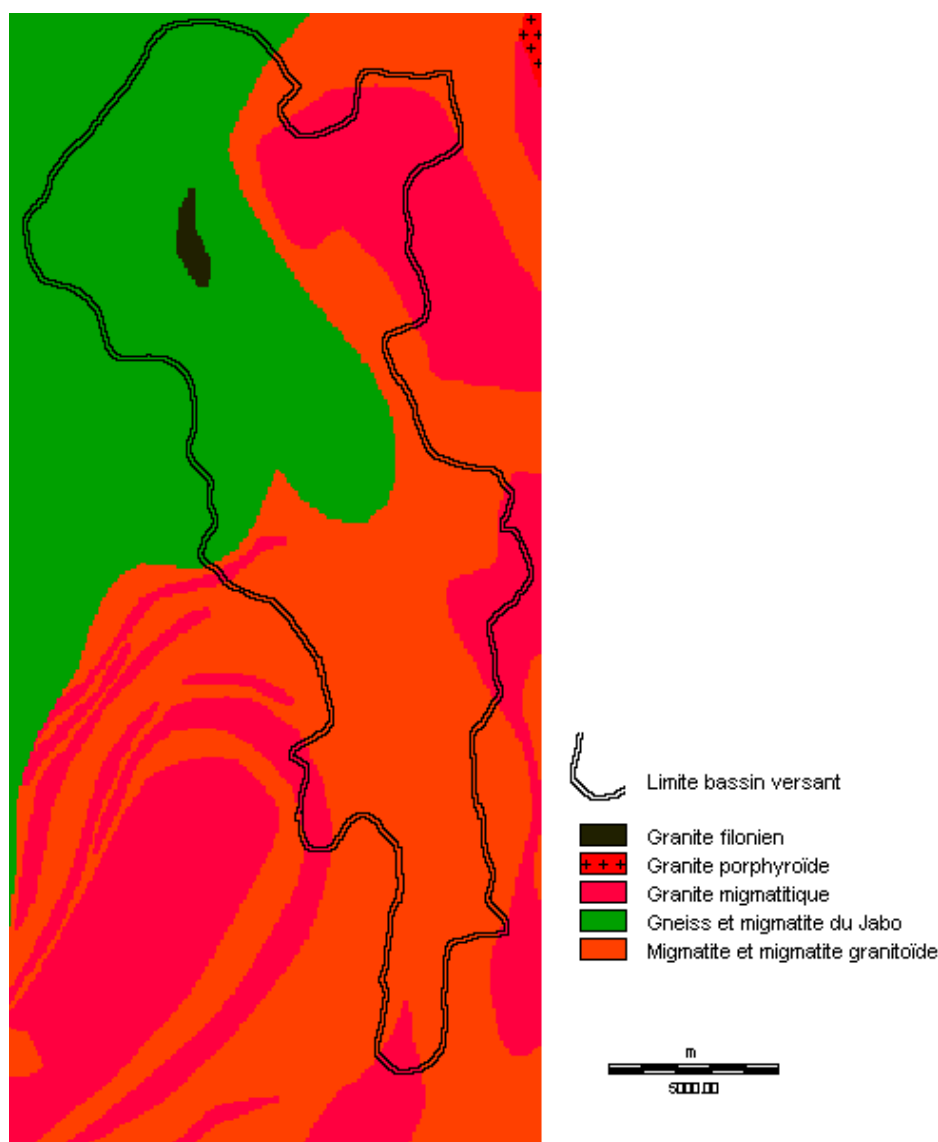


Figure 47 : Carte géologique de la région de Beloha-Sadabe. Carte obtenue

Photographies aériennes et image satellitaire

On dispose d'une couverture de photographies aériennes en noir et blanc à l'échelle du 1/40.000^e. Ces photographies, datées de 1949, sont de très bonne qualité. Elles ont été numérisées, puis géoréférencées à partir des points remarquables de chaque photographie. On dispose également d'une image satellitaire TM de Landsat acquise en 1994. Cette image a été également géoréférencée.

On dispose également des canaux numériques TM3, TM4 et TM5 d'une image satellitaire Landsat. Cette image est également géoréférencée dans le même système que les autres données.

Un contrôle sur le terrain, effectuée au mois d'octobre 2000 c'est-à-dire peu avant l'arrivée des premières pluies, a conduit à quelques ajustements mineurs de nos données.

14.4.MÉTHODOLOGIE

D'après les observations faites sur le terrain et sur la base des données précédemment décrites, le choix s'est porté sur la production d'indices considérés comme les plus pertinents dans le processus de déclenchement de l'érosion.

La forme du terrain conditionne entre autres le ruissellement des eaux de pluie. Les paramètres qui peuvent caractériser cette forme du terrain sont l'altitude, la pente, les courbures verticales et perpendiculaires et l'orientation de la pente.

La sensibilité des sols à l'érosion dépend également de sa nature plus ou moins friable. La nature des sols est déterminée par celle du substratum rocheux. On a utilisé la carte géologique au 1/100.000^e de la région.

Les activités tectoniques peuvent fragiliser le sol non seulement à cause des cassures qu'elles peuvent provoquer à l'échelle de la croûte terrestre mais aussi des oscillations des particules de sol.

Le réseau de cours d'eau draine l'ensemble des eaux de pluie qui sont déversées dans le périmètre. Une partie de ces eaux circule en subsurface avant de rejoindre le réseau de surface. Ceci est un autre facteur fragilisant du sol.

Les zones d'érosion étant bien visibles sur les photographies aériennes, une couche « érosion » a été élaborée à partir de l'interprétation des 10 couples stéréographiques de photographies aériennes. Cette carte est ensuite mise à jour à partir de l'image TM plus récente. Pour cela, on a utilisé les canaux TM3, TM4, TM5, l'indice de brillance et l'indice de végétation normalisé. Il en est de même de la carte d'occupation des sols.

Les paramètres considérés *a priori* comme pertinents sont : l'altitude, la pente, la direction de la ligne de plus grande pente, les courbures horizontale et verticale, la nature du substratum rocheux, la tectonique, la proximité au réseau hydrographique, et la proximité des centres d'activité humaine. Nous disposons dans notre BDG d'une couche « érosion » délimitant les zones actuellement recensées comme érodées, d'une couche « occupation des sols », d'une couche « voies de communication » où est représenté le réseau routier essentiellement constitué de pistes et d'une couche « zone d'habitation » où l'on représente les villages.

La démarche consiste alors à extraire les valeurs de chacun de ces paramètres de terrain dans les zones d'érosion actuellement cartographiées. En effet les parcelles correspondant aux zones érodées sont mises à 1 et le reste à 0. On multiplie ensuite les différentes couches par le masque ainsi obtenu. Ceci permet de récupérer les valeurs des paramètres correspondant aux seules parcelles d'érosion. Les valeurs extraites sont ensuite mises sous forme d'histogramme pour en apprécier la pertinence comme facteur favorable au déclenchement de l'érosion. Une fréquence d'apparition uniforme implique que les zones d'érosion se répartissent aléatoirement sur le spectre de valeurs de ce paramètre et qu'il n'a pas d'influence spécifique sur le processus d'érosion.

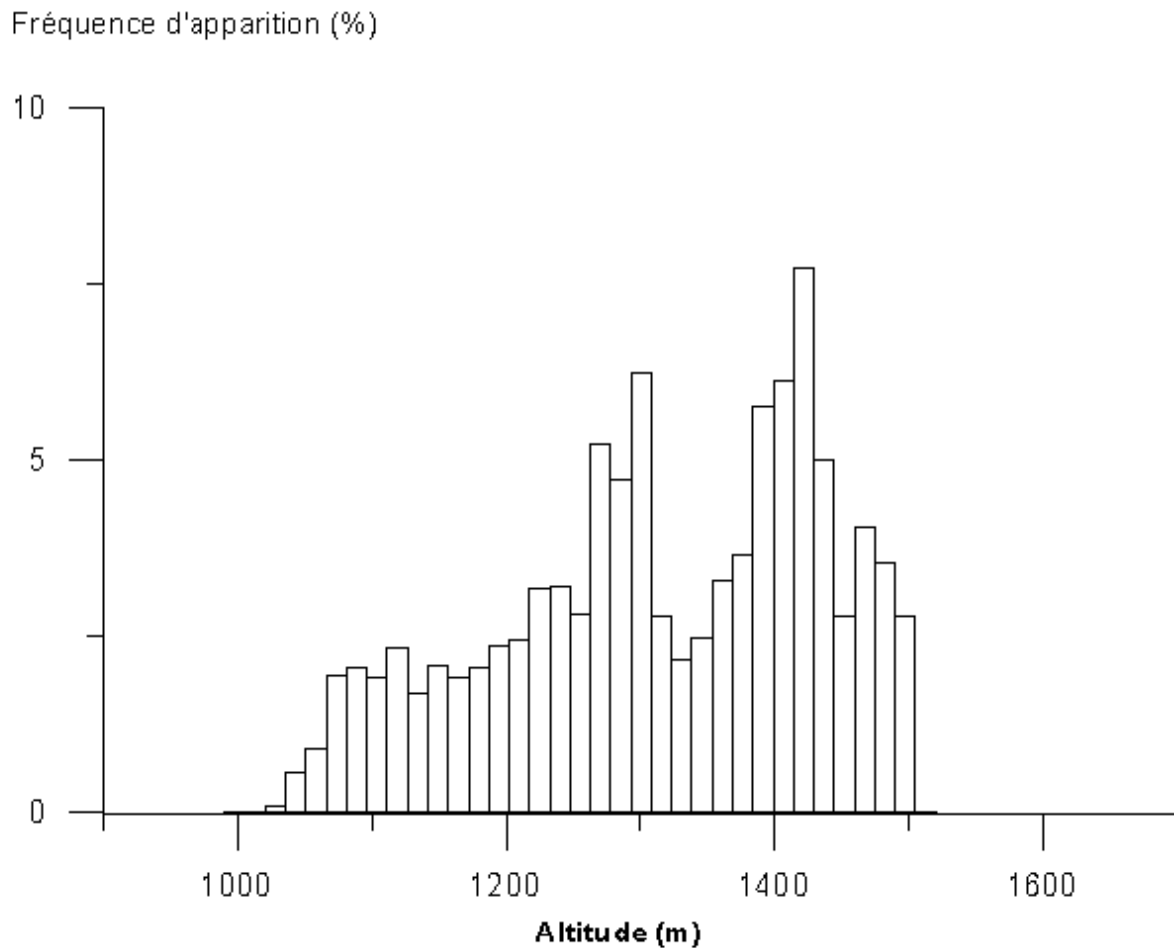
La production des paramètres topographiques et de voisinage fait appel aux capacités d'analyse spatiale des SIRS en mode image (Collet, 1992). L'homogénéité des unités d'observation spatiales (les mailles) autorise ensuite la mise en relation de leurs propriétés dans les différentes couches constituées.

14.5.RÉSULTATS

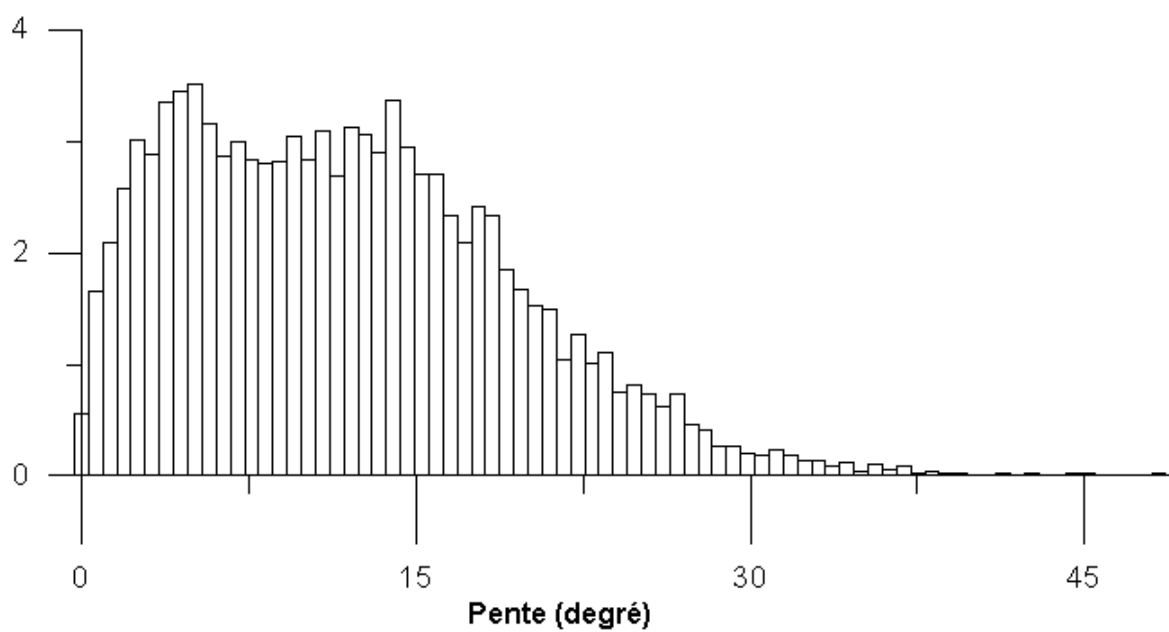
Avec une superficie de 727 ha, les zones actuellement érodées représentent 4% de la superficie totale du bassin versant.

Les figures ci-après présentent les valeurs de paramètres spécifiés des zones érodées sous forme d'histogrammes.

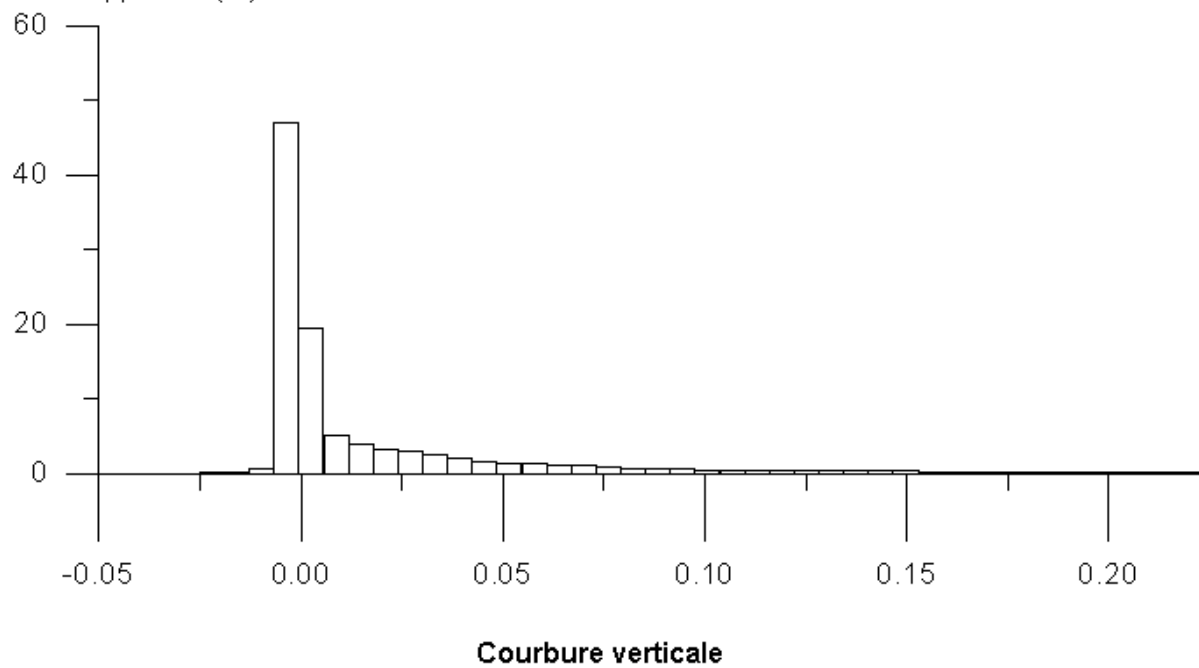
Pour l'évaluation des influences du réseau hydrographique, de la tectonique cassante, du réseau routier et des lieux d'habitation sur le déclenchement de l'érosion, de nouvelles couches ont été produites, caractérisant les distances par rapport à ces réseaux. C'est sur ces nouvelles couches d'information que l'opération de masquage a été appliquée. Les histogrammes de la figure 48 illustrent la distribution des fréquences de valeurs ainsi obtenues.

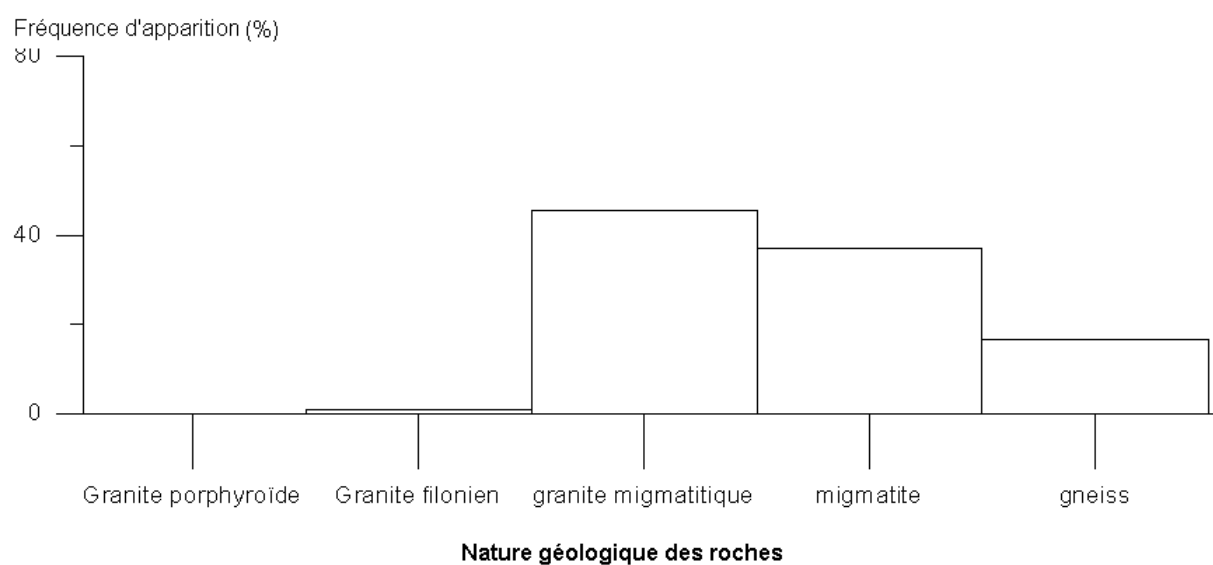
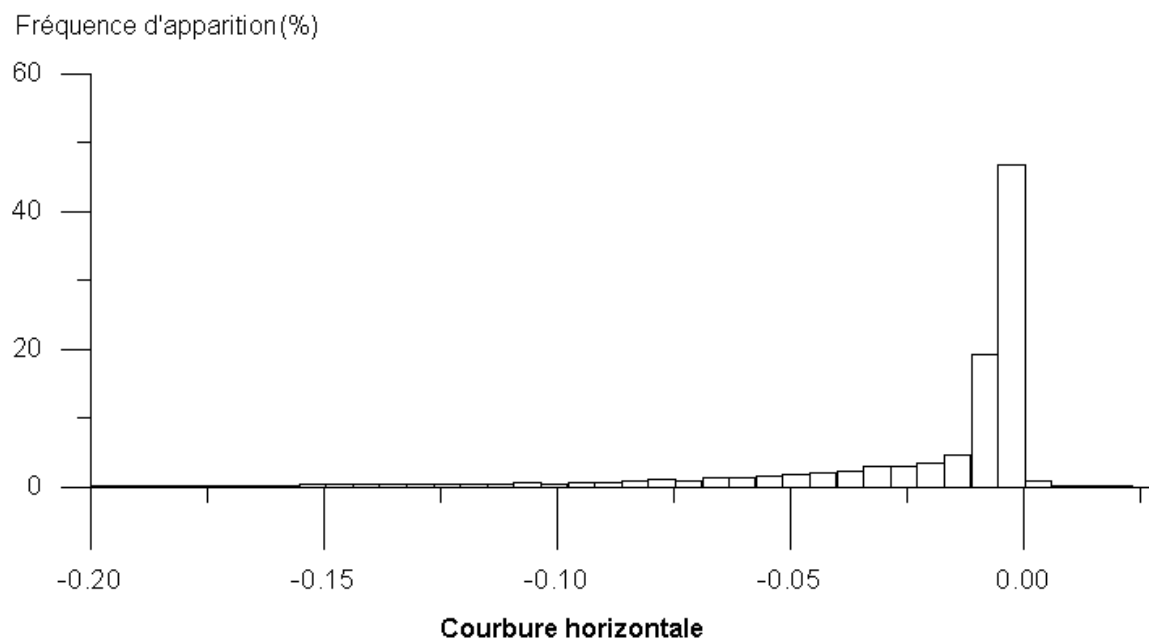


Fréquence d'apparition(%)



Fréquence d'apparition(%)





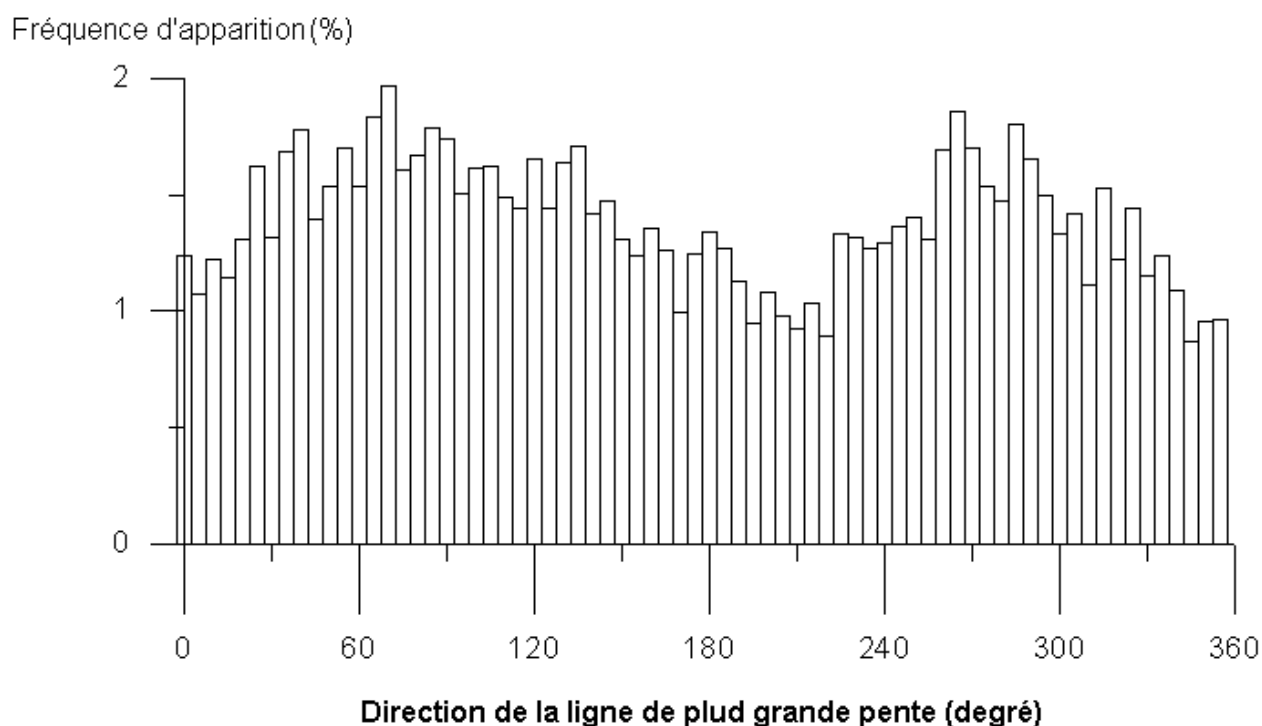
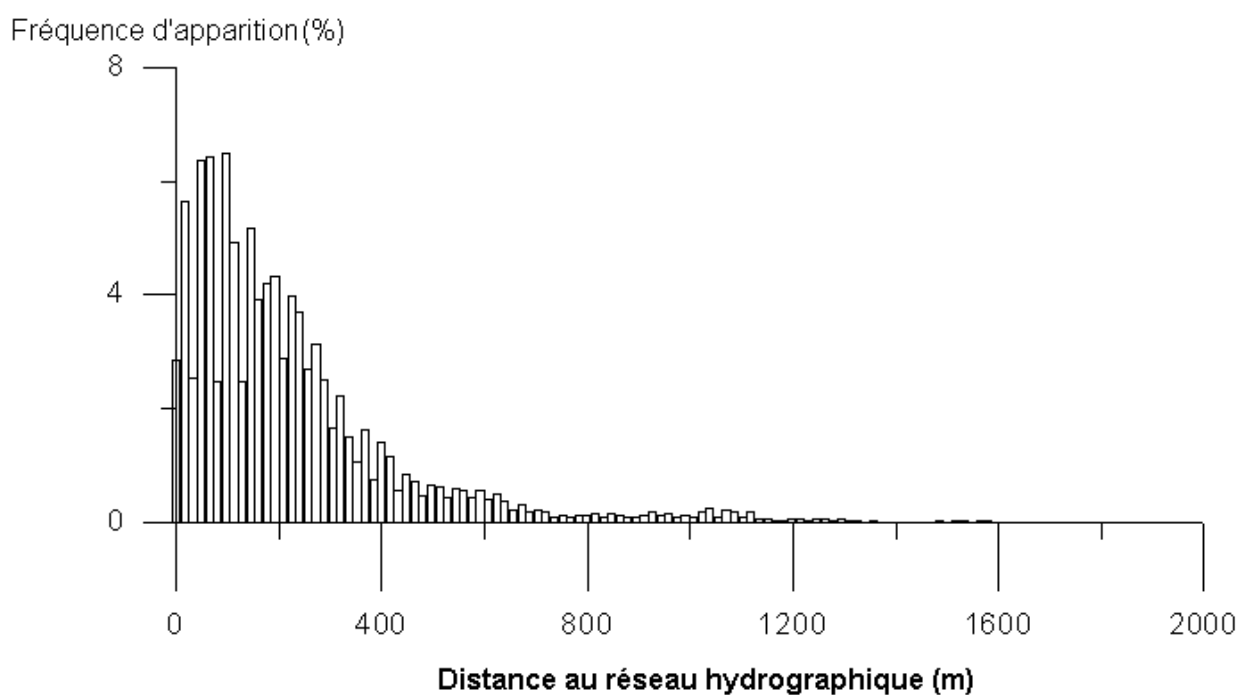
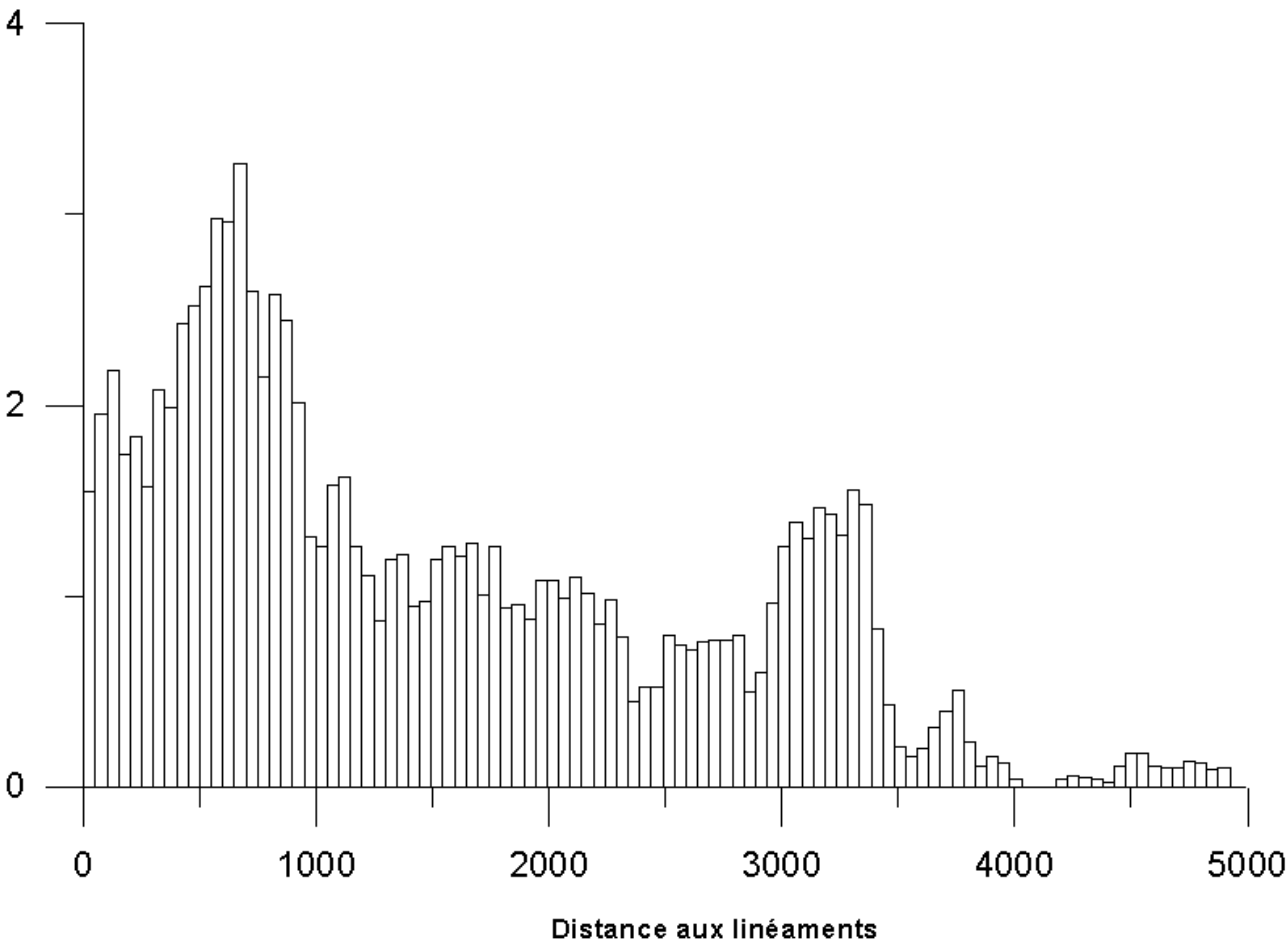


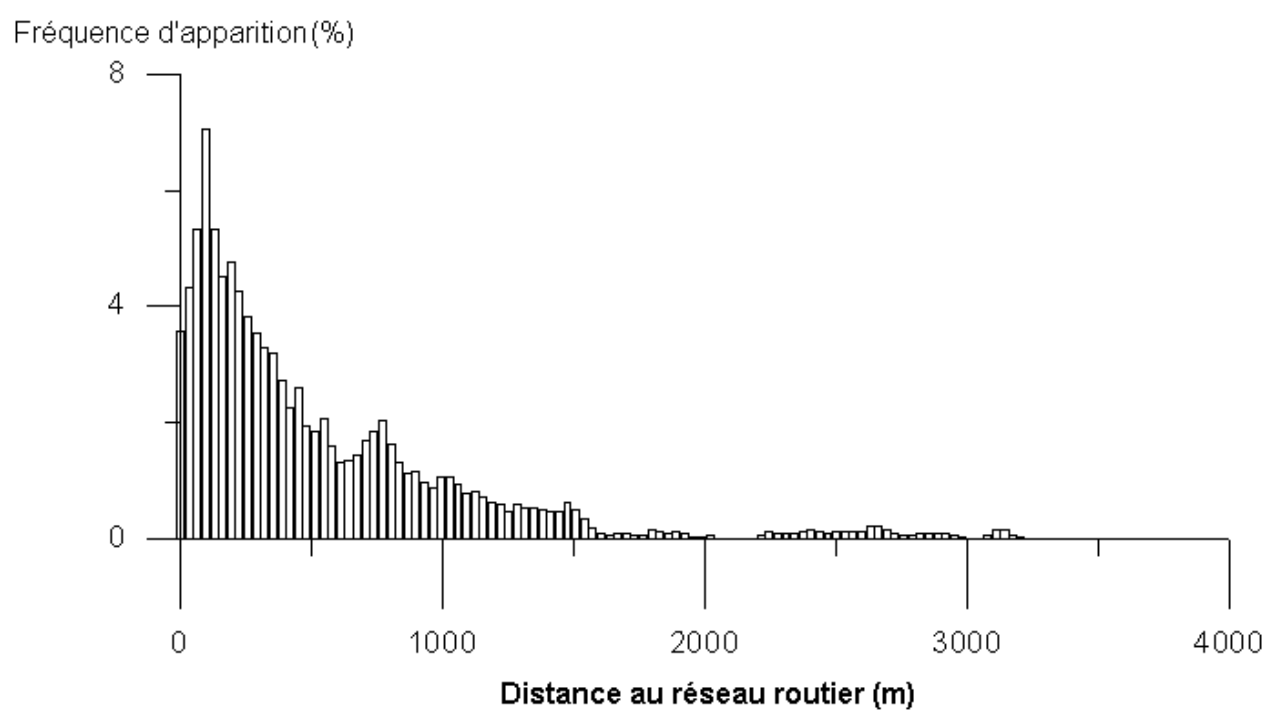
Figure 48 : Histogrammes montrant la répartition des pixels « *érosion* » suivant les paramètres altitude (a), pente (b), courbures verticale (c) et horizontale (d), nature géologique des roches (e), et direction de la ligne de plus grande pente (f).

Nombre total de pixels = 11632



Fréquence d'apparition (%)





Fréquence d'apparition (%)

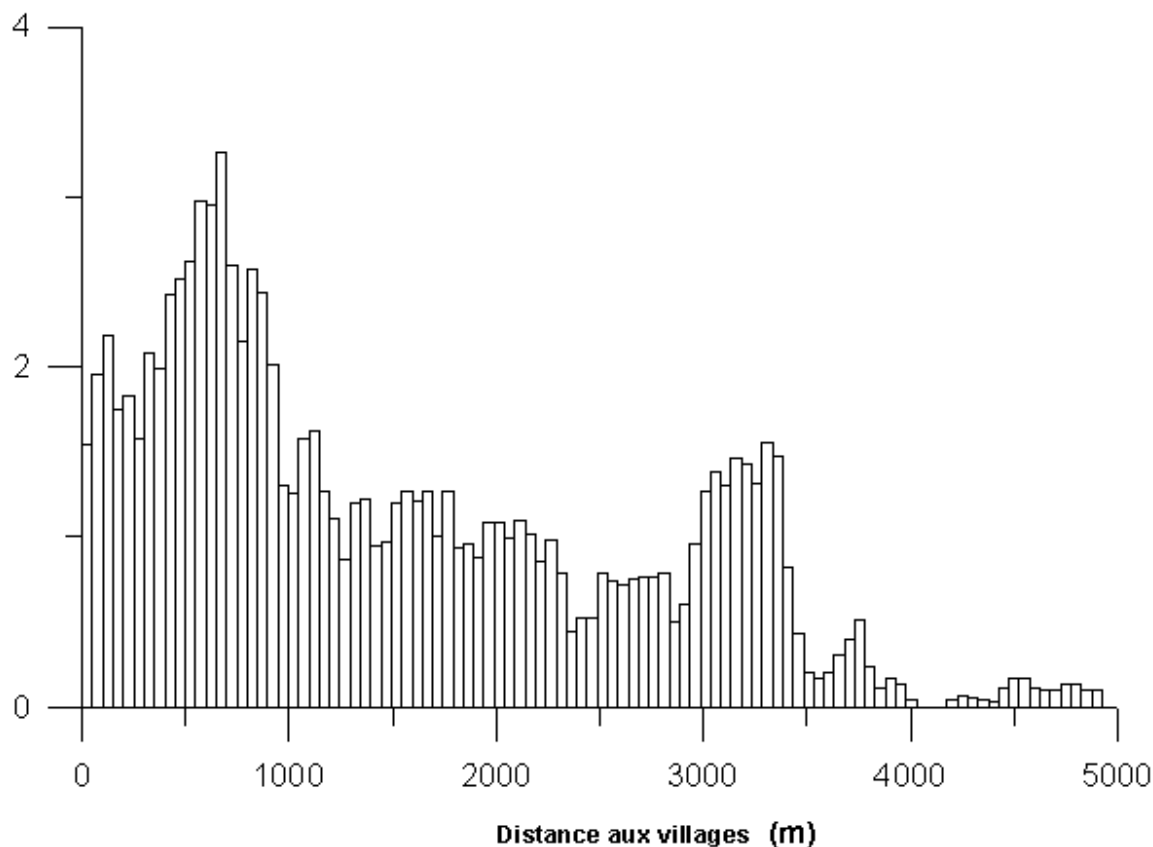


Figure 49 : Histogrammes montrant la répartition des pixels « érosion » suivant les paramètres distance au réseau hydrographique (a), distance au réseau tectonique (b), distance au réseau routier (c), distance aux zones d'habitation (d).

Nombre total de pixels = 11632

14.6.INTERPRÉTATION ET DISCUSSIONS

Les histogrammes mettent en évidence les facteurs considérés *a priori* comme pertinents dans le processus menant au déclenchement de l'érosion hydrique des sols : altitude, pente, courbures verticale et horizontale, direction du pendage, tectonique, nature géologique des roches, distance par rapport au réseau hydrographique, la distance par rapport au réseau routier et la distance par rapport aux villages.

La répartition des altitudes fait apparaître que la surface d'aplanissement supérieur (Bourgeat , 1970) est peu sensible à l'érosion. L'érosion survient surtout dans les zones appartenant aux deux autres surfaces d'aplanissement de niveau inférieur. C'est autour des valeurs de 1 300 et 1 400 m

que l'on rencontre la plus forte concentration de figures d'érosion. Contrairement à ce que l'on peut s'attendre, l'érosion ne se manifeste pas forcément le long des pentes les plus fortes (figure 4B). Le plus grand nombre de mailles « *érosion* » sont visibles le long des pentes dont les valeurs sont comprises entre 5° et 20°. La même conclusion peut être tirée pour les courbures verticales et horizontales. Les figures d'érosion se manifestent préférentiellement le long des flancs où les valeurs de courbure horizontale comme verticale, sont proches de zéro (figures 4C,4D). Ce sont les lignes d'inflexion de la surface.

La figure montrant la répartition des zones érodées en fonction de la géologie indique clairement que ce sont dans les sols formés sur de la migmatite et sur du gneiss que l'on retrouve le plus grand nombre de figures d'érosion. Il y a très peu d'érosion dans les sols sur granite.

Par contre, quelque soit cette direction, on a une répartition peu différente des pixels « *érosion* ». Dans cette région, on peut conclure que la direction d'exposition de la pente au soleil ou aux pluies n'a que peu d'influence sur le déclenchement de l'érosion hydrique des sols.

L'influence du réseau hydrographique est plus conforme à l'attente. Plus on s'éloigne d'un cours d'eau, moins le sol est sensible à l'érosion. Ceci nous montre que le réseau hydrographique et la circulation des eaux souterraines ont une influence importante sur le processus de déclenchement de l'érosion des sols.

On peut considérer que la zone d'influence du facteur anthropique "*distance au réseau routier*" va jusqu'à 2000 m environ. La zone d'influence des zones d'habitation peut, quant à elle, être estimée entre 1500 et 2500 m.

Cette étude nous a permis de mettre en évidence les relations entre les faits observés (érosion) et les caractéristiques géomorphométriques des zones actuellement soumises à l'érosion hydrique. On a clairement montré les milieux géologiques et les tranches d'altitude où l'on rencontre le plus fréquemment les structures d'érosion. Les influences d'autres paramètres physiques sont également montrées. Enfin, la relation de proximité entre zones érodées et présence humaine, matérialisée ici par les villages et le réseau routier, met bien en évidence l'influence des activités humaines dans le processus de déclenchement de l'érosion.

15. APPROCHE STATISTIQUE DE LA PREDICTION

15.1. FONDEMENT THÉORIQUE

Chung & Fabbri (1999) ont donné les bases théoriques de cette approche statistique. Ils ont appliqué leur théorie sur une problématique de glissement de terrain. Nous ne faisons ici qu'appliquer cette théorie au cas des érosions en lavaka.

Soit E l'ensemble de la zone d'étude. Cette zone d'étude est constituée de NL lignes comportant NC pixels chacune. Soit m le nombre de couches d'information (altitude, pente, courbure par exemple) dont nous disposons pour notre zone d'étude. On suppose que chacun de ces paramètres a une influence sur le processus de déclenchement de l'érosion. Un pixel p a donc m composantes $p = p(p_1, p_2, \dots, p_m)$. Chaque valeur p_i est la valeur du pixel dans le plan d'information n° i .

Soit la proposition suivante: F_p : « p sera affecté par une érosion dans le futur ».

Le risque peut être considéré comme une fonction de probabilité conditionnelle $\text{prob}\{F_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\}$. C'est la probabilité d'avoir la proposition F_p sachant qu'on a le pixel p .

Soit F l'ensemble des pixels prochainement soumise à l'érosion.

Soit également $A_{k,k}$ l'ensemble des pixels de E dont la valeur dans le plan n° k est égale à p_k .

$$\text{prob}\{F_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\} = \text{prob}\{p \in F / p \in (\cap A_{k,k})\}$$

$$\text{prob}\{F_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\} = \text{prob}\left\{p \in F / p \in \bigcap_{i=1}^m A_{k,k}\right\} = \frac{NbPixels\left(\bigcap_{k=1}^m (F \cap A_{k,k})\right)}{NbPixels\left(\bigcap_{k=1}^m A_{k,k}\right)}$$

Soit P l'ensemble des pixels ayant subi une érosion dans le passé. Autrement dit, P est l'ensemble des zones actuellement connues comme étant érodées.

$$\text{prob}\{S_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\} = \text{prob}\{p \in S / p \in (\cap A_{k,k})\}$$

$$\text{prob}\{S_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\} = \text{prob}\left\{p \in S / p \in \bigcap_{i=1}^m A_{k,k}\right\} = \frac{\text{NbPixels}\left(\bigcap_{k=1}^m (S \cap A_{k,k})\right)}{\text{NbPixels}\left(\bigcap_{k=1}^m A_{k,k}\right)}$$

L'idée est d'utiliser la probabilité d'apparition de S qui est connue, pour estimer la probabilité de F (érosion à venir, inconnue). On a ainsi :

$$\text{prob}\{F_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\} = \text{prob}\{S_p/(p_1, p_2, \dots, p_m)\}$$

15.2. RÉSULTAT

Pour chacun des pixels de l'image, il faut compter le nombre de pixels des zones érodées ayant les mêmes valeurs de composante et le nombre de pixels de l'ensemble E ayant également les mêmes valeurs de composante. Le résultat de ce calcul, très vorace en ressources informatiques, est donnée sous forme de carte ci-après (figure 50). Pour chaque pixel de l'image, on a la valeur de la probabilité d'apparition d'érosion.

Probabilité des risques d'érosion (Cf. Chung & Fabbri, 1999)

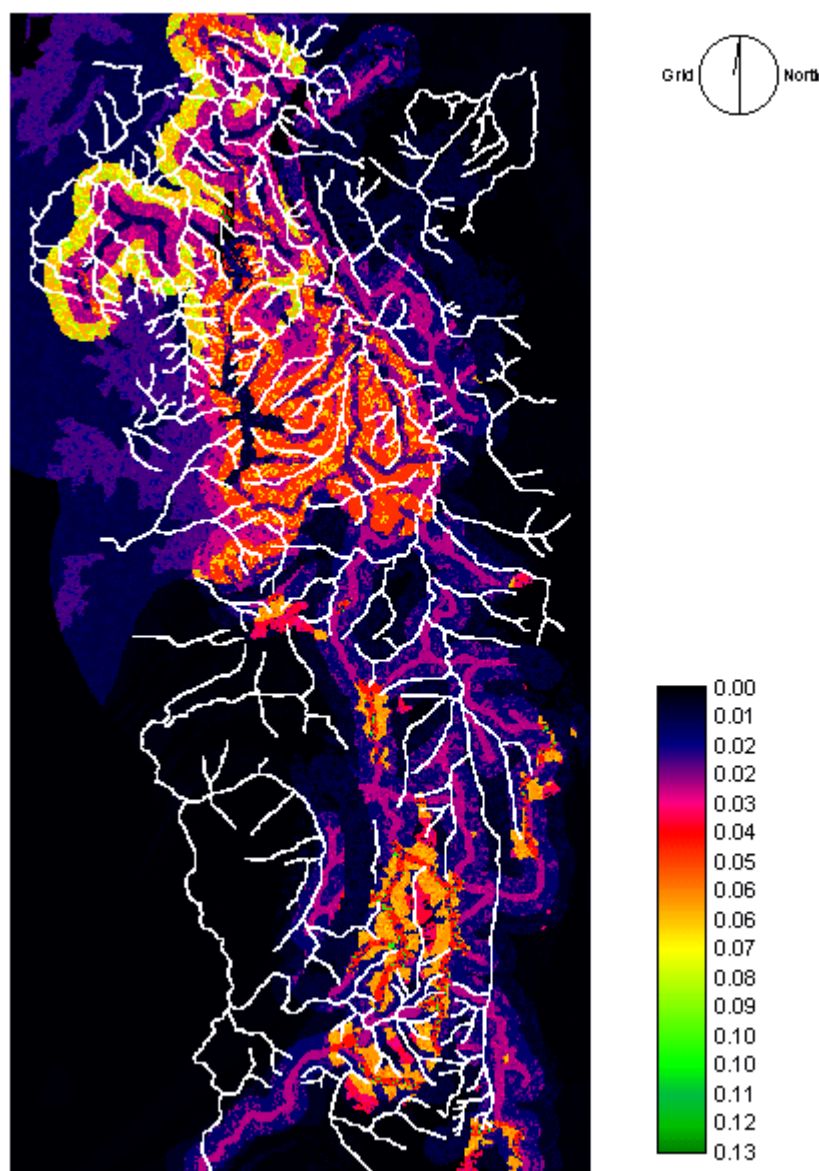


Figure 50 : Carte des probabilités de risque (*Approche statistique directe, d'après Chung & Fabbri, 1999. Le réseau hydrographique est marqué en blanc*)

15.3.DISCUSSIONS

Les valeurs de probabilité obtenues (< 0.1) sont peu vraisemblables alors que le risque d'érosion est manifeste. *Chung & Fabbri (1999)* eux-mêmes ont averti sur la validité de cette approche statistique directe : « *l'estimateur de risque obtenu de cette manière est simple à calculer, mais c'est un mauvais paramètre de prédiction des risques* ». Ils ont proposé d'autres méthodes probabilistes de prédiction mais qui sont encore plus voraces en temps de calcul.

Toutefois, la carte des probabilités obtenue donne certaines informations sur les zones les plus dangereuses. Ainsi, la région nord du bassin versant est classée comme ayant la plus forte sensibilité à l'érosion. Le relief dans cette partie est effectivement plus accidenté et visuellement, on y remarque une plus forte présence de figures d'érosion.

16. HIERARCHISATION DES RISQUES PAR REGROUPEMENT DES PARCELLES

16.1. LA LOGIQUE FLOUE

Toutes les notions mathématiques d'algèbre et d'arithmétique sont basées sur la théorie des ensembles. Dans cette théorie, un élément x appartient à un ensemble E ou n'appartient pas à cet ensemble. Il n'y a pas de position intermédiaire. C'est l'algèbre booléenne. Or, il se trouve que cette vision binaire des choses ne correspond pas toujours à ce que l'on rencontre dans la vie de tous les jours. Ceci est souvent source de difficultés pour modéliser correctement certains phénomènes physiques ou sociaux. C'est ainsi que dans notre vie de tous les jours, on n'utilise que très rarement des valeurs précises ou un raisonnement pour se repérer ou se faire comprendre : « *la maison près du bureau du fokontany* », « *rouler lentement* », « *s'arrêter à temps* », « *aimer beaucoup, un peu, pas du tout, ...* », « *oui, mais ...* »,...

Il est vrai que les mathématiciens ont su introduire des notions pouvant atténuer quelque peu cette division assez rigide du monde comme la notion de probabilité par exemple. Mais la base théorique est fondamentalement différente et on peut arriver à des situations aberrantes, souvent jugées injustes et parfois même dramatiques : différence de traitement entre les habitants de deux villages voisins mais frontaliers, dernier vote présidentiel aux Etats-Unis, ...

Plusieurs essais ont été tentés par les mathématiciens pour sortir de cette impasse « booléenne » ou au moins pour atténuer cette « injustice ». Aucun n'a vraiment convaincu, sauf cette théorie proposée par Loft Zadeh en 1965 et qu'il a appelé la théorie des ensembles flous (« fuzzy sets »).

Dans cette théorie, l'appartenance à une classe n'est plus définie aussi clairement que dans la théorie classique. L'appartenance d'un élément x quelconque à un ensemble E est définie par la valeur d'une fonction dite d'appartenance. La valeur de cette fonction varie entre 0 et 1. Elle vaut 0 quand l'élément en question n'appartient pas du tout à l'ensemble E . Elle vaut 1 quand l'élément x appartient sans doute à l'ensemble E . Entre ces deux valeurs extrêmes qui correspondent aux deux seules situations permises avec la théorie des ensembles classique, la fonction peut prendre n'importe quelle valeur en fonction de sa proximité ou de son éloignement à l'ensemble E . Plus x ressemble à la plupart des éléments de E , plus sa fonction d'appartenance s'approchera de la

valeur unité. Et plus les caractéristiques de x sont loin de celles des éléments de E , plus cette fonction aura une valeur proche de zéro. De cette manière, la frontière de l'ensemble E n'est plus définie d'une manière aussi stricte qu'auparavant. La limite devient floue, d'où la dénomination donnée à cette nouvelle théorie.

Soient :

- I un ensemble de nombres entiers,
- I^B un vecteur de dimension B sur cet espace de nombre entiers
- X un sous-ensemble fini de I^B .

Soit U_{ia} la fonction d'appartenance de l'élément x_a par rapport au i -ième ensemble flou. $1 \leq i \leq c$ et $1 \leq a \leq A$. A étant le nombre total d'éléments dans l'ensemble flou n° i . U_{ia} doit satisfaire les conditions suivantes :

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^c U_{ia} &= 1, \text{ pour tout } a \\ \sum_{a=1}^A U_{ia} &> 0, \text{ pour tout } i \\ U_{ia} &\in [0,1], \text{ pour tout } a \text{ et pour tout } i \end{aligned}$$

Ainsi, on peut redéfinir toutes les opérations mathématiques que l'on fait avec les ensembles ou qui sont basées sur cette théorie des ensembles. C'est ainsi que l'on peut donner les définitions floues de l'union de deux ensembles, de l'intersection de deux ensembles ou de la probabilité d'un événement, etc (*Rakotondraompiana, 1998*)

Cette nouvelle théorie n'a vu de véritables applications que vers la fin des années 80. Actuellement, on l'applique dans beaucoup de domaines. En particulier, elle est utilisée en télédétection pour faire de la classification d'image. Dans ce domaine, la logique floue est surtout utilisée pour faire une estimation sub-pixel. On peut citer par exemple *Wang(1990)*, *Cannon et al. (1986)* ou *Shih & Chen (1994)*.

La difficulté généralement rencontrée quand on utilise la logique floue se trouve concerne le choix de la fonction d'appartenance et de la manière avec laquelle cette fonction va varier.

Nous donnons dans les paragraphes qui suivent deux approches différentes de la hiérarchisation des risques d'érosion.

16.2.APPLICATION DE LA LOGIQUE FLOUE A L'EVALUATION DES RISQUES

Shih & Chen (1994) ont proposé une méthode de classification d'image satellitaire basée sur la logique floue. L'idée de cette méthode est d'attribuer à chaque pixel la classe qui lui est la plus proche au sens flou du terme. Cette distance est calculée en prenant en compte le centre de chaque classe de pixels.

Due à la corrélation inverse qui existe entre la distance d'un pixel par rapport à un groupe et son appartenance à ce groupe, l'inverse de la distance entre le pixel et le centre du groupe est utilisé pour estimer la valeur de la fonction d'appartenance.

Soient, par exemple, trois classe de pixels A,B et C et soit x un pixel dont on ne connaît pas encore la classe à laquelle il appartient. a,b et c sont les distances entre ce pixel et les trois centres de classe.

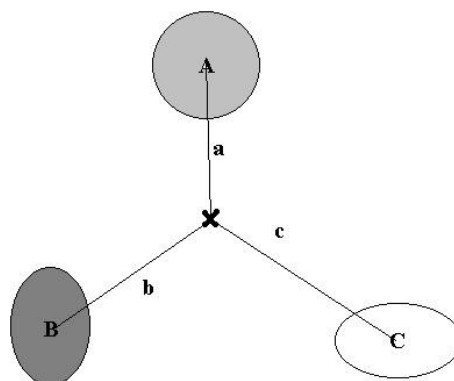


Figure 51 : Fonction d'appartenance à une classe

La fonction d'appartenance du pixel à une classe A est définie par :

$$\frac{\frac{1}{a}}{\frac{1}{a} + \frac{1}{b} + \frac{1}{c}}$$

Le pixel sera ensuite affectée à la classe pour laquelle il présente la plus forte valeur de fonction d'appartenance.

On peut généraliser cette fonction d'appartenance par :

$$f_{A_k}(x) = \frac{\frac{1}{d_k}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i}}$$

N étant le nombre de classes de pixels et k le numéro de la classe de pixels considéré.

d_i est la distance euclidienne entre le pixel p de composantes (p_1, p_2, \dots, p_m) et le centre de la classe n° i.

Dans leur publication, Shih & Chen ont utilisé cette approche floue pour faire une classification non supervisée d'une image satellite. Elle est l'une des rares méthodes de classification floue ne cherchant pas à faire de l'estimation sub-pixel.

Nous avons adapté cette méthode pour faire une classification des données relatives à notre bassin versant.

Pour notre cas, la classification sera supervisée. Elle utilisera comme données d'apprentissage les parcelles actuellement connues comme soumises à l'érosion. Ces pixels sont d'abord classifiés pour former des groupes homogènes. Chaque groupe représente une classe de parcelles ayant des caractéristiques similaires. On calcule ensuite les coordonnées de chaque centre de classe. Elles serviront au calcul des distances entre les autres pixels et les différentes classes.

Un pixel est affecté à la classe pour laquelle il présente la valeur la plus forte de fonction d'appartenance.

16.3.APPLICATION À L'ÉROSION EN LAVAKA

Pour la phase d'apprentissage de l'algorithme, nous avons sélectionné les parcelles dont la superficie est inférieure à une certaine dimension (20 pixels). En effet, notre but est de délimiter les zones sensibles à l'érosion. Or, la phase la plus critique dans le processus d'érosion est le début du processus car une fois l'érosion amorcée il n'est pratiquement plus possible de l'arrêter et les zones limitrophes à la région effondrée ne peuvent que subir l'érosion quelque soit son aptitude à résister. Les parcelles les plus représentatives de ces zones en phase critique sont assurément les groupes de pixels de taille modeste.

Nous avons regroupé les pixels "érosion" en 3 classes. La méthode de classification adoptée est la méthode des K-moyennes. Ce nombre de classes retenu provient d'une part des résultats des essais de regroupement pour différentes valeurs du nombre de classes et d'autre part des observations faites sur le terrain par différents spécialistes (Ce nombre de classes est sans conteste celui qui a l'approbation de tous). Le module de classification du logiciel de SIG-raster que nous avons utilisé (IDRISI32) ne donne pas les coordonnées des centres de classe, aussi avons-nous transféré les données vers un logiciel de statistiques (SPSS). Nous avons fait l'opération inverse avec les résultats de la classification.

La figure ci-après montre la répartition des parcelles d'érosion (de taille inférieure à 20 pixels) après la classification.

Classification en 3 groupes des lavaka ayant une taille < 20 pixels

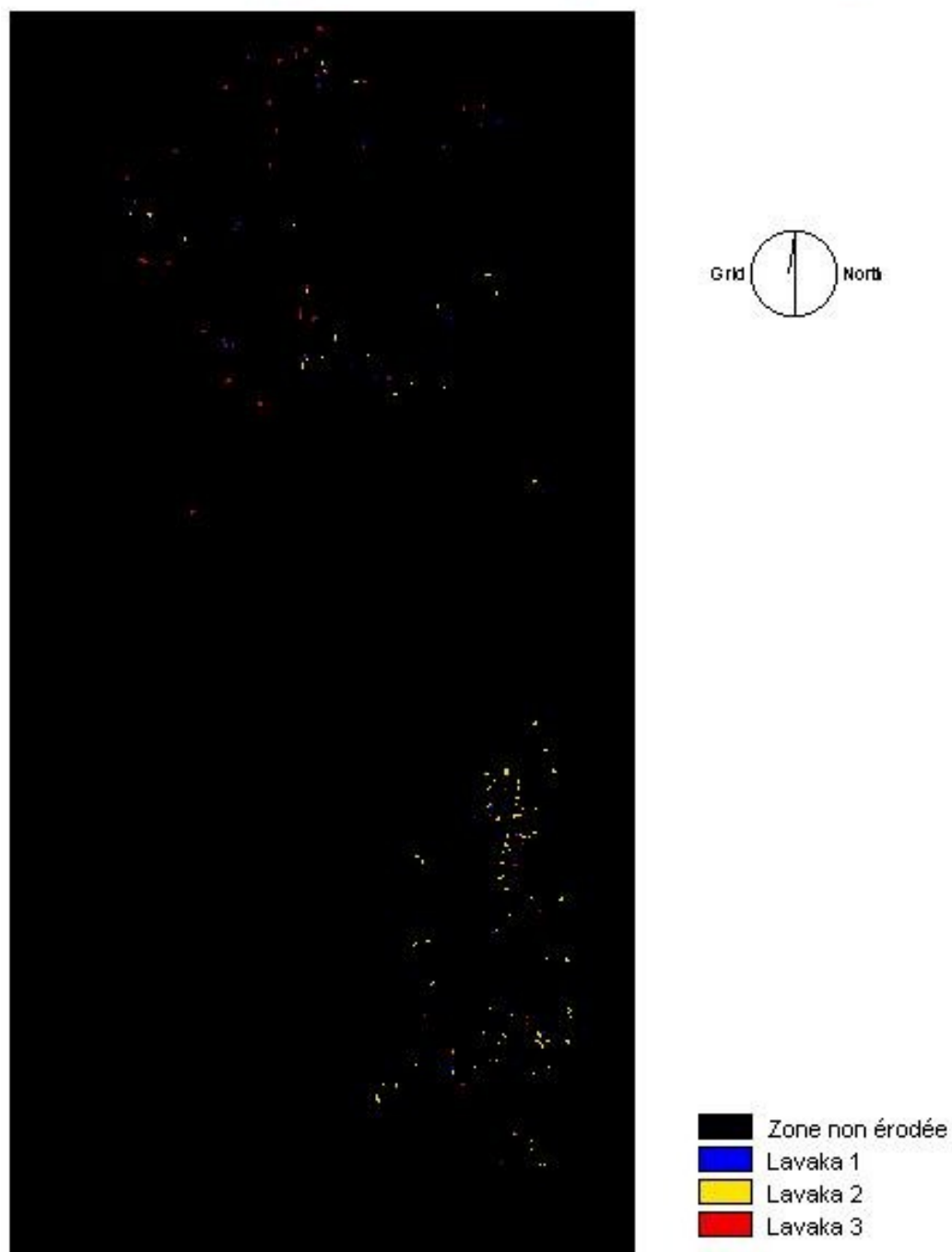
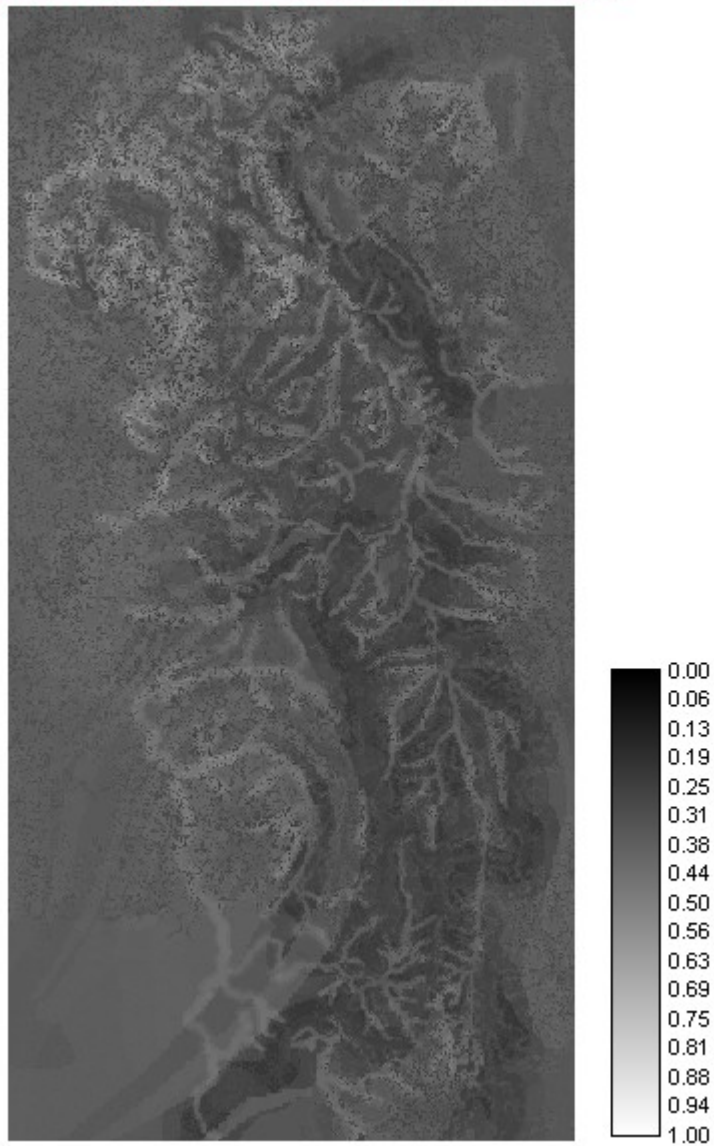


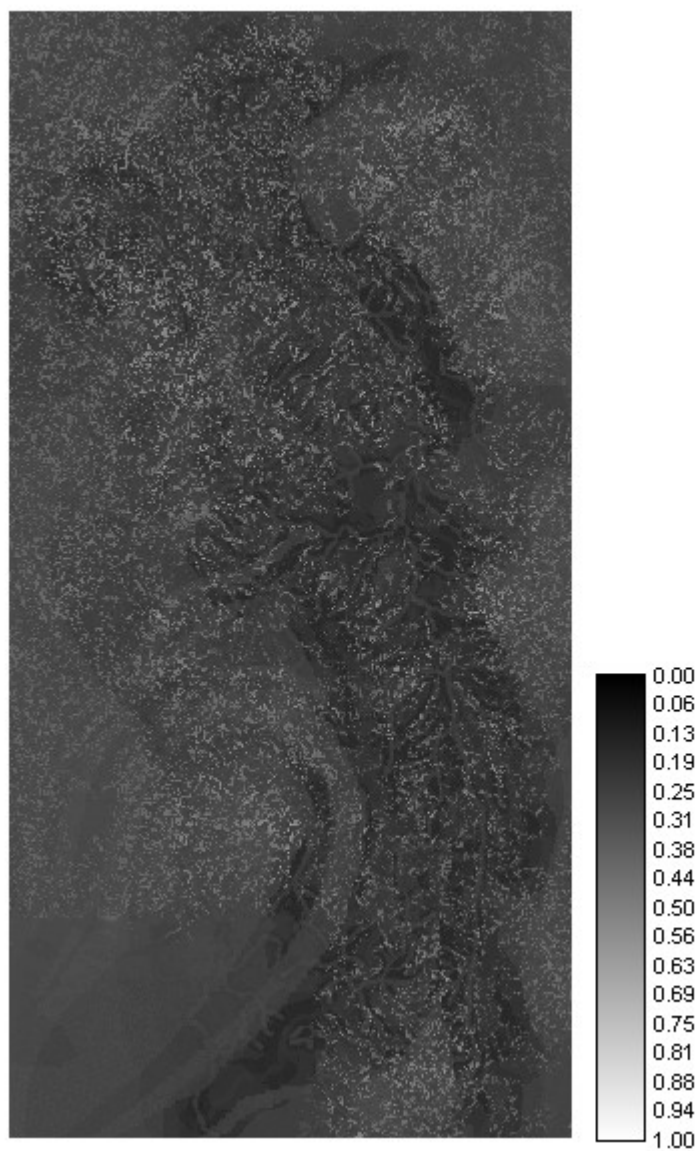
Figure 51b : Classification en trois groupes des lavaka

Les trois figures suivantes montrent les valeurs des fonctions d'appartenance par rapport aux trois groupes de parcelles « érosion ».

Fonction d'appartenance à la classe de lavaka no 0



Fonction d'appartenance à la classe de lavaka 1



Fonction d'appartenance à la classe de lavaka 2

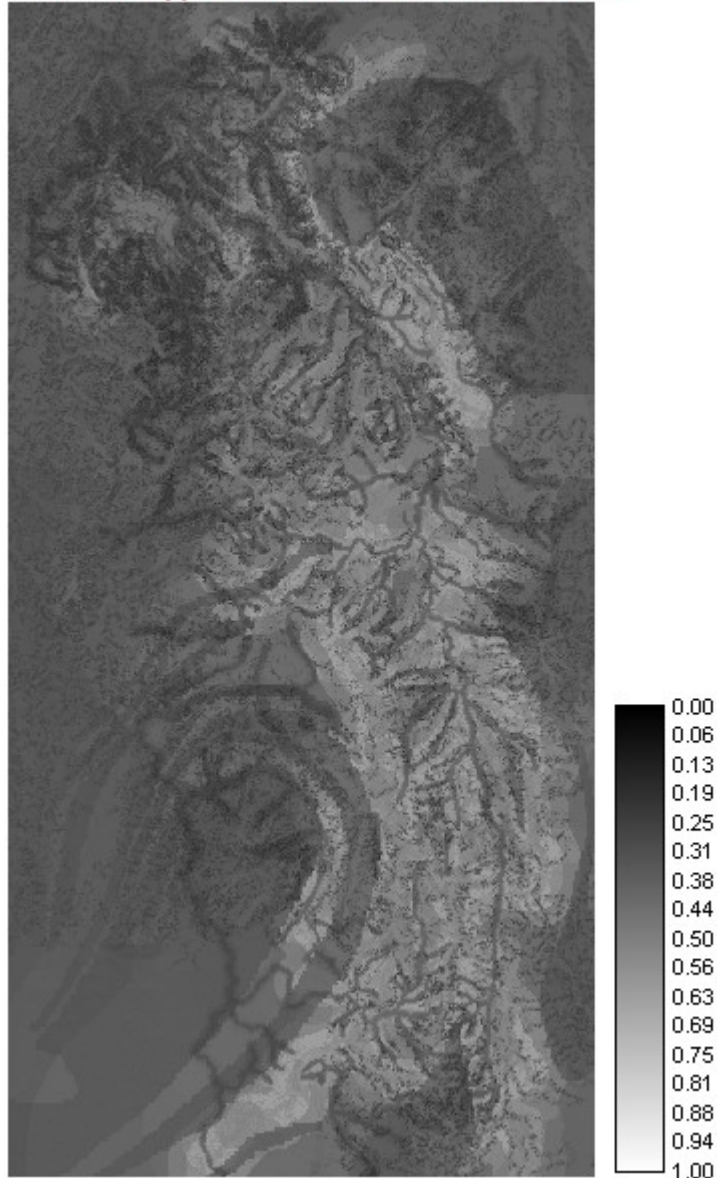


Figure 52 : Fonctions d'appartenance des trois classes de lavaka

On affecte chaque pixel au groupe pour lequel il présente la fonction d'appartenance la plus élevée.

16.4. TRANSFORMATION DES FONCTIONS D'APPARTENANCE EN NIVEAU DE RISQUE

La phase suivante consiste à interpréter la valeur de fonction d'appartenance obtenue pour estimer le risque (existence ou non de risque d'érosion), "*defuzzification*" en anglais. Dans notre cas, nous avons procédé par une approche essai-erreur en utilisant comme méthode d'évaluation

la matrice de confusion comme il est habituellement fait en traitement d'image. Nous avons fait passer l'algorithme de classification et le résultat est évalué par rapport aux parcelles qui sont connues comme étant des parcelles « érosion ». La classification est bonne si elle donne une majorité de pixels bien classés. Un pixel « érosion » est bien classé si le risque correspondant est maximal ou de niveau élevé.

La carte ci-après nous montre les résultats de cette hiérarchisation des risques. Tous les pixels ayant un niveau faible de fonction d'appartenance sont mis dans le même groupe (risque minimal ou nul), les autres sont mis dans le groupe correspondant à sa classe.

Estimation des risques d'érosion

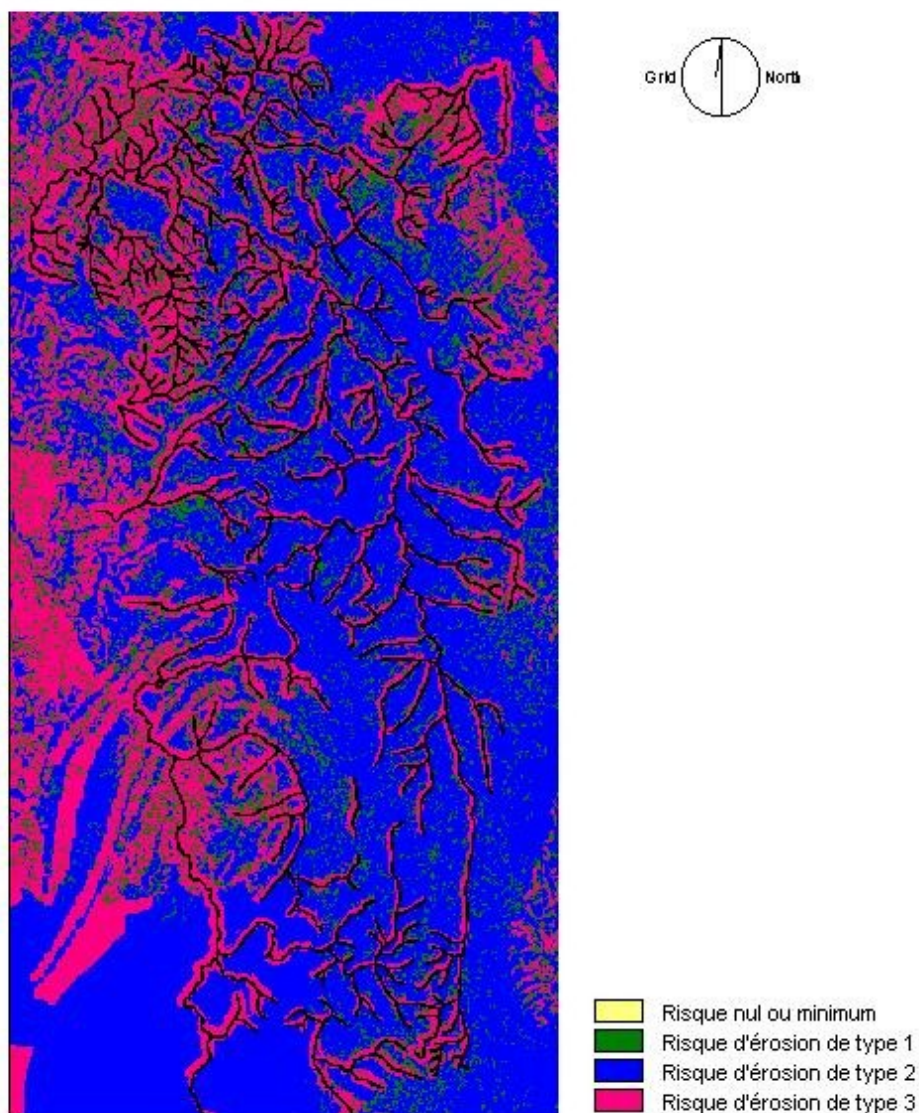


Figure 53 : Carte des risques obtenus par l'approche floue

16.5.DISCUSSIONS

Pour évaluer la validité de nos classifications, nous procédons comme on fait lors des opérations de classification d'image de télédétection. En effet, nous ne disposons pas de vraies parcelles de contrôle où nous avons pu faire des mesures de pertes en terre. Aussi, sommes-nous dans l'obligation d'évaluer nos algorithmes en fonction seulement de leurs résultats sur les pixels dont nous connaissons l'état actuel.

Après plusieurs essais, nous sommes arrivé aux résultats suivants pour chaque classe de pixels. La classe 0 (risque nul ou minimal) correspond aux valeurs de fonction comprises entre 0 et 0.5. La classe 1 (risque moyen) correspond aux valeurs de fonction entre 0.5 et 0.55 et enfin la troisième classe (risque maximal) correspond aux valeurs de fonction supérieures à 0.55 (la valeur maximale de la fonction d'appartenance est de 0.65 pour la classe 3). L'histogramme de ces valeurs pour la classe 1 est montré à titre d'illustration sur la figure 57.

Le tableau correspondant à chaque classe donne l'évaluation du résultat en utilisant les parcelles « érosion » de taille inférieure à 20 pixels.

Evaluation des risques pour la classe de pixels n° 1

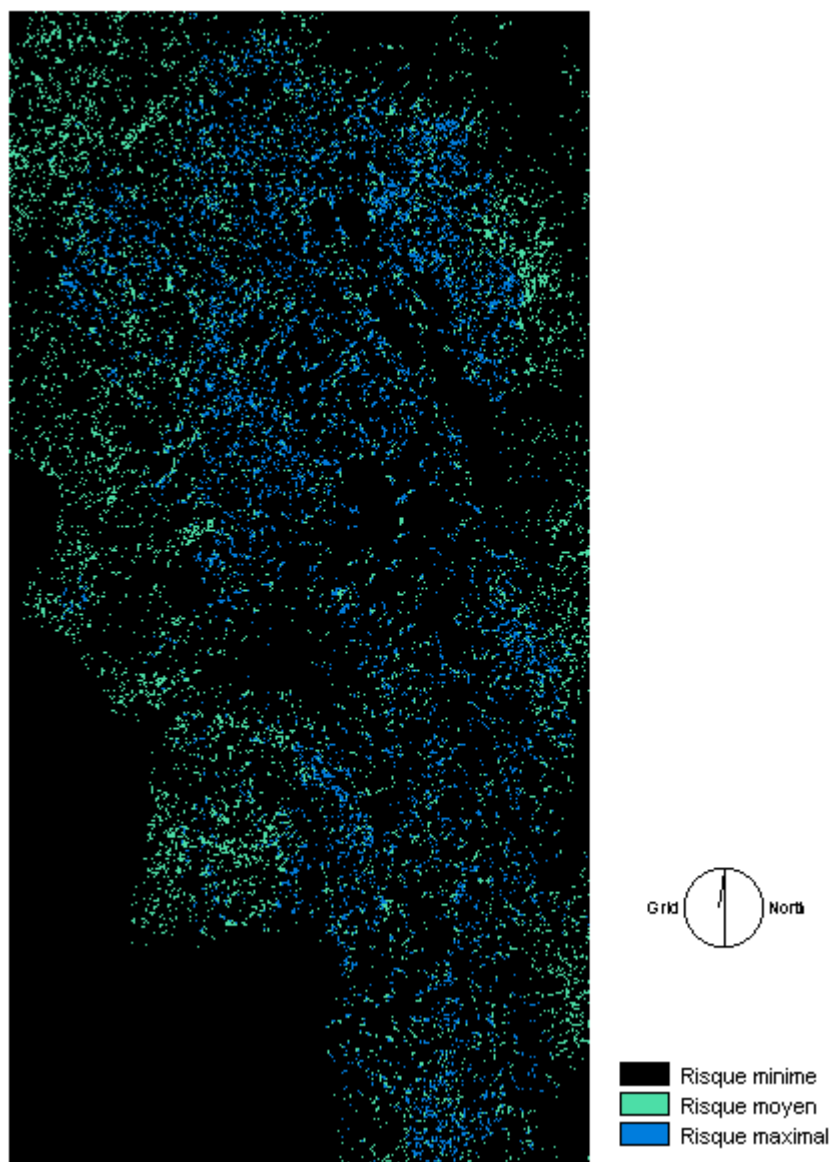


Figure 54 : carte des risques (classe 1) après defuzzification

Evaluation des risques pour la classe de pixels n°2

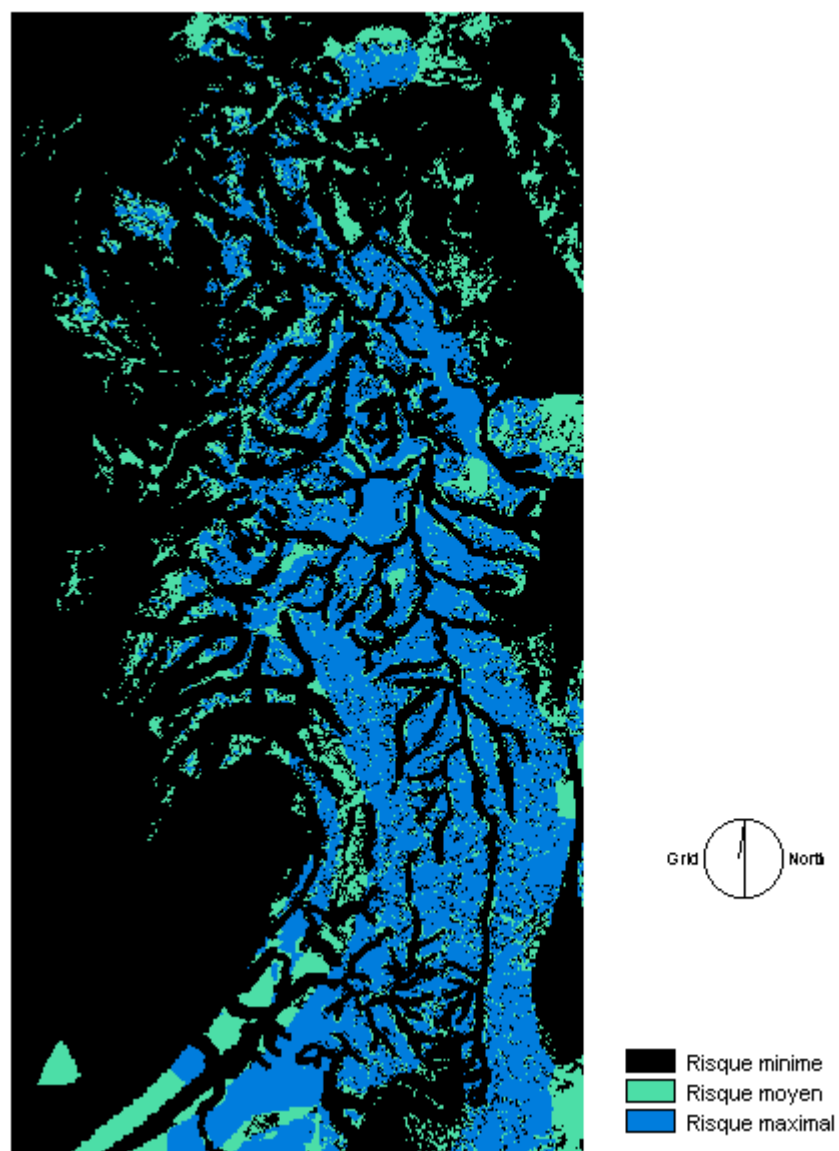


Figure 55 : carte des risques (classe 2) après defuzzification

Evaluation des risques pour la classe de pixels n°3

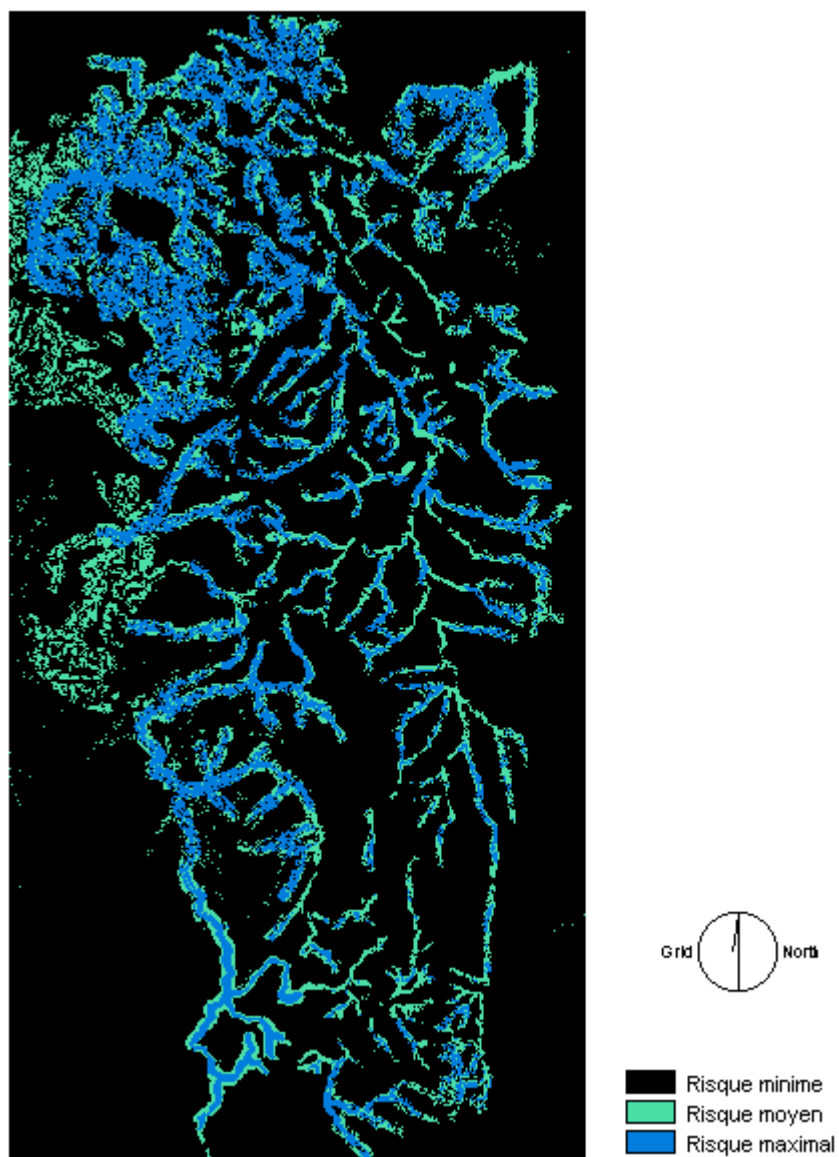


Figure 56 : carte des risques (classe 3) après defuzzification

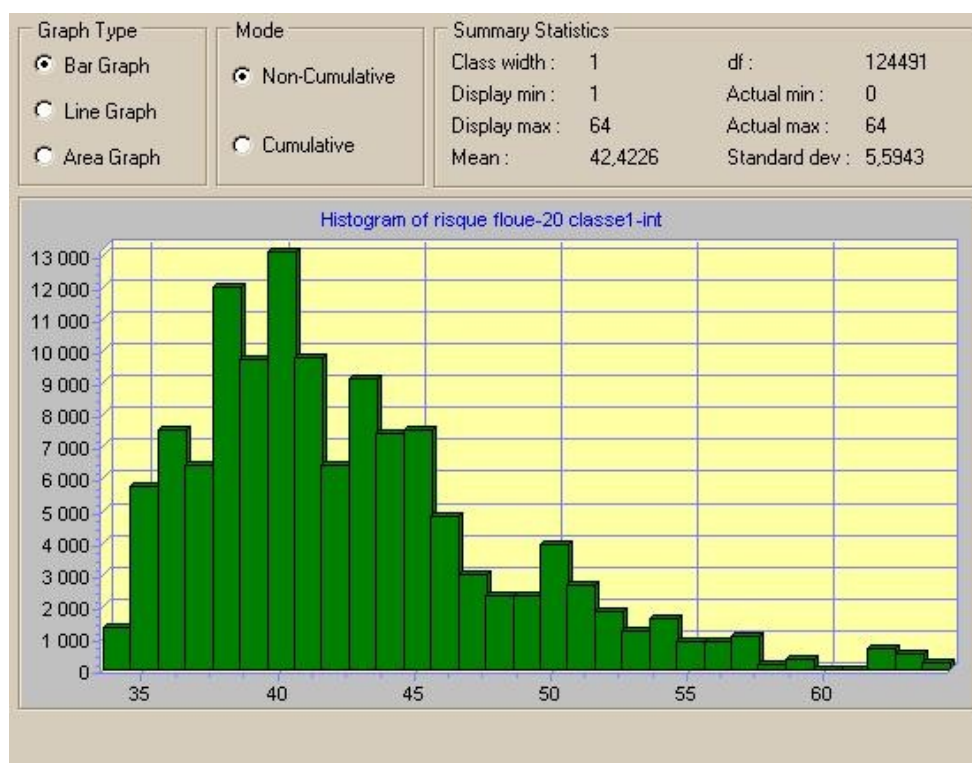


Figure 57 : Histogramme des fonctions d'appartenance des pixels au groupe de classe 1

	Classe pixels 1	Classe pixels 2	Classe pixels 3	Total
Risque niveau 0	88	860	507	1455
Risque niveau 1	84	0	0	84
Risque niveau 2	186	0	0	186
TOTAL	358	860	507	1725

Tableau II : matrice de confusion entre les parcelles « érosion » (< 20 pixels) et les niveaux de risque donnés par l'algorithme flou pour la classe 1.

	Classe pixels 1	Classe pixels 2	Classe pixels 3	Total
Risque niveau 0	333	96	504	933
Risque niveau 1	25	149	3	177
Risque niveau 2	0	615	0	615
TOTAL	358	860	507	1725

Tableau III : matrice de confusion entre les parcelles « érosion » (< 20 pixels) et les niveaux de risque donnés par l'algorithme flou pour la classe 2.

	Classe pixels 1	Classe pixels 2	Classe pixels 3	Total
Risque niveau 0	355	860	56	1271
Risque niveau 1	3	0	138	141
Risque niveau 2	0	0	313	313
TOTAL	358	860	507	1725

Tableau IV : matrice de confusion entre les parcelles « érosion » (< 20 pixels) et les niveaux de risque donnés par l'algorithme flou pour la classe 3.

Les 3 tableaux ci-dessus nous montrent que pour la classe de parcelles considérée, il y a bien prédominance des pixels supposés possédant un niveau de risque élevé ou moyen. Les pixels actuellement érodés (donc risque réel élevé) mais pourtant considérés par l'algorithme comme sans risque sont minoritaires: 88 sur 358 pour la classe 1, soit 24 %. Pour les 2 autres classes, ce taux est de 11 %.

Les pixels des classes de parcelles « lavaka » autres que celles prise en considération sont classés par l'algorithme comme ayant un risque de niveau 0. Ceci est une justification *a posteriori* de l'uniformité des 3 classes de parcelles qu'on a considéré.

17. HIÉRARCHISATION DES RISQUES D'ÉROSION HYDRIQUE DES SOLS PAR LES FRÉQUENCES DES « LAVAKA »

Cette méthode d'hierarchisation est basée sur les fréquences d'apparition relative des « lavaka ». L'idée de base est de supposer qu'un terrain sera sensible à l'érosion s'il présente des caractéristiques identiques ou semblables aux terrains où l'on trouve actuellement de l'érosion. On prendra les mêmes critères que ceux déjà décrits précédemment pour décrire les pixels. Le calcul de la fréquence relative permet de s'affranchir de l'« effet de masse » introduit par la répartition spatiale des facteurs.

Le texte qui suit est celui qui a été proposé pour publication à la revue « Télédétection » du Québec.

17.1. INTRODUCTION

Dans le contexte d'un pays de l'hémisphère sud, les données de base nécessaires à l'étude de son milieu sont le plus souvent incomplètes voire même inexistantes, particulièrement lorsqu'il s'agit de données à référence spatiale. Les seuls documents généralement disponibles sont les cartes topographiques à une échelle de 1 :50.000^e à 1 :100.000^e, voire plus petite, les cartes géologiques à même échelle, ainsi que quelques photographies aériennes souvent anciennes et éventuellement une image satellitale. Il est évident que dans ce contexte, l'application des modèles théoriques tels que ceux d'érosion actuellement disponibles pose alors quelques problèmes pratiques. Les utilisateurs sont souvent dans l'obligation soit de procéder à une extrapolation des valeurs des paramètres, soit de les estimer à partir des valeurs calibrées dans d'autres régions du monde mieux documentées. Cette démarche conduit évidemment à des résultats parfois hasardeux. Pour qu'une méthode puisse être réellement utilisée dans un pays où les équipements et données de base font défaut, elle doit pouvoir fonctionner avec un minimum de paramètres robustes.

A ces difficultés s'ajoute celles plus spécifiques concernant notre objet d'étude. Le « lavaka », qui est une forme particulière d'érosion des sols n'a jamais fait l'objet d'une modélisation théorique.

Les tentatives d'application des modèles de perte en terre existants n'ont pas donné de résultats probants pour le processus des « lavaka » (Rakotoson, 1990).

Aussi, est-il important de disposer d'un outil de modélisation qui puisse être utilisé pour orienter les actions de protection et d'aménagement des bassins versants concernés.

Le présent article propose une méthodologie permettant de hiérarchiser le niveau de l'aléa lié au risque d'érosion en lavaka. Cette approche se base sur les conditions observées d'apparition des figures d'érosion connues pour délimiter les zones à risque. La même approche a été utilisée pour la prédiction des glissements de terrain (Odajima et al., 1998 ; Cardinali et al., 2002 ; Saha et al., 2002).

Après une description succincte du phénomène d'érosion en lavaka, nous présenterons la zone d'application de la méthode, ainsi que les données utilisées. Nous décrirons ensuite la méthodologie élaborée. Enfin, nous présenterons les résultats obtenus et les discuterons.

17.2.DESCRPTION DE L'ÉROSION EN « LAVAKA »

Le terme « lavaka » signifie « trou » en langue malgache. La forme d'érosion en lavaka a été décrite par plusieurs auteurs (Riquier, 1954 ; Petit & Bourgeat, 1965 ; Bourgeat, 1970 ; ...). Cette érosion en lavaka se manifeste sur les sols de type ferralitique. Pour le cas de Madagascar, ce type de sol couvre plus de la moitié de la superficie de l'île (Riquier, 1966), comme illustré à la figure 1. Les figures d'érosion en lavaka sont surtout visibles sur les hautes terres centrales de Madagascar. Le lavaka est l'exagération de l'érosion en ravin, c'est un cirque ovoïde à parois verticales. Il peut aussi avoir une forme digitée plus ou moins ramifiée mais garde toujours des parois verticales. Sa forme particulière est due à la texture des argiles latéritiques. L'intérieur d'un lavaka est le plus souvent encombré des éboulis des terrains environnants qui s'y sont effondrés. Leur écoulement se fait généralement à travers un étroit goulot vers l'aval. Les parois verticales, sous l'effet de l'écoulement des eaux de pluie, cèdent petit à petit pour finir par s'effondrer (figure 2). A l'intérieur d'un lavaka, le profil est soit en V, soit en U. On peut parfois y trouver de la végétation, lorsque le lavaka se stabilise.

Randrianarison et al (2001) ont montré deux mécanismes de formation des lavaka. Un lavaka se forme généralement par les couches inférieures. L'eau pluviale pénètre dans le sol, enlève les matériaux les plus fins ou fait glisser les couches supérieures sur une couche-savon. Ensuite, il y a effondrement des couches supérieures quand les matériaux des couches profondes ont été emmenés. C'est en ce moment que le lavaka commence à prendre forme en surface. La progression des lavaka se fait par érosion rétrograde vers le haut.

17.3.ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude se trouve approximativement à une centaine de kilomètres au nord d'Antananarivo (Tananarive), la capitale de Madagascar (figure 1). Elle est localisée près du village de Beloha, commune de Sadabe. Elle est drainée par la rivière Sahasarotra qui coule du sud vers le nord. Le bassin versant a une superficie d'environ 19'327 ha.

L'altitude dans la région varie de 1000 m à 1700 m environ avec une répartition des altitudes autour des trois niveaux d'altération mentionnés par Bourgeat (1970). Le relief est formé majoritairement de collines en demi-orange, mais on observe parfois des pentes assez abruptes. Le substratum géologique de la région est constitué par des migmatite et des gneiss précambriens (Hottin, 1976). Ce socle est couvert d'un manteau d'altération (latérites) de 15 à 50 m d'épaisseur. Il n'affleure que rarement.

Morphologiquement, ce bassin versant peut être subdivisé en trois parties : la partie nord du bassin, de forme évasée, présente un relief relativement accidenté avec des pentes assez fortes et un nombre important de lavaka. Les abords du bassin sont toutefois formés de collines arrondies en demi-orange. Une bande étroite orientée NE-SO vers le deux-tiers méridional du bassin offre un relief formé de surfaces présentant des replats. On n'y observe pratiquement pas de lavaka. Et enfin, la partie sud du bassin, où la forme du relief est voisine de celle de la partie nord sans être aussi forte et avec une présence moindre de figures d'érosion.

Le climat est de type tropical d'altitude avec une alternance nette d'une saison sèche tempérée de mai à octobre et d'une saison plus froide et humide de novembre à avril. La pluviométrie annuelle est de 1200 à 1400 mm.

Quelques vestiges de forêt sont visibles dans la partie sud du bassin et dans le fond des vallées. Mais la plus grande partie du bassin versant est dominée par des pseudo-steppes.

17.4.INFLUENCE DES DIFFÉRENTS FACTEURS DE L'ALÉA

Rakotondraompiana et al. (2003) ont montré les différents facteurs naturels et anthropiques qui ont une influence sur le déclenchement de l'érosion. Le choix de ces facteurs est basé sur la répartition de leurs propriétés parmi les zones érodées. Un facteur qui a une forte influence sur l'érosion sera d'autant plus présent parmi les unités d'observation, les cellules, actuellement soumises à l'érosion. Par contre, un facteur dont l'effet sur l'érosion est négligeable (tel que la direction de la pente) verra une répartition aléatoire de ses valeurs. Ces résultats sont corroborés par les observations faites sur le terrain par différents spécialistes (géographes, géologues, forestiers,...) ayant travaillé dans le cadre d'un même projet de recherche (Randriamanga et al., 2003).

Les facteurs naturels jugés comme ayant une influence sur le déclenchement des érosions en lavaka sont :

- Le relief et ses paramètres dérivés : altitude, pente, courbure
- La distance au réseau hydrographique
- La nature géologique des roches
- Les facteurs anthropiques recensés sont :
 - La distance aux lieux d'habitation (villages)
 - La distance aux voies de communication

Les propriétés de chacun de ces facteurs ont été constituées en couches d'information géoréférencées dans un système d'information à référence spatiale en mode image.

L'idée maîtresse de cette méthode est de supposer que les zones actuellement érodées ou potentiellement à risque présentent des caractéristiques communes. S'il en est ainsi, il est alors possible, à partir des conditions physiques et environnementales des zones actuellement

soumises à l'érosion, de déduire l'ensemble des zones susceptibles de voir apparaître une nouvelle figure d'érosion dans le futur.

En ne considérant que la répartition des propriétés des facteurs parmi les zones érodées, l'évaluation de l'influence de chaque facteur peut être biaisée par la répartition de ces mêmes valeurs dans l'ensemble de la zone d'étude. Ainsi, un facteur peut présenter une fréquence importante dans l'ensemble des pixels érodés, non pas parce qu'il a une influence particulière dans le processus d'érosion, mais tout simplement parce que le facteur en question a une forte présence dans tout le bassin versant. Ainsi, au lieu de considérer simplement la répartition des propriétés de chaque facteur parmi les zones érodées, nous allons également prendre en compte la répartition des mêmes valeurs parmi les zones saines.

Si l'on désigne par $f_{e,i}$ la fréquence d'apparition d'une classe de valeurs du facteur i parmi les pixels érodés et par $f_{s,i}$ la fréquence d'apparition de cette même classe parmi les pixels actuellement sains, l'influence du facteur i sur le déclenchement des érosions est donnée par le rapport :

$$f_{r,i} = \frac{f_{e,i} - f_{s,i}}{f_{e,i}}$$

Plus le facteur est pertinent vis-à-vis au phénomène d'érosion en lavaka, plus ce rapport est grand. En effet, dans ce cas le facteur considéré apparaît beaucoup souvent parmi les pixels « érosion » que parmi les pixels « sains ». Ce rapport est nul pour un facteur dont la fréquence d'apparition est la même parmi les zones érodées et les zones saines. Ceci veut dire que ce facteur n'a aucune influence sur le phénomène d'érosion puisque qu'on le trouve partout avec la même fréquence. Par contre, un facteur qui présente une valeur négative de $f_{r,i}$ apparaît plus souvent parmi les pixels sains que parmi les zones érodées. Ce facteur sera considéré comme « défavorable » à l'érosion.

Cette fréquence relative $f_{r,i}$ traduit ainsi la pertinence du facteur qu'il représente par rapport au phénomène d'érosion des sols (fig. 4).

17.5.EVALUATION MULTICRITÈRE DE L'ALÉA

Méthode de la moyenne pondérée

Afin d'évaluer le potentiel à l'érosion de chaque pixel du bassin versant, on procède d'abord à la notation de l'influence de chacune des propriétés de chaque facteur selon la fréquence d'apparition de la classe de valeurs considérée. On donne la note minimale (zéro) à la classe dont la fréquence relative est la plus faible. La note maximale (ici, 255) est attribuée à la classe de valeurs présentant la fréquence relative la plus forte (fig. 5). Ensuite, chaque facteur doit être pondéré d'un coefficient compris entre 0 et 1. Ces coefficients traduisent l'importance relative qui leur est accordée dans le processus considéré. La somme de tous les coefficients doit être égale à 1. Différentes méthodes sont proposées pour évaluer ces coefficients. Nous avons adopté la méthode des comparaisons par paire (Saaty, 1977). Les facteurs sont comparés deux à deux et leur pondération relative est quantifiée sur une échelle allant de 1/9 (le premier facteur est extrêmement peu important par rapport au second) à 9 (le premier facteur est extrêmement important par rapport au second). On obtient ainsi une matrice de nombres positifs. Les coefficients de pondération effective des facteurs sont donnés par les valeurs propres de cette matrice.

Méthode de la moyenne pondérée ordonnée (OWA)

Cette première approche suppose la participation de tous les facteurs au phénomène étudié. Dans ce cas, un ou plusieurs facteurs peuvent obtenir des « bonnes notes », ce qui, dans notre cas, signifie qu'ils présentent des dispositions à l'érosion du sol, tandis que d'autres facteurs peuvent tendre plutôt vers la stabilité. Il y a alors une certaine compensation des « notes » et une dilution des phénomènes. Or, les observations sur le terrain nous suggèrent que le phénomène d'érosion ne suit pas vraiment ce raisonnement. On observe souvent, par exemple, de l'érosion en des endroits présentant des caractéristiques qui laissent à penser que le sol devrait y être plutôt stable (figure 3). L'érosion peut donc se déclencher à un endroit dès lors qu'un ou plusieurs facteurs y soient favorables. Il faut donc prendre en considération non pas l'ensemble des facteurs mais seulement ceux qui ont les plus fortes contributions au phénomène étudié. Ce qui revient, dans le modèle proposé, à affecter de nouveaux coefficients de pondération w_i aux facteurs (Collet, 1992).

Si $w_i = 1/n$ (pour tout i), on retrouve le cas précédent où tous les facteurs sont pris en compte. Cela suppose que l'aléa n'existe que lorsque tous les facteurs présentent des valeurs favorables à l'érosion. C'est une approche optimiste correspondant au ET logique. Par contre, l'approche prudente (ou pessimiste) consiste à décider que l'aléa existe dès qu'un seul des facteurs présente une valeur favorable à l'apparition de l'érosion. Dans ce cas, le premier facteur aura un coefficient

de pondération $w_i = 1$ et tous les autres seront affectés d'un coefficient w_i nul ($i = 2, \dots, n$). Ce mode de raisonnement correspond au OU logique. Les cas intermédiaires correspondent à un jeu de coefficients où seules les m premières valeurs sont différentes de zéro ($1 < m < n ; \sum_{i=1}^n w_i = 1$).

17.6. LES DONNÉES UTILISÉES

Nous disposons pour notre étude de documents cartographiques sur papier tels une carte topographique au 1:1000 000^e, une carte géologique au 1:1000 000^e, de photographies aériennes anciennes (années 1950) et d'une image satellitale LANDSAT ETM+ de l'année 1999. Ces données ont été décrites plus en détail par Randriamanga et al., 2003. La couche d'information « géologie » est obtenue par numérisation de la carte géologique. Le modèle numérique d'altitude (MNA) est obtenu par interpolation des courbes de niveau préalablement numérisées. Certaines parties de ces courbes de niveau ont été corrigées manuellement pour qu'elles reflètent au mieux la surface avant la formation des lavaka (Rakotondraompiana et al., 2003). D'autres couches d'information ont été dérivées de cette couche MNA : une couche « pente », une couche « courbure verticale » et une couche « courbure perpendiculaire ». Ces couches d'information en mode image produites ont une résolution de 30m.

La couche d'information « réseau hydrographique » est obtenue par numérisation des cours d'eau représentés sur la carte topographique complétés par une étude des photographies aériennes. Les villages ont été numérisés à partir de la carte topographique. Un contrôle sur le terrain a permis de placer des lieux d'habitation non représentés sur la carte. Il en est de même pour la constitution de la couche « voies de communication » (pistes et chemins). Enfin, une couche « lavaka » représentant les zones actuellement érodées est obtenue à partir de l'étude des photographies aériennes, de l'image satellitale et d'un contrôle sur le terrain (figure 4).

17.7. RÉSULTATS

A partir de notre connaissance sur le fonctionnement du processus des lavaka (voir par exemple Randriamanga et al., 2003), nous avons choisi de ne prendre en considération que les figures d'érosion de faible étendue. Dans un but préventif, il s'agit en effet d'identifier le début du processus de formation du lavaka. Ces figures d'érosion de petite taille sont donc celles qui

reflètent le mieux l'état du milieu au début de la formation du lavaka. Nous avons donc choisi une taille minimale de 20 pixels.

Les classes de valeurs ne sont pas uniformes. On s'est basé sur les observations de terrain et sur les connaissances exogènes dans le choix de ces classes. On sait par exemple que la répartition régionale des altitudes région est influencée par l'existence de trois niveaux d'altération (Bourgeat, 1970); quant à l'influence de la distance au réseau de pistes, on a remarqué que les paysans utilisent très peu les terrains situés à ± 500 m d'une piste ou chemin de peur des vols. Les limites des classes pour le distance par rapport aux villages sont conditionnées par les distances qu'un paysan parcourt pour aller aux champs.

A partir des différentes couches d'information précédemment décrites, nous avons dérivé une couche « distance par rapport au réseau hydrographique », une couche « distance par rapport aux lieux d'habitation », ainsi qu'une couche « distance par rapport aux voies de communication ». Elles rendent compte de l'éloignement par rapport, respectivement, aux cours d'eau, aux villages et aux pistes et chemins. La mise en relation de ces couches dérivées avec celle des zones érodées de taille inférieure à 20 pixels d'une part et avec celle des zones saines (non érodées) d'autre part permet de déduire l'effet de proximité par rapport à l'état d'érosion du terrain.

De la même façon, les différents croisements entre les couches « altitude », « pente », « courbure verticale », « courbure perpendiculaire » d'une part et les couches « zones érodées » et « zones saines » d'autre part débouchent sur la répartition des valeurs de chacun de ces facteurs à l'intérieur, respectivement des zones érodées et des zones saines.

La représentation de la distribution de ces valeurs dans les zones érodées et dans les zones saines est ensuite réalisée sous la forme d'histogrammes. De ces histogrammes, on calcule les fréquences relatives telles que mentionnées à la section 4. La figure 5 illustre, pour chacun de ces facteurs, la fréquence relative par tranche de valeurs, selon le classement présenté dans le tableau 1. Le potentiel à l'érosion (ou la note) de chaque pixel du bassin versant est calculé à partir de ces valeurs de fréquence. Cette note est calculée en prenant la valeur de fréquence la plus forte et la valeur la plus faible pour tous les facteurs. La note attribuée à chaque classe de valeurs est prise proportionnellement à l'échelle ainsi définie. C'est ainsi la même échelle de notation qui est utilisée pour évaluer l'influence des propriétés de chacun des facteurs.

La matrice permettant d'aboutir au calcul des coefficients de pondération par paire de facteurs a été établie après discussions entre les divers spécialistes ayant participé à cette étude (Cf. tableau 2). Les coefficients de pondération de chacun des facteurs, présentés dans le tableau 3, ont ensuite été déduits comme étant les valeurs propres de la matrice du tableau 2.

La figure 6 présente la distribution spatiale des scores de l'aléa produits par cette méthode de moyenne pondérée. Une forte valeur traduit une grande sensibilité du pixel considéré à l'érosion. A l'opposé, les pixels possédant des caractéristiques de faible sensibilité à l'érosion obtiennent une valeur faible.

L'approche alternative fait appel à la méthode de la pondération ordonnée des facteurs (OWA). Plusieurs combinaisons ont été testées. Nous avons retenu celle utilisant les deux facteurs les plus importants en leur affectant des coefficients respectifs de 0.8 et 0.2. La distribution de ces scores est illustrée à la figure 7.

17.8.DISCUSSIONS

L'approche par moyenne pondérée, qui est une approche optimiste en ce sens qu'elle n'accepte le risque que si toutes les conditions sont réunies, produit une carte des aléas qui est assez loin des observations et connaissances de terrain. L'érosion n'attend pas que tous les facteurs lui soient favorables pour apparaître. Ce résultat illustre aussi la limite des méthodes d'évaluation dites par agrégation totale (Schärli, 1985). En effet, le principal grief à l'encontre de ce genre de méthode est la compensation qui s'opère entre les influences des différents facteurs. Une « mauvaise note » dans un facteur peut être compensée par une « bonne note » dans un ou plusieurs autres, ce qui produira une dilution qui peut ne correspondre à aucune situation réelle.

L'approche OWA produit des résultats nettement plus satisfaisants. Ainsi, la zone située au nord du bassin versant, où l'on observe une forte concentration de lavaka, est effectivement classée comme zone à fort aléa ; de même, la bande de terrain orientée SO-NE au centre sud du bassin versant, située dans une zone où l'érosion est pratiquement absente, est prédite comme étant une zone sans risque. La combinaison de facteurs utilisée ici est assez proche du cas « pessimiste »

produit par la méthode du OU logique. Les conditions réelles de terrain sont donc assez proches de ce cas. Un ou deux facteurs présentant des conditions favorables à l'érosion peuvent suffire à entraîner la formation d'une figure d'érosion à un endroit donné, même si tous les autres facteurs indiquent une certaine stabilité.

La méthode présentée ici peut être utilisée pour orienter les travaux de protection ou d'aménagement d'un bassin versant. Elle offre l'avantage de ne dépendre d'aucun modèle théorique d'érosion, de ne faire appel qu'à des paramètres facilement disponibles et enfin de ne baser ses prédictions qu'à partir des données des figures d'érosion actuelle.

Cet article est une contribution du projet de recherche sur « les géorisques dans la région de Sadabe, Madagascar ». Ce projet a bénéficié d'un financement de l'association des universités francophones (AUF), programme ARP « géorisques », que nous tenons à remercier vivement.

17.9.RÉFÉRENCES

Bourgeat, F (1970) : Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar. Thèse de l'université de Strasbourg, France.

Cardinali, M. ; Reichenbach, P. ; Guzzetti, F.; Ardizzone, F.; Antonini, G.; Galli, M.; Cacciano, M.; Castellani, M. ;Salvati, P. (2002) : A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, central Italy. Natural Hazards and Earth System Sciences. n° 2, p. 57-72.

Collet, C. (1992) : Systèmes d'information géographique en mode image. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne (PPUR), Suisse, p. 139-162.

Eastman, R. (1993). Idrisi version 4.0 et 4.1, un SIG en mode image. Traduction française des manuels IDRISI par C. Collet. Publication du CRIF, 1995, (R. Caloz, C. Collet eds), EPFL, Lausanne, Suisse, 634 p.

Hottin, G. (1976): Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. Bull. BRGM, section IV, vol. 2, p. 117-153.

Odajima, T.; Tsuchida, S.; Yamaguchi, Y; Kamai, T.; Siagian, Y.; Sugalang (1998): GIS and remote sensing based analysis of landslide in Cianjur, West Java, Indonesia. Proceeding of the International Symposium on Application of Remote Sensing and GIS to Disaster Reduction, p. 185-190.

Rakotoson, E. (1990) : Modèles d'érosion pour l'aménagement de bassin versant. Cas du bassin versant de Menaloha. Mémoire de fin d'études, École supérieure polytechnique d'Antananarivo, Université d'Antananarivo, 80 p.

Rakotondraompiana, S. ; Randrianarison T. ; Collet C. (2003) :Caractérisation des zones d'érosion hydrique à partir des paramètres géomorphométriques : cas d'un bassin versant des hautes terres de Madagascar. Télédétection, vol. 3, n° 1, p. 59-67.

Randriamanga, S.; Collet, C.; Rakotondraompiana, S.; Randrianarison, L., T. (2003): Etude par télédétection des géorisques dans la région d'Anjozorobe, Madagascar. Télédétection, vol. 3 n° 2,3,4.

Randrianarison, L. T., Rakotondraompiana, S.; Raharijaona, L. J.; Razafy Fara, L. Rakotoniaina, S.; Ratovo, H. M.; Andriamanantsoa, E, Randriamanga, S. (2001): Deux mécanismes d'érosion des sols dans les hautes terres de Madagascar: approche par les méthodes géophysique et géotechnique. Actes des Journées de la recherche, Mahajanga 30-31 octobre 2001. Ministère de l'enseignement supérieur (Madagascar).

Riquier, J. (1954) : Etude sur les lavaka. Mémoires de l'Institut de Madagascar. Série D, tome VI, p. 169-189.

Saaty (1977) : A scaling method for priorities in hierarchical structures. J. Math. Psychology, 15, pp 234-281.

Saha, A. K.; Gupta, R. P. ; Arora, M K. (2002) : GIS-based landslide hazard zonation in the Bhagirathi (ganga) valley, Himalayas. Int. Jour. Remote Sensing. Vol. 23, n° 2, p. 357-369.

Schärlig, A. (1985) : Décider sur plusieurs critères. Panorama de l'aide à la décision multicritère. Presses polytechniques et universitaires romandes (PPUR), Lausanne, Suisse, 304 p.

Figures et tableaux

	Classe 1		Classe 2		Classe 3		Classe 4		Classe 5		Unit é
	Limit e inf.	Limit e sup.	Limit e inf.	Limit e sup.	Limit e inf.	Limit e sup.	Limit e inf.	Limit e sup.	Limit e inf.	Limit e sup.	
Altitude	min	1250	1250	1450	1450	1650	max	-	-	-	m
Pente	min	10	10	20	20	30	30	max	-	-	degré
Courbure horizontale	min	-0.05	-0.05	-0.02	-0.02	0	0	max	-	-	m/m ²
Courbure verticale	min	0	0	0.02	0.02	0.05	0.05	max	-	-	m/m ²
Dist. réseau hydrographique	min	50	50	100	100	200	200	max	-	-	m
Dist. Routes	min	100	100	500	500	1000	1000	max	-	-	m
Dist. Villages	min	500	500	1500	1500	2500	2500	max	-	-	m
Géologie	Granite porphyroïde		Granite filonien		Migmatite		Gneiss		Granite migmatitique		

Tableau 1 : Limites de chaque classe de valeurs pour les 8 facteurs considérés dans l'évaluation
Table 1 : Limit values of each class for the 8 factors used in the evaluation process

	Altitude	pente	Courbure horizontale	Courbure verticale	Géologie	Distance à l'hydrographie	Distance aux routes	Distance aux villages
Altitude	1							
Pente	4	1						
Courbure horizontale	7	3	1					
Courbure verticale	7	3	1	1				
Géologie	7	7	2	2	1			
Dist. à l'hydrographie	7	3	2	2	1/2	1		
Dist. aux routes	9	3	2	2	1/2	1/2	1	
Dist. aux villages	9	3	2	2	1/2	1/2	1	1

Tableau 2 : Matrice d'évaluation de l'importance relative des paires de facteurs. L'échelle de l'évaluation varie de 1/9 à 9

Table 2 : Evaluation matrix of the relative importance of pairs of factors. Values can vary from 1/9 to 9.

Facteur	Coefficient t
Altitude	0.0186
Pente	0.0463
Courbure horizontale	0.1008
Courbure verticale	0.1008
Géologie	0.2497
Distance à l'hydrographie	0.1896
Distance aux routes	0.1472
Distance aux villages	0.1472

Tableau 3 : Coefficients de pondération à appliquer aux facteurs dans l'approche par la moyenne pondérée. Ces coefficients sont obtenus à partir de la matrice du tableau 2.

Table 3: Weighting coefficients for the averaging approach calculated from values in table 2.



Figure1 : Carte des sols ferralitiques de Madagascar (d'après Riquier, 1954)

Figure1 : Map of ferrallitic soils in Madagascar (after Riquier, 1954)

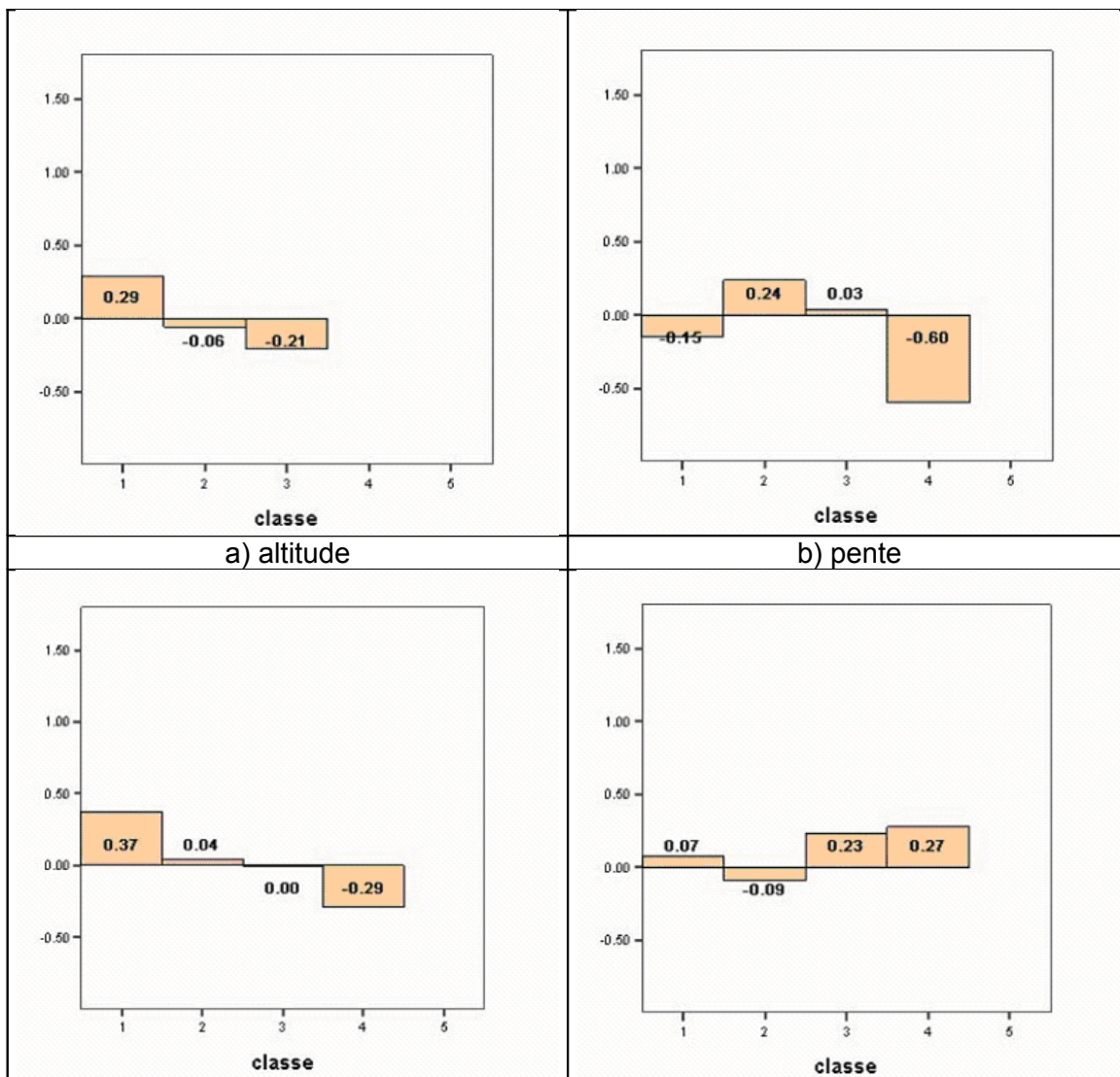


Figure 2 : Paysages typiques de lavaka
Figure 2 : Typical lavaka's landscapes



Figure 3 : Exemple d'une figure d'érosion apparaissant à un endroit boisé, peu pentu et sans courbure.

Figure 3 : An example of soil erosion appearing in a wooded area with low slope and no curvature.



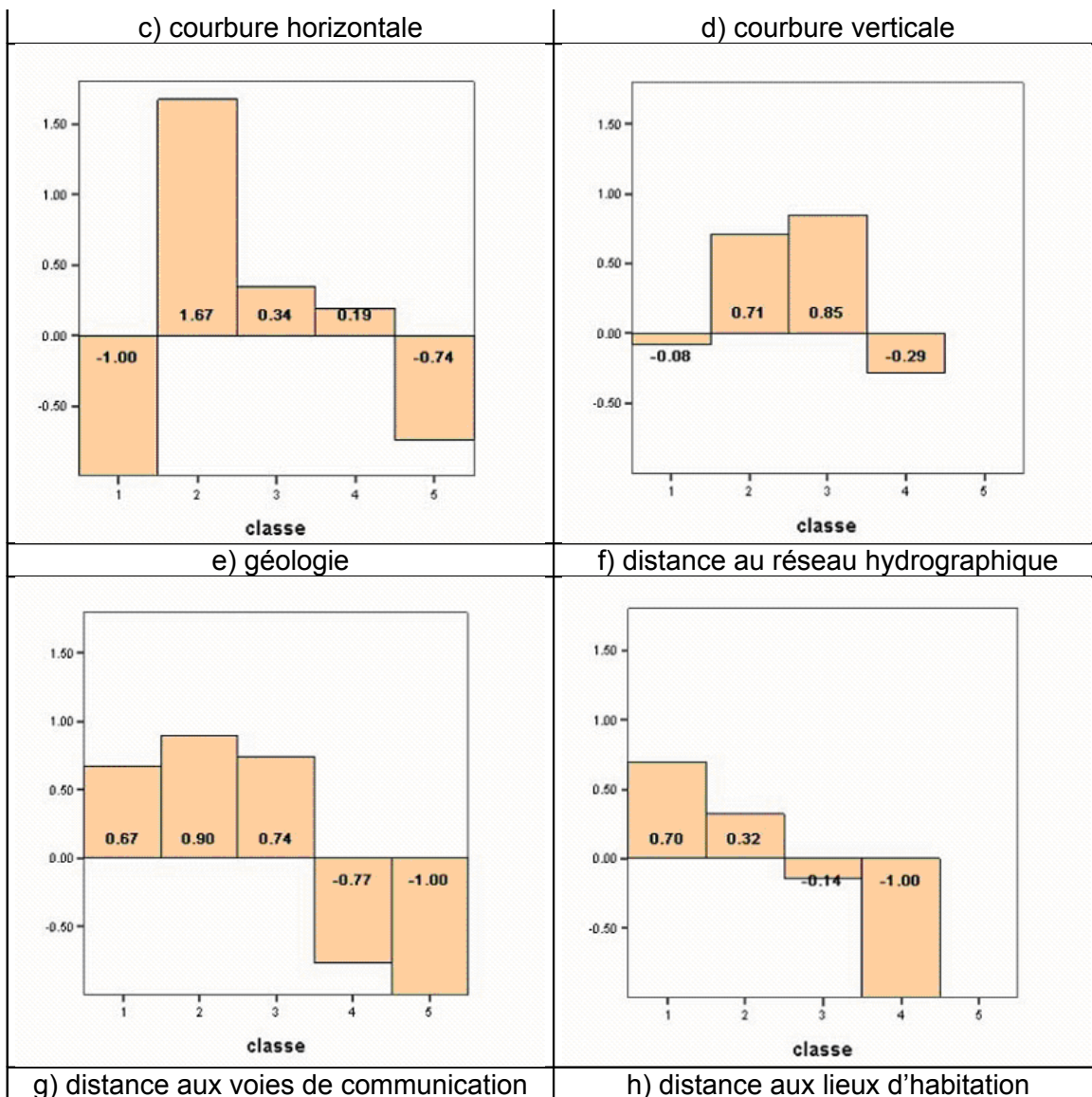
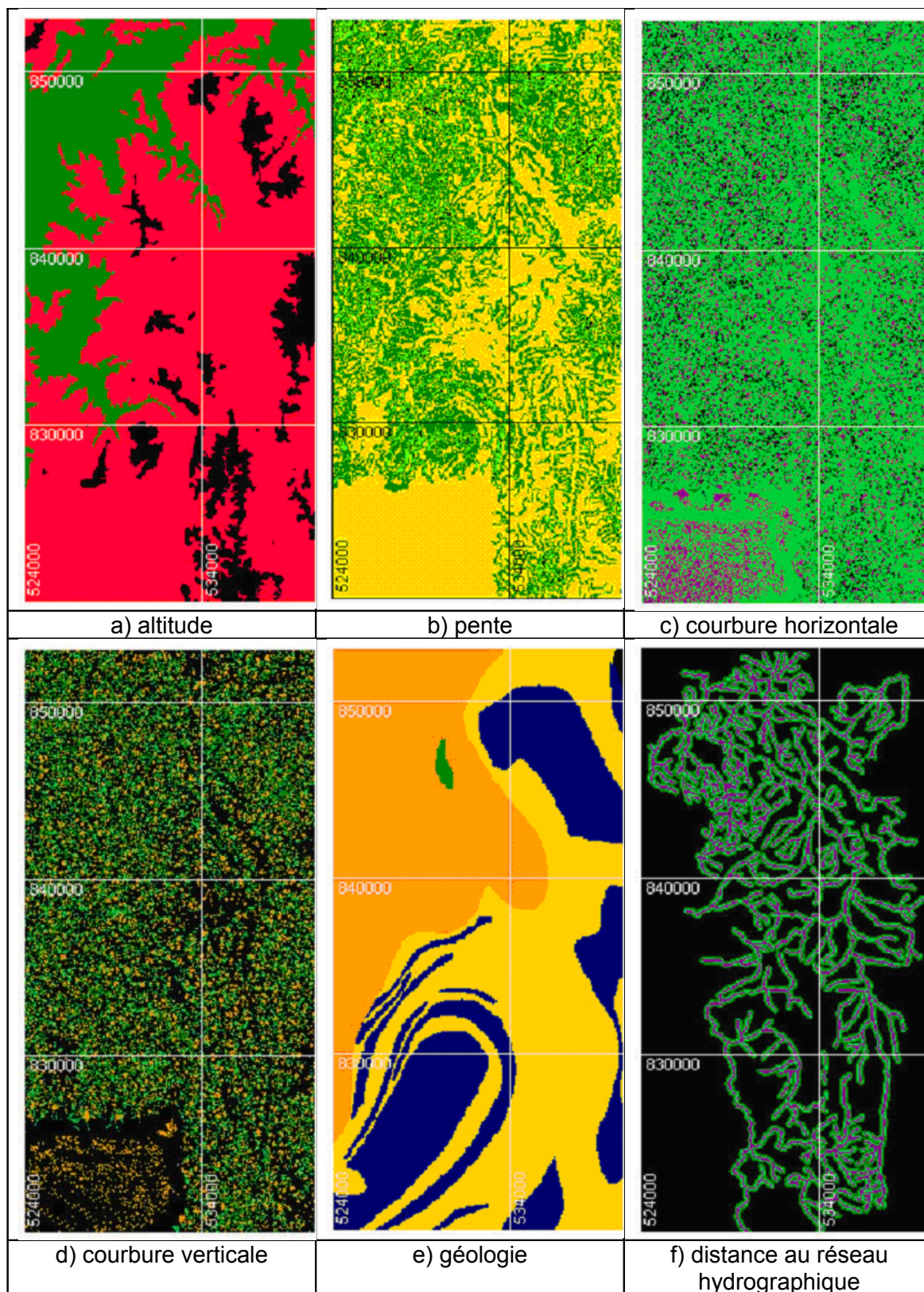


Figure 4 : Fréquence relative des classes de valeurs de chaque facteur : a) altitude, b) pente, c) courbure horizontale, d) courbure verticale, e) géologie, f) distance au réseau hydrographique, g) distance aux voies de communication, h) distance aux lieux d'habitation

Figure 4 : Relative frequency of class values for each factor : a) elevation, b) slope, c) horizontal curvature, d) vertical curvature, e) geology, f) distance from hydrographical network, g) distance from roads, h) distances from villages



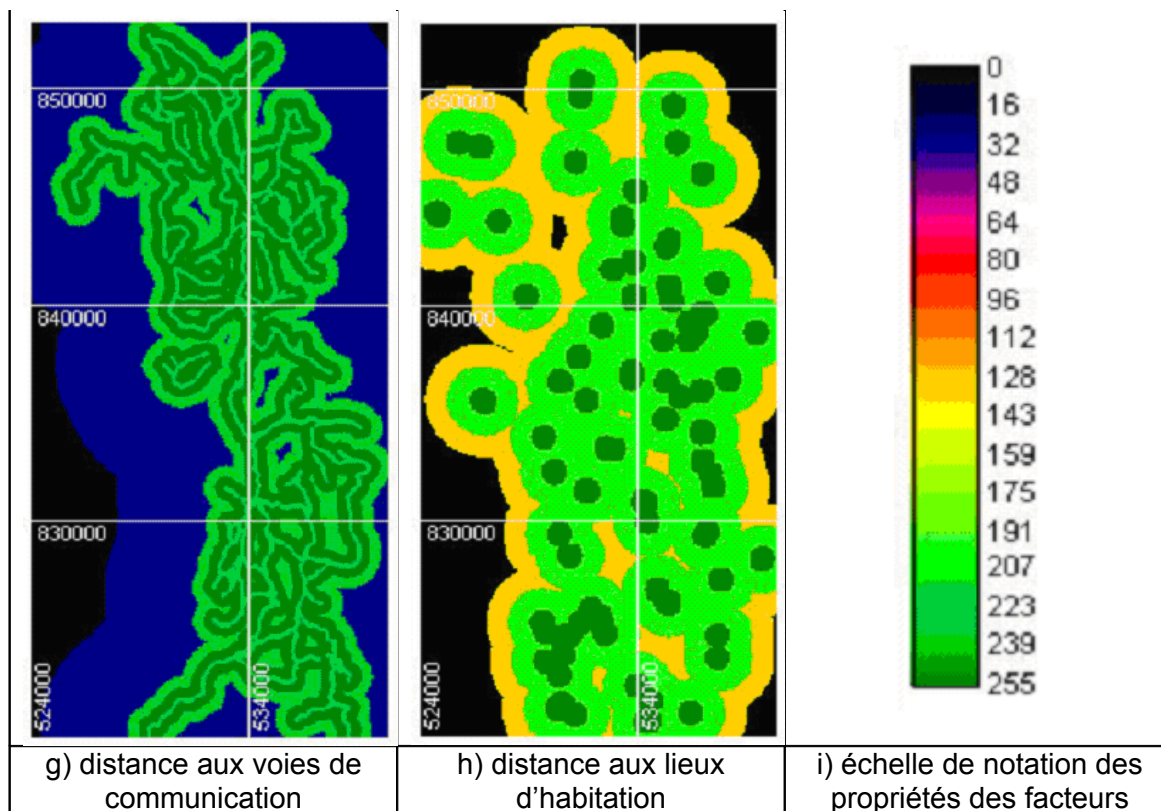


Figure 5 : Cartes de la répartition des notes de chaque facteur dans le bassin versant : a) altitude, b) pente, c) courbure horizontale, d) courbure verticale, e) géologie, f) distance au réseau hydrographique, g) distance aux voies de communication, h) distance aux lieux d'habitation, i) échelle de notation commune aux huit facteurs.

Figure 5 : Maps of grade for each factor in the study area : a) elevation, b) slope, c) horizontal curvature, d) vertical curvature, e) geology, f) distance from hydrographical network, g) distance from roads, h) distances from villages, I) common grade scale for the eight factors.

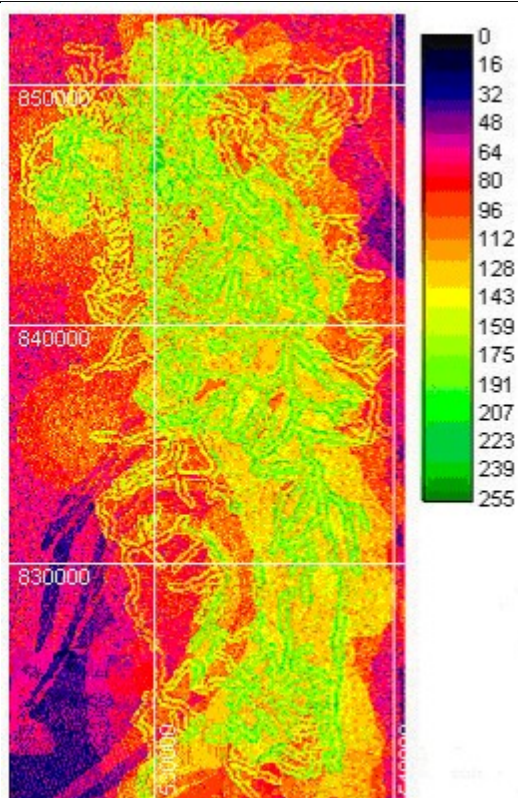


Figure 6 : Estimation de l'aléa du bassin versant par la méthode de la moyenne pondérée (approche optimiste).
Figure 6 : Estimation of hazard in the watershed based on the weighted average method (optimistic approach)

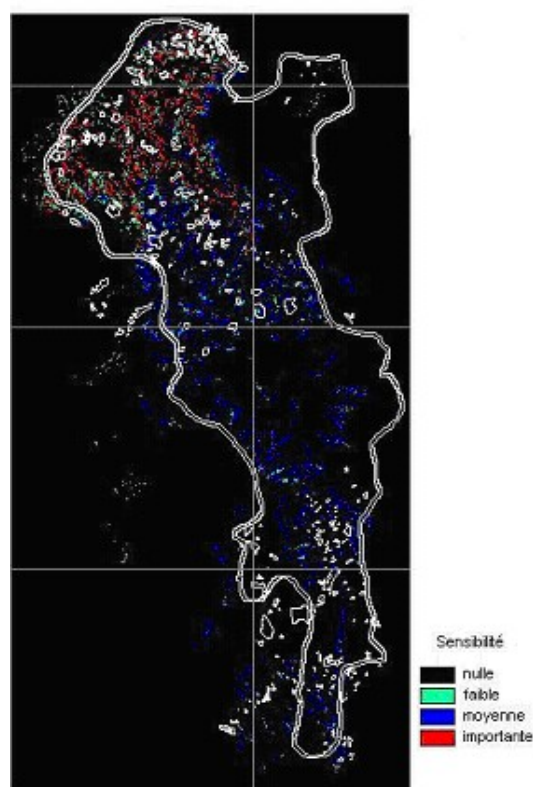


Figure 7 : Estimation de l'aléa du bassin versant par la méthode de pondération ordonnée des facteurs. Les scores sont regroupés en quatre classes de sensibilité. Les « lavaka » répertoriés sont tracés en blanc. La limite du bassin versant est tracée en double trait.
Figure 7 : Hazard estimation using OWA approach. Hazard scores are grouped into four levels (black: no risk; green: low level; blue: medium level; red: high level). Known "lavakas" are drawn in white. Limit of watershed is drawn in bold line.

18. CONCLUSIONS

Dans cette partie nous avons démontré en détail le fonctionnement d'une érosion en « lavaka ». Deux mécanismes différents ont pu être mis en évidence par l'utilisation des méthodes géophysiques en combinaison avec des analyses de sols. La connaissance de ces mécanismes permet de mieux cibler les zones où il est plus important de mener des actions de protection.

Des méthodes d'évaluation multicritère ont été adaptées et appliquées pour faire le zonage des risques liés à l'érosion hydrique des sols par les « lavaka ». Les résultats obtenus sont en accord avec les observations faites sur le terrain et également avec la répartition spatiale actuelle des « lavaka ». Elles donnent également des résultats comparables avec ceux issus d'une prédiction statistique. Ces méthodes peuvent donc être utilisées pour des applications très pratiques telles l'aménagement d'un bassin versant, la programmation d'une campagne de reboisement, etc. Par rapport aux autres méthodes de prédiction d'érosion, ces approches ont l'avantage de ne dépendre d'aucune hypothèse sur le fonctionnement de l'érosion et sur les paramètres utilisés. Elles se basent essentiellement sur les paramètres observés des zones actuellement sous érosion. Cette manière de voir est actuellement assez répandue et a été utilisée avec succès pour la prédiction et le zonage des glissements de terrain.

Ce travail montre les intérêts que l'on peut tirer d'un système d'information géographique dont les finalités ne consistent pas seulement à sortir des cartes mais également à faire des modélisations et à faire des prédictions.

19. BIBLIOGRAPHIE

Cette partie « Bibliographie » regroupe toutes les références utilisées dans cette thèse qu'elles concernent la géodynamique interne ou la géodynamique externe.

Andriamampianina, N. (1988) : Contribution à l'étude de la dynamique et de la stabilisation des lavaka à partir de quelques exemples

Mémoire maîtrise géographie, Unité d'enseignement et de recherche de géographie, Université de Madagascar, 197 p.

Ardisson, M-H; Albouy, Y.; Risser, V.; Zhe, X. S. (1997) : Prospection électrique pour l'étude de glissement de terrain dans la région volcanique du Pichincha (Equateur)

Colloque GEOFCAN: Géophysique des sols et des formations superficielles. 11-12 septembre 1997, Bondy, France. BRGM, INRA, ORSTOM, UPMC

Arthaud, F. ; Grillot, J.C ; Raunet, M. (1989) : Mise en évidence d'une néotectonique en distension N-S à Madagascar (Hauts-Plateaux)

Comptes Rendus à l'Académie des Sciences. Paris, séries II, 309, pp. 125-128.

Arthaud, F. ; Grillot, J.C ; Raunet, M. (1990) : La tectonique cassante de Madagascar : son incidence sur la géomorphologie et les écoulements

Canadian Journal Earth Sciences, 27, p. 1394-1407

Bailly, C, Malvos, C. et Smith, M. (1976) : Etude de la susceptibilité des sols à l'érosion des sols de Madagascar.

Centre de coopération internationale en recherche agronomique pour le développement, 58 p.

Bertil, D. (1996) : Sismicité instrumentale et hypothèses sur les réactivations tectoniques récentes. *Actes des journées scientifiques sur le rifting malgache. Académie malgache, Antananarivo (Madagascar), p 11-18.*

Bésairie, H. (1972) : géologie de Madagascar. I : les terrains sédimentaires.
Annales Géologiques de Madagascar 35, 463 p.

Bésairie, H. (1973) : Précis de géologie malgache.
Service Géologiques de Madagascar, Antananarivo, Madagascar.

Bezdeck, J., C. (1994): Fuzzy models – What are they and why ?
in Fuzzy Logic Technology and Applications. Marks II, R. (editor).
IEEE Technology update series.

Bourgeat, F (1970) : Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar.
Thèse de l'université de Strasbourg, France.

Bourgeat, F. ; Aubert, G. (1972) : Les sols ferralitiques à Madagascar.
Madagascar revue de géographie. 20, janvier-juin, p. 1-23.

Bourgeat, F.; Randriamboavonjy, J. C.; Sourdat, M. (1995) : Les unités pédomorphologiques à Madagascar. Les facteurs de pédogenèse. Potentialités et contraintes régionales.
Revue Akon'ny Ala, bulletin du département des eaux et forêts de l'ESSA, n° 17, p. 40-48.

Cardinali, M. ; Reichenbach, P. ; Guzzetti, F.; Ardizzone, F.; Antonini, G.; Galli, M.; Cacciano, M.; Castellani, M. ;Salvati, P. (2002) : A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, central Italy
Natural Hazards and Earth System Sciences. n° 2, p. 57-72.

Cannon, R., L. ; Dave, J., V. ; Bezdeck, J., C. ; Trivedi, M., M. (1984): Efficient implementation of the fuzzy c-means clustering algorithms

IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intelligence PAMI-8 (2) : 248-255.

Chorowicz, J. (1989) : Transfer and transform fault zones in continental rifts : examples in the afro-Arabian rift system. Implications of the crust breaking.

J. Afr. Earth Sci., vol. 8, no 1-2, pp. 271-282.

Chorowicz, J. (1990): Dynamics of the different basin-types in the East African Rift.

J. Afr. Earth Sci., vol. 10, no 1-2, pp. 217-227.

Chorowicz, J. (1990) : The role of ancient structure in the genesis and evolution of the East African Rift

Bull. Soc. Géol. France, t. 163, n° 3, p. 217-227

Chorowicz, J.; Le Fournier, J.; Vidal, G. (1987) : A model for rift development in eastern Africa

Tectonophysics, 191, p. 55-73

Chorowicz, J.; Sorlien, C. (1992): Oblique extensional tectonics in Malawi, Africa.

Geol. Soc. Am. Bull., vol. 104, pp. 1015-1023.

Chung, C., F.; Fabbri, A. G. (1999): Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping

Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 65, n° 12:1389-1399.

Coffin, M; Rabinowictz, P. D. (1988): Evolution of the conjugate east African-Madagascar margins and the western Somali Basin.

Geol. Soc. America Special Paper 226, 78 p.

Collet, C. (1992) : Systèmes d'information géographique en mode image.

Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne (PPUR), Suisse, p. 139-162.

Collins, A ; Fitzsimons, I. ; Hulscher, B. ; Razakamanana, T. (2003): Structure of the eastern margin of the East African orogen in central Madagascar.

Precambrian research, 2315. p. 1-23.

Collins, A. ; Kröner, A. ; Razakamanana, Th. ; Windley, B. (2001) : A strand of the Mozambique Ocean suture in East Madagascar

in Tectonics Special Research Centre Annual Report 2001. p. 46-47.

Depraetère, C. (1993) : Modèles numériques de terrain.

Communication personnelle.

Daly, M. C.; Chorowicz, J.; Fairhead, D. (1989) : Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. *in inversion tectonics, Cooper & Williams (Eds)*

Geol. Soc. Special publications n° 44, p. 309-334

De Wit, M. (2003): Madagascar: heads it's a continent, tails it's an island.

Ann. Rev. Earth Planet. Sci. n° 31, p. 213-248.

De Wit, M. ; Bowring, S. ; Ashwal, L. ; Randrianasolo, L. ; Morel, P. ; Rabeloso, R. (2001) : Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies

Tectonics, vol. 20, n° 1, p. 1-45.

Diament, M. (1987) : Réponses mécaniques et thermiques de la lithosphère. Applications à la géodynamique

Thèse Université Paris-Sud, Orsay (France)

Dorman, L. M ; Lewis, B. t. R. (1970) : Experimental isostasy : I, theory of the determination of Earth's isostatic response function

J. Geophysical Research , 75, p. 3357-3365

Dyment, J. (1991) : Structure et evolution de la lithosphère océanique dans l'océan indien : apport des données magnétiques

Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg (France). 374 p.

Eastman, R. (1993). Idrisi version 4.0 et 4.1, un SIG en mode image.

Traduction française des manuels IDRISI par C. Collet. Publication du CRIF, 1995, (R. Caloz & C. Collet, eds), EPFL, Lausanne, Suisse, 634 p

Embleton, B. ; McElhinny, M. W. (1975) : the paleoposition of Madagascar : paleomagnetic evidence from the Isalo Group

Earth and Planetary Science Letters, 27, p. 329-341

Fairhead, J. D. (1979) : A gravity link between the domally uplifted Cainozoic volcanic centres of North Africa and its similarity to the East African rift anomaly

Earth Planetary Science Letters, 42, p. 109-113

Fairhead, J. D. (1980) : The structure of the cross cutting volcanic chain of northern Tanzania and its relation to the East African rift system

Tectonophysics, 65, p. 193-208

Forsyth, D. W. (1985) : subsurface loading and estimates of flexural rigidity of continental lithosphere

J. Geophysical Research , 90, p. 12623-12632

Foucault, A. & Raoult, J-F (1988): Dictionnaire de géologie

Masson, 3eme édition. 352 p.

Fournou, J-P (1994) : inversion des données téléseismiques et gravimétriques, sismicité et structure crustale des Hautes Terres de Madagascar.

Thèse , Vol. 1, Université Aix-Marseille (France)

Fournou, J-P ; Roussel, J (1991) : Mise en évidence par inversion de données téléseismiques d'une zone de faiblesse crustale dans la région centrale de Madagascar.

Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, Série II, 312, p. 1147-1153

Fournou, J-P ; Roussel, J (1993) : Topographie du Moho sous les Hautes Terres de Madagascar déduite de l'inversion de données gravimétriques.

Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, Série II, 316, p. 69-75

Fraseri, A.; Kapillani, L. ; Dhima, F. (1998) : Geophysical landslide investigation and prediction in the hydrotechnical works

Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 1, n° 3, p. 38-43.

Gupta, R. P.; Joshi, B. C. ; (1990) : Landslide hazard zoning using the GIS approach. A case study from the Ramganga catchment, Hymalayas

Engineering Geology, Vol. 28, p. 119-131.

Gaussen, H. (1964) Géographie des plantes.

Armand Colin, Paris, 223 p.

Hervieu, J. (1975): Evolution du milieu naturel en Afrique et à Madagascar. L'interprétation paléoclimatique du quaternaire. Essai de synthèse. I : faits d'observation régionaux.

ORSTOM, Paris, Initiation et Documents techniques n° 26 ; 170 p.

Hottin, G. (1976): Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar.

Bull. BRGM, section IV, vol. 2, p. 117-153.

Inoue, H.(1986) : A least square smooth fitting for irregularly spaced data : finite element approach using cubic B-spline basis

Geophysics, 51.

Kröner, A.; Hegner, E.; Collins, A.; Windley, B.; Brewer, T; Razakamanana, T.; Pidgeon, R. (2000): Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics

Journal of sciences. Vol. 300. p. 251-288.

Kutina, J. (1972) : La tectonique de madagascar et son rôle dans le métallogénie et l'exploration minérale.

Rapport Service Géologique de Madagascar, Antananarivo (Madagascar). 42 p.

Lambiase (1991) :

Laville, E. ; Piqué, A. ; Plaziat, J. C. ; Gioan, P. ; Rakotomalala, R. ; Ravololonirina, Y. ; Tidahy, E. (1996) : Le fosse du lac Alaotra, témoin de l'extension crustale E-W récente et actuelle à Madagascar

Actes des journées scientifiques sur le rifting malgache. Académie malgache, Antananarivo (Madagascar), p 123-136

Martelat, J-M (1998) : Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar.

Thèse univ. Blaise Pascal, Clérmont-Ferrand II (France).

Mercier, J. ; Vergely, P. (1991) : Tectonique

Dunod, Paris.

Nicollet, C. (1988) : Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Arguments en faveur d'une extension lithosphérique

Thèse Université Clérmont-Ferrand (France)

Lesquer, A. ; Bourmatte, A. ; Dautria, J. M. (1988) : deep structure of the Hoggar domal uplift (central Sahara, South Algeria) from gravity, thermal and petrological data

Tectonophysics, 152, p. 71-87

Odajima, T.; Tsuchida, S.; Yamaguchi, Y; Kamai, T.; Siagian, Y.; Sugalang (1998): GIS and remote sensing based analysis of landslide in Cianjur, West Java, Indonesia

Proceeding of the International Symposium on Application of Remote Sensing and GIS to Disaster Reduction. p. 185-190.

Petit, M. ; Bourgeat, F. (1965) : Les lavaka malgaches : un agent naturel d'évolution des versants.

Bulletin de l'Association des géographes Français, n° 332-333, p. 29-33.

Pimentel, David, Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, Blair,R., (1995) : Environmental and economic costs of soil erosion and conservation.

Science 267,p. 1117-1123.

Pike, R. (1988) : The geometric signature : quantifying landslide terrain types for DEMs

Mathematical Geology, Vol. 5, n°206, p.491-511.

Piqué, A. ; Bardintzeff, J-M. ; Bellon, H. ; Bignot, G. ; Brousse, R. ; Chrowicz, J. ; Chotin, P. ; Gioan, P. ; Laville, E. ; Plaziat, J.C. ; Rahaingoarivony, G. H. ; Rakotondraompiana, S. ; Rakotondrazafy, R. ; Rasamimanana, G. ; Razafindrazaka, Y. ; Regnault, J.M. ; Thouin, C. (1996) : Le rifting malgache dans le cadre de l'évolution géologique du Gondwana.

Actes Journées Scientifiques Rifting Malgache. Académie malgache, Antananarivo (Madagascar), p. 145-164

Piqué, A. ; Laville, E. ; Chrowicz, J. ; Chotin, P. ; Rakotondraompiana, S. ; Thouin, C. (1999) : L'extension à Madagascar du Néogène à l'Actuel : arguments structuraux et géophysiques
Journal African Earth Sciences, 28, 4, p. 975-983

Piqué, A. ; Thouin, C.; Bardintzeff, J-M. ; Bignot, G. ; Brousse, R. ; Chrowicz, J. ; Chotin, P. ; Gioan, P. ; Rakotondraompiana, S. ; Rakotondrazafy, R. ; Rasamimanana, G. ; Razafindrazaka, Y. ; Laville (1993) : Madagascar, un rift naissant ?
Réunion Société Géologique de France (résumé), Paris (France)

Poesen, J. W. A. & Bryan, R. B. (1989) : Influence de la longueur de pente sur le ruissellement : rôle de la formation de rigoles et de croûtes de sédimentation.
Cahiers ORSTOM. Série pédologie. Vol. XXV, n° 1-2, p. 71-80.

Raillard, S. (1990) : Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fracture associées à la chaîne de Davies et à la ride du Mozambique.
Thèse, univ. Paris-6, 268 p.

Rajaomazava, F. (1991): Etude de la subsidence du bassin sédimentaire de Morondava (Madagascar) dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge est-africaine.
Thèse univ. Montpellier II (France), 204 p.

Rakotoson, E. (1990) : Modèles d'érosion pour l'aménagement de bassin versant. Cas du bassin versant de Menaloha.
Mémoire de fin d'études, École supérieure polytechnique d'Antananarivo, Université d'Antananarivo, 80 p.

Rakotondrainibe (1977) : Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar.

Rakotondraompiana, S.(1998): Ensemble flou et raisonnement approximatif.

Madagéo, n° 1.

Rakotondraompiana, S. ; Piqué, A. ; Albouy, Y. (1999) : Nouvelle interprétation de la lithosphère de Madagascar à partir des données gravimétriques

J. Afr. Earth Sciences, vol. 28, n° 4, p. 961-973

Rakotondraompiana, S. ; Rabemanana, V. (1996) : Le rifting Karroo : apport de la télédétection et de la gravimétrie.

Actes Journées Scientifiques Rifting Malgache, p. 47-55. Académie malgache, Antananarivo (Madagascar)

Rakotondraompiana, S. ; Randrianarison T. ; Collet C. (2003) :Caractérisation des zones d'érosion hydrique à partir des paramètres géomorphométriques : cas d'un bassin versant des hautes terres de Madagascar. Télédétection, vol. 3, n° 1, p. 59-67.

Randriamanga, S.; Collet, C.; Rakotondraompiana, S.; Randrianarison, L., T. (2003): Etude par télédétection des géorisques dans la région d'Anjozorobe, Madagascar.

Télédétection, vol. 3, n° 2-3-4, p. 131-149.

Randrianarison, L., Tahina (2001): Apport de la géophysique et de la géomatique à l'étude et à la prédiction des zones à risque d'érosion dans le bassin de Sahasarotra, Anjozorobe

Mémoire de DEA, faculté des sciences, IOGA. Université d'Antannarivo.

Randrianarison, L. T., Rakotondraompiana, S.; Raharijaona, L. J.; Razafy Fara, L. Rakotoniaina, S.; Ratovo, H. M.; Andriamanantsoa, E, Randriamanga, S. (2001): Deux mécanismes d'érosion des sols dans les hautes terres de Madagascar: approche par les méthodes géophysique et géotechnique.

Actes des Journées de la recherche, Mahajanga 30-31 octobre 2001. Ministère de l'enseignement supérieur.

Rantoanina, M. (1966) Géologie et prospection au 1 : 100 000^e des feuilles Ambohimanga, Ambatomena (PQ46). Ministère des mines, Antananarivo, Madagascar.

Service géologique (1965) Carte géologique feuille Q-46. Ministère de l'énergie et des mines, Antananarivo, Madagascar, 1 : 100 000.

Rambeloson, R. ; Yoshida, M. ; Ramasiarinoro, V.; Le Duc, L.; Ralison, B. (2003) : Tha central granites-gneiss-migmatites belt (CGGMB) of Madagascar : the eastern Neoproterozoic suture of the east african orogen.

Gondwana Research, vol. 6, n°4. p. 641-651

Rambolamanan, G. (1999) : Topography of the Moho under the central region of Madagascar
International Center for Theoretical Physics (ICTP), Trieste (Italy)

Rasamimanana, G. ; Thouin, C.; Bardintzeff, J-M. ; Bignot, G. ; Brousse, R. ; Chrowicz, J. ; Chotin, P. ; Gioan, P. ; Plaziat, J.C. ; Rakotondraompiana, S. ; Razafindrazaka, Y. ; Laville, E. ; Piqué, A. (1994) : Les critères pétrologiques du rifting malgache

Réunion Sciences de la Terre, Nancy (France)

Razafimbelo, E. (1987) : Le bassin de Morondava (Madagascar). Synthèse géologique et structurale.

Thèse univ. Louis Pasteur, Strasbourg (France), 189 p.

Razafindrazaka, G.; Daly, L.; Pozzi, J.P; Black, R. (1976): Position de Madagascar dans le Gondwana à partir de l'étude magnétique des formations du Karroo.

Comptes Rendus à l'Académie des Sciences. Paris, séries II, 232, pp. 17-20.

Regnault, J. M. (1996) : Modèle structural du socle précambrien malgache dans le cadre de la tectonique des plaques

Actes Journées Scientifiques Rifting Malgache. Académie malgache, Antananarivo (Madagascar), p. 2-10.

Riquier, J. (1954) : Etude sur les lavaka.

Mémoires de l'Institut de Madagascar. Série D, tome VI, p. 169-189

Robain, H.; Camerlynck, Ch; Guérin, R.; Ribolzi, O. (1999): Applications de la méthode électrique multi-électrodes à l'étude des relations entre organisations surfaciques et internes des sols sahéliens (Burkina Faso)

Pangea n° 31/32, Juin/Décembre, p.40 –42.

Roose, E. (1981) : Conservation des sols et développement.

C.R. 3eme Assises Internationales de l'Environnement, Paris. Vol. 2, p. 55-89.

Roose, E. ; Sarrailh, J-M (1989) : Erodibilité de quelques sols tropicaux. Vingt années de mesure en parcelles d'érosion sous pluies naturelles.

Cahier ORSTOM, série pédologie. Vol. XXV, n° 1-2, p. 7-30

Saaty (1977) : A scaling method for priorities in hierarchical structures.

J. Math. Psychology, 15, pp 234-281.

Saha, A. K.; Gupta, R. P. ; Arora, M K. (2002) : GIS-based landslide hazard zonation in the Bhagirathi (ganga) valley, Himalayas

Int. Jour. Remote Sensing. Vol. 23, n° 2. p. 357-369

Salomon, J. N. (1987) : Le Sud-Ouest de Madagascar

Thèse Université Aix-Marseille, 998 p.

Saïd, M. ; Rakotondraompiana, S. (2001) : Les impacts de l'érosion hydrique des sols sur l'environnement physique et humain. Cas de la région d'Alasora, Antananarivo

Rapport interne, Formation spécialisée en étude d'impact environnemental. Ecole Supérieure Polytechnique d'Antananarivo (ESPA) & Université de l'Océan Indien (UOI). Antananarivo (Madagascar)

Ségoufin, J. ; Patriat, P. (1981) : reconstruction de l'Océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar

Bull. Soc. Géol. France, 23, p. 603-607.

Schärlig, A. (1985) : Décider sur plusieurs critères. Panorama de l'aide à la décision multicritère. *Presses polytechniques et universitaires romandes (PPUR), Lausanne, Suisse, 304 p.*

Shih, F. Y.; Chen, G., P. (1994); Classification of Landsat remote sensing images by a fuzzy unsupervised algorithm

Information sciences, 1: 97-116.

Sylvester, A. G. (1988) : Strike-slip faults

Geol. Society of America Bull., vol. 100, p. 1666-1703

Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E.; Keys, D. A. (1983): Applied geophysics.

Cambridge university press, 860 pages.

Wang, F. (1990): Fuzzy supervised classification of remote sensing images

IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing 28 (2): 194-201.

Wernicke, B. (1981): Low-angle normal fault in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen.

Nature 291, 603-607

Wischmeier W.H. and Smith D.D. (1960): An universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning.

Proc. 7th Inter. Congress Soil Science Soc. Vol. 1: 418-425.

Zadeh, L. (1965): Fuzzy sets.

Information and control, vol. 8 : 338-353.

La géodynamique de la partie centrale de Madagascar.

Thèse d'Etat es Sciences Physiques présentée par Rakotondraompiana Solofo Andriamanantsoa

Résumé

Cette thèse se divise en deux parties : la première se rapporte aux études sur le phénomène de séparation de Madagascar avec l'Afrique, la formation du bassin de Morondava et la structure géologique profonde des Hautes Terres Centrales (HTC) de Madagascar; tandis que la seconde partie concerne l'étude des phénomènes de formation des « lavaka » et les méthodes de délimitation des zones d'apparition probable des « lavaka ».

Du traitement et de l'interprétation des données géophysiques, tectoniques et des images spatiales, il est proposé un mécanisme de la formation du bassin sédimentaire de Morondava et la topographie du toit du socle sous le Karroo. Ce qui infirme les études certaines antérieures et confirme les modèles géologiques récents. Une explication est également donnée quant à la forme particulière du réseau hydrographique de ce bassin de l'Ouest malgache.

Le modèle géophysique sur la structure de la lithosphère dans le centre de Madagascar est confirmé. Il permet de relier les résultats obtenus par d'autres spécialistes. Il s'intègre bien dans les modèles géologiques récents sur Madagascar.

L'érosion des sols dans les HTC est essentiellement due au phénomène « lavaka ». Aucun modèle de « lavaka » n'est disponible sur le moment. Notre objectif est de proposer, non pas un modèle formel, mais une méthode de délimitation des zones à risque. Auparavant, des prospections géophysiques sur des figures particulières de « lavaka » ont permis de proposer deux mécanismes différents de formation de « lavaka ».

Ensuite, une méthode est proposée pour détecter les facteurs ayant une influence sur le phénomène. Enfin, deux méthodes de délimitation des zones à risque sont proposées. Elles sont basées sur les ressemblances entre les zones déjà soumises à l'érosion et celles qui sont potentiellement à risque.

Mots clés : *Lithosphère, asthénosphère, bassin sédimentaire, sol, érosion, lavaka, prédiction*

Abstract

This thesis has two parts: the first one concerns the deep structure of crust and mantle under the central region of Madagascar and its implications to the structure of Morondava sedimentary basin. The second part is dedicated to soil erosion in the central region of Madagascar.

From the interpretation of geophysical data, tectonic data and satellite images, a model of the mechanism of Morondava basin is proposed. This model is not in conformity with ancient model of this basin but with new models proposed by other geoscientists. An explanation is also given about the special pattern of hydrological network on the Karroo sub basin.

We also give a model of the deep geological structure under Central HighLand of Madagascar.

The objective of the second part is to propose new methods of erosion hazard zoning. The most important erosion type in this area is "lavaka" erosion. Any formal model of "lavaka" exists. Before proposing methods for zoning erosion hazard, we did geophysical prospecting inside some erosion patterns. It allows us to give two mechanical models for "lavaka" during its beginning phase. This phase is the most important when willing to forecast the phenomenon. The two methods of zoning proposed are based on the principle that potentially eroded areas must have some resemblances with eroded areas.

Keywords : *Lithosphere, asthenosphere, sedimentary basin, soil, erosion, lavaka, forecasting*

Directeurs de recherche : Prof. RATSIMBAZAFY J. B.(université d'Antananarivo), COLLET Claude (université de Fribourg, Suisse)