



UNIVERSITE D'ANTANANARIVO  
DOMAINE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES  
MENTION PHYSIQUE ET APPLICATION



MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLÔME  
MASTER EN PHYSIQUE ET APPLICATION

Parcours: **PHYSIQUE DU GLOBE**

Spécialité: **GPS Séismologie**

*intitulé:*

**EVALUATION DE LA TECTONIQUE ACTIVE DE LA PARTIE  
CENTRALE-SUD DE MADAGASCAR: REGION IHOROMBE,  
DISTRICT D'IHOSY**

*Présenté par*

***RAJAOALISON Herimitsinjo Liantsoa Dinah Mamy Arthur***

*devant la commission d'examen composée de:*

<b><u>Président</u></b>	: Monsieur RATSIMBAZAFY Jean Bruno	Professeur Titulaire
<b><u>Rapporteurs</u></b>	: Monsieur RAMBOLAMANANA Gérard Madame STAMPS Dorothy Sarah	Professeur Titulaire Docteur
<b><u>Examineur</u></b>	: Monsieur RAKOTONDRAOMPIANA Solofo	Professeur

Ankatso, le 10 Novembre 2015



**Laboratoire de Sismologie et Infrasons**





UNIVERSITE D'ANTANANARIVO  
DOMAINE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES  
MENTION PHYSIQUE ET APPLICATION



MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME  
MASTER EN PHYSIQUE ET APPLICATION

Parcours: **PHYSIQUE DU GLOBE**

Spécialité: **GPS Séismologie**

*intitulé:*

**EVALUATION DE LA TECTONIQUE ACTIVE DE LA PARTIE  
CENTRALE-SUD DE MADAGASCAR: REGION IHOROMBE,  
DISTRICT D'IHOSY**

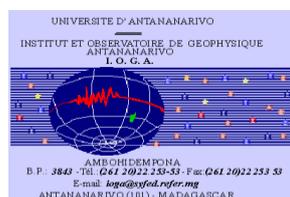
*Présenté le 10 Novembre 2015 par*



***RAJAOALISON Herimitsinjo Liantsoa Dinah Mamy Arthur***

*devant la commission d'examen composée de:*

<b><u>Président</u></b>	: Monsieur RATSIMBAZAFY Jean Bruno	Professeur Titulaire
<b><u>Rapporteurs</u></b>	: Monsieur RAMBOLAMANANA Gérard	Professeur Titulaire
	Madame STAMPS Dorothy Sarah	Docteur
<b><u>Examineur</u></b>	: Monsieur RAKOTONDRAOMPIANA Solofo	Professeur



**Laboratoire de Sismologie et Infrasons**

## DEDICACE

*Pour les piliers de ma vie: Dieu tout puissant, mes parents, mes sœurs et mon frère. Sans vous tous, ma vie est incomplète.*

*Je ne sais pas où est-ce que la vie m'emmène mais marché avec Vous Mon Dieu, je n'ai pas du souci.*

*Mes parents, vous m'avez donné plus, merci pour votre confiance et croyance en moi, et vos enseignements que je n'oublierai jamais.*

*Mes sœurs et mon frère, pour ses supports et encouragements appréciés.*

## REMERCIEMENTS

En préambule de ce mémoire, je souhaite adresser ici tous mes vifs remerciements aux personnes qui m'ont apporté leur aide de près ou de loin et qui ont ainsi contribué à l'élaboration de ce mémoire, tout particulièrement aux personnes citées ci après:

- Monsieur RAMANOELINA Armand René Panja, en tant que Président de l'Université d'Antananarivo.
- Monsieur RAHERIMANDIMBY Marson, Doyen de la Faculté des Sciences, de m'avoir accepté en tant qu'étudiant dans cette faculté.
- Monsieur RAKOTONDRAMANANA Hery Tiana, Chef de Département de Physique d'avoir accepté la présentation de ce mémoire.
- Monsieur RAMBOLAMANANA Gérard, Professeur et Directeur de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo, Responsable du Laboratoire de Sismologie et Infrasons (L.S.I) pour m'accepter l'un de ses étudiants dans son laboratoire et de me donner l'opportunité d'être le membre du groupe GPS. Je lui remercie aussi pour m'accepter de faire mon stage sous sa direction au L.S.I. Je suis très heureux d'avoir l'opportunité d'élargir ma carrière en géophysique dans son laboratoire et j'apprécie beaucoup ses conseils et ses aides.
- Monsieur RATSIMBAZAFY Jean Bruno, Professeur et Chercheur au Laboratoire de Géophysique Appliqués (L.G.A), d'avoir accepté d'être président de jury pour ma présentation et mettre ce travail sous ses responsabilités.
- Monsieur RAKOTONDRAOMPIANA Solofo, Professeur et Chercheur au Laboratoire de Géophysique de l'Environnement et de la Télédétection (L.G.E.T), d'avoir accepté d'être examinateur de ma présentation et de mettre ce travail sous ses responsabilités.
- J'aimerais aussi exprimer ma profonde gratitude à Madame STAMPS Dorothy Sarah, PhD, Professeur Assistante au Virginia Tech, Département des Géosciences, d'être partie des membres de rapporteur et excellente enseignante. Ses encouragements constantes, supports, sympathies, amitiés, aides et ses suggestions mettre ce travail complet.
- Ces remerciements seraient incomplets sans ceux adressés à toutes les personelles de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo, à tous mes collègues de ma promotion et mes amis de laboratoire particulièrement RAJAONARISON Tahiry qui m'aide beaucoup en toutes circonstances, merci infiniment.
- Je n'oublie pas bien sûr ma famille qui n'a pas cessé de me soutenir moralement et matériellement. Merci à tous, merci pour tout.

## **SOMMAIRE**

**LISTES DES FIGURES**

**LISTE DES TABLEAUX**

**LISTE DES ABREVIATIONS**

**1 Introduction**

**2 Rappels théoriques**

**3 Zone d'Etude**

**4 Méthodologie**

**5 Résultats**

**6 Discussions et interprétations**

**7 Conclusions**

**8 Références bibliographiques**

**TABLE DES MATIERES**

## LISTES DES FIGURES

<i>Figure 1: Les différents types de frontière des plaques lithosphériques.</i> .....	4
<i>Figure 2: Les trois types de frontière des plaques lithosphériques.</i> .....	4
<i>Figure 3: A formation d'un rift vallée, B Rift sur l'Afrique Orientale.</i> .....	7
<i>Figure 4: Horsts, graben et half-grabens.</i> .....	7
<i>Figure 5: A facette triangulaire, B escarpement d'une faille normale.</i> .....	8
<i>Figure 6: A Zone de subduction Cascadia, B La ceinture de pli de Zagros de l'Iran.</i> .....	9
<i>Figure 7: Graph of surface uplift produced by El Asnam EQ en 1980.</i> .....	9
<i>Figure 8: Forme du terrain associé à la faille de décrochement.</i> .....	10
<i>Figure 9: Les types de faille. A faille normale ; B faille inverse ; C faille de décrochement.</i> .....	11
<i>Figure 10: Les mécanismes au foyer et leurs géométries de failles correspondantes. [Shearer, 1999].</i> .....	12
<i>Figure 11: Les types de faille et leur géométrie selon Anderson.</i> .....	13
<i>Figure 12: Wrench fault [after SIBSON, 1990].</i> .....	14
<i>Figure 13: Les caractéristiques du séisme.</i> .....	15
<i>Figure 14: Le modèle du rebond élastique.</i> .....	16
<i>Figure 15: Couches en superposition.</i> .....	18
<i>Figure 16: Roche d'inclusion.</i> .....	18
<i>Figure 17: Coupe d'une structure.</i> .....	19
<i>Figure 18: A) Reconstitution paléogéographique du Rodinia à 750 Ma (Dalziel, 1997). B) Reconstitution paléogéographique du Gondwana à ~500 Ma (Piper, 2000).</i> .....	24
<i>Figure 19: Reconstitution paléogéographique de la bordure Ouest du supercontinent Rodinia composée de Madagascar, Inde, Seychelles, Australie et Est Antarctique à ~750 Ma.</i> .....	25
<i>Figure 20: Modèle Numérique de Terrain de l'océan Indien montrant la localisation de Madagascar et des autres localités ou structures tectoniques cités dans le texte. [Source: Goncalves, P. 2002] .....</i>	28
<i>Figure 21: Carte géologique simplifiée de Madagascar montrant les 5 grands ensembles lithologiques et structurales du socle Précambrien et les traits structuraux majeurs (Bésairie, 1964; Martelat, 1998).</i> .....	29
<i>Figure 22: Carte tectonique du Sud de Madagascar. Les trajectoires de foliations soulignent un réseau de zones de cisaillement (en gris foncé, ZC) de différentes tailles qui s'anastomosent.</i> .....	31
<i>Figure 23: Localisation de la zone d'étude.</i> .....	33
<i>Figure 24: Les différents types de sols dans la région d'Ihorombe.</i> .....	34
<i>Figure 25: Carte de géologie de la région d'Ihorombe. [Source: PGRM, 2012].</i> .....	36
<i>Figure 26: Arc Néo-Protérozoïque.</i> .....	41

<i>Figure 27: Extrait de la Carte Géomorphologique de la Région d'Ihorombe et de Betroka. ....</i>	<i>42</i>
<i>Figure 28: Répartition des stations sismiques : A Les Stations Sismiques Malagasy ; B Les stations sismiques du PASSCAL Project. ....</i>	<i>45</i>
<i>Figure 29: Géologie de la partie entre la latitude -23°, -22° et la longitude 45°, 46°.....</i>	<i>46</i>
<i>Figure 30: Les caractéristiques structurales de la zone d'étude où a) représente les failles, b) représente les dykes magmatiques et c) représente les zones de cisaillement. ....</i>	<i>48</i>
<i>Figure 31: Relation entre la direction du strike et les contraintes principales. Les flèches en jaune indiquent l'extension et les rouges indiquent les contraintes principales maximales compressives; les demi-droites en noire ce sont les failles et le vert c'est le dyke.....</i>	<i>50</i>
<i>Figure 32: La topographie à haute résolution de la région d'Ihorombe. ....</i>	<i>51</i>
<i>Figure 33: Les failles et dykes âgées Quaternaires dans la région d'Ihorombe. ....</i>	<i>52</i>
<i>Figure 34: La Géomorphologie d'une structure (faille). ....</i>	<i>53</i>
<i>Figure 35: Les modèles de drainage dans notre zone d'étude.....</i>	<i>53</i>
<i>Figure 36: La répartition des contraintes dans la région d'Ihorombe; .....</i>	<i>54</i>
<i>Figure 37: Les courbes de la vitesse du déplacement.....</i>	<i>55</i>
<i>Figure 38: Les profils topographiques.....</i>	<i>55</i>
<i>Figure 39: La carte de sismicité de la région d'Ihorombe. ....</i>	<i>56</i>
<i>Figure 40: La carte géologique et la topographie de la région d'Ihorombe.....</i>	<i>57</i>
<i>Figure 41: La carte géologique et les formations jeunes dans la région d'Ihorombe. ....</i>	<i>58</i>
<i>Figure 42: L'escarpement d'une faille normale.....</i>	<i>59</i>
<i>Figure 43: Uplift créé par une faille normale. ....</i>	<i>60</i>
<i>Figure 44: L'extension dans la région d'Ihorombe. Les flèches en jaunes représentent l'extension. ...</i>	<i>61</i>
<i>Figure 45: Le système de Horst et Graben dans le district d'Ihosy. ....</i>	<i>62</i>
<i>Figure 46: Le mécanisme au foyer de la partie Centrale Sud de Madagascar (Barimalala, 2015). ....</i>	<i>63</i>
<i>Figure 47: Deux failles près d'AMBI.....</i>	<i>64</i>

## LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1: Les Types du modèle de drainage.</i> .....	22
<i>Tableau 2: Superficie de la zone d'étude [Source: FTM 2001].</i> .....	33
<i>Tableau 3: Les âges de la formation cristalline de Madagascar.</i> .....	37
<i>Tableau 4: Les âges de la formation sédimentaire et volcanique de Madagascar.</i> .....	37
<i>Tableau 5: Age et nom des roches entre la latitude -23°, -22° et la longitude 45°, 46°.</i> .....	47
<i>Tableau 6: La vitesse estime à AMBI à partir de ces deux failles (n°1 et n°2).</i> .....	64

## LISTE DES ABREVIATIONS

<b>EARS:</b>	<b>East African Rift System</b>
<b>EON:</b>	<b>EONOTHEM</b>
<b>ERA:</b>	<b>ERATHEM</b>
<b>FTM:</b>	<b>Foiben-Taosarintanin'i Madagasikara</b>
<b>GMT:</b>	<b>Generic Mapping Tools</b>
<b>GPS:</b>	<b>Global Positioning System</b>
<b>IOGA:</b>	<b>Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo</b>
<b>IRIS:</b>	<b>Incorporated Research Institutions for Seismology</b>
<b>LC:</b>	<b>Lithosphère Continentale</b>
<b>LO:</b>	<b>Lithosphère Océanique</b>
<b>MPa:</b>	<b>Mega Pascal</b>
<b>Mt:</b>	<b>Mont</b>
<b>PGRM:</b>	<b>Projet de Gouvernance des Ressources Minérales</b>
<b>SRTM:</b>	<b>Shuttle Radar Topography Mission</b>
<b>WGS:</b>	<b>World Geodetic System</b>
<b>ZC:</b>	<b>Zone de Cisaillement</b>

## 1 Introduction

Beaucoup d'études ont essayé d'expliquer avec la géologie et la tectonique la déformation présente à Madagascar depuis le précambrien jusqu'à aujourd'hui. Madagascar: au début était un continent et finalement devenu une île; c'est un microcosme des grands continents, avec de roche qui le recouvre plus de 3000 millions d'années, pendant qu'il a été uni épisodiquement avec et séparé de la connexion asiatique et africaine; il est souvent classé comme la quatrième plus grande île du monde, après le Groenland, la Nouvelle Guinée et Bornéo <sup>[1]</sup>. D'autres chercheurs ont essayé d'expliquer les modèles de tension et la déformation Précambrienne du sud de Madagascar en étudiant l'image satellitaire et d'analyser la structure du terrain <sup>[2]</sup>. Une autre partie parle du régime spatial à Madagascar du néogène jusqu'au présent et donne un peu d'évidence par l'observation structurelle et la géomorphologie; l'utilisation de données structurelles et géophysiques pour dire que Madagascar y est actuellement soumis à une extension de la croûte et de la lithosphère, qui est parallèle en Afrique orientale et le canal de Mozambique <sup>[3]</sup>.

Une des études le plus récent à propos de Madagascar et ses entourages utilise le GPS à haute précision. En utilisant les données GPS, les chercheurs pourraient mesurer la vitesse de déplacement des plaques tectoniques <sup>[4] [5] [6]</sup>. Pendant de nombreuses années, le rifting dans le système de crevasse d'Afrique orientale a été largement accepté, il y a 22-25 millions d'années et a abouti à la division de la plaque Africaine en deux plaques plus petites: la plaque Somalienne et la plaque Nubienne <sup>[7]</sup>. La technique GPS et ses données ont été aussi présentés dans un effort de montrer avec certitude la différence entre la plaque Somalienne et la plaque Nubienne <sup>[4] [5] [6]</sup>. Cependant, plus récemment, par l'application de cette technique et l'intégration de données sismiques, on a découvert que le désaccord a créé trois plaques ou plus précisément "microplaques" supplémentaires: la plaque Lwandle, la plaque Victoria et la plaque Rovuma. D'abord, Lwandle a été assumée pour faire partie de la plaque Somalienne et on sait actuellement que la partie sud de Madagascar fait partie de la plaque Lwandle, et une frontière de cette plaque coupe l'île <sup>[9] [10] [11]</sup>.

Stamps *et al.*, 2008 a testé plusieurs hypothèses concernant la cinématique de la frontière de plaque Lwandle-Somalie avec l'établissement de la vitesse de déplacement: (1) la séparation de Madagascar, la tension distribuée à travers Madagascar, où la frontière de plaque Lwandle-Somalie croise à Madagascar et (2) Madagascar se déplace-t-il avec la plaque Lwandle ou la plaque Somalie? Dans son dernier rapport, elle montre un mouvement anormal (anomalie) à AMBI (la station GPS temporaire placée dans le village d'Ambia, district d'Ihosy) tandis que pour les autres stations, les mouvements

sont normaux. Alors, cela nous amène à faire cette étude plus détaillée concernant cette zone. Il s'agit de l'évaluation, d'investigation de la tectonique active de cette région en utilisant les méthodes géologiques, vérification de la géomorphologie du terrain étudié, ainsi que l'utilisation des cartes de géologies générales et structurales de la structure locale.

Pour pouvoir mener à terme cette étude, nous allons essayer d'expliquer les séquences des événements passés dans cette zone par l'étude de la relation en géologie, puis mettre en évidence l'état de contrainte qui agit sur cette région elle-même par l'utilisation de la théorie d'Anderson pour les différents types de faille. À partir de cette théorie, on pourrait estimer l'extension en général de notre zone d'étude. En utilisant le modèle du rebond élastique, on peut estimer aussi la vitesse de déplacement en surface causée par une faille. On va voir aussi les activités sismiques sur cette zone de 1989 à 2014.

Ensuite, après l'utilisation de données disponibles sur internet, on pourrait avoir la topographie à haute résolution (30 m de vue) correspondant à cette région.

Après avoir rassemblé toutes les données, les informations nécessaires, et quelques résultats très récents trouvés par les autres chercheurs concernant cette zone, on pourrait expliquer la raison de l'anomalie trouvée par la station AMBI. Cela nous permet aussi de mieux savoir la tectonique de la zone étudiée ainsi que leur géologie et on peut dire alors si la région est tectoniquement active ou non. Par conséquent, d'autres chercheurs pourraient aussi tester la fiabilité de la théorie menée dans cette étude (comme la théorie d'Anderson) par l'utilisation des autres méthodes géophysiques, géologique ou géodynamique dans le futur.

## **2 Rappels théoriques**

### **2.1 Définition et concepts généraux sur la plaque tectonique**

La tectonique est une partie de la géologie qui étudie la nature et les causes des déformations des ensembles rocheux, plus spécifiquement dans ce cas-ci, les déformations, à grande échelle, de la lithosphère terrestre.

La théorie des plaques ou tectonique des plaques (X. Le Pichon, 1968; W.J.Morgan, 1968) est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui propose que les déformations de la lithosphère soient reliées aux forces internes de la Terre et que ces déformations se traduisent par le découpage de la lithosphère en un certain nombre de plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère. Cette théorie fait la synthèse de l'ensemble des observations. Tenant compte de la répartition mondiale des séismes, tout se passe comme si la surface du globe pouvait être répartie en un certain nombre de plaques de lithosphère, peu épaisse par rapport à leur surface et supposée rigide (du moins, en première approximation, pour des contraintes inférieures à 100 MPa), à la périphérie desquelles se localisent et se limitent les déformations de la partie externe du globe.

### **2.2 Frontières entre plaques**

Les mouvements des plaques définissent trois catégories principales de frontières entre les plaques (figure 1) telles que les zones d'accrétion, zones de subduction, et les failles transformantes. Les plaques se déplacent les unes par rapport aux autres et changent sans cesse de superficie. Leurs mouvements et leurs modifications dépendent des phénomènes intervenant à leurs limites.

On observe trois types de mouvements aux frontières des plaques lithosphériques: (1) des mouvements de divergence, (2) des mouvements de convergence, (3) des mouvements de coulissage.

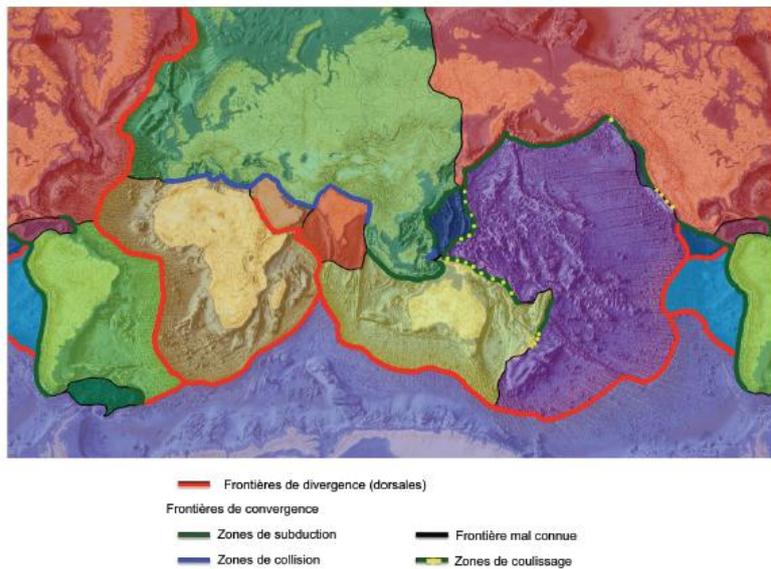


Figure 1: Les différents types de frontière des plaques lithosphériques.

### 2.2.1 Les frontières divergentes ou zones d'accrétion

Là où les plaques s'éloignent les unes des autres et où il y a production de nouvelle croûte océanique (figure 2A). La divergence a lieu au niveau des dorsales océaniques qui sont des reliefs caractérisés par une activité magmatique. Elle est matérialisée par l'écartement en sens opposé de deux points situés chacun sur une plaque.

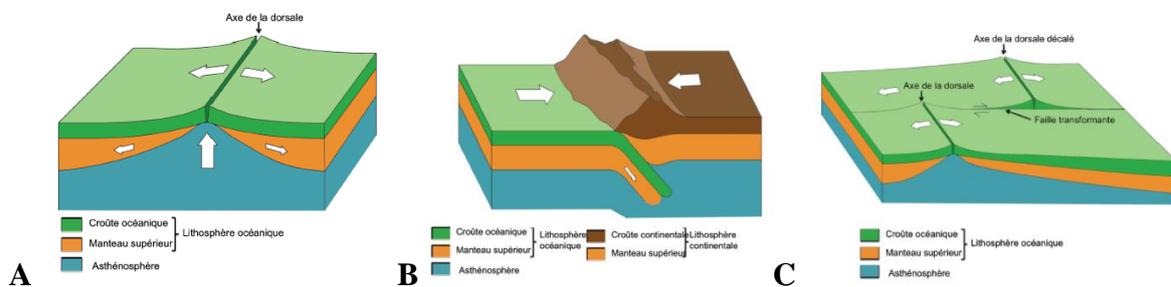


Figure 2: Les trois types de frontière des plaques lithosphériques.

**A** frontière divergente; **B** frontière convergente; **C** frontière transformante. Maron: croûte continentale; Vert: croûte océanique; Orange: manteau supérieur; Bleue: asthénosphère. Les flèches représentent les mouvements de matière dans la lithosphère et l'asthénosphère.

### 2.2.2 Les frontières convergentes ou zones de subduction

Là où les plaques entrent en collision, conséquence de la divergence (figure 2B). La convergence a lieu dans les zones de subduction (Lithosphère Océanique-Lithosphère Océanique «LO-LO» ou Lithosphère Océanique-Lithosphère Continentale «LO-LC») et les chaînes de collision (Lithosphère Continentale-Lithosphère Continentale «LC-LC»); elle est matérialisée par le rapprochement de deux points situés chacun sur une plaque, elle compense à la déformation près, la création de lithosphère dans les zones de divergence.

### **2.2.3 Les frontières transformantes ou zones de coulissage**

Certaines zones du globe sont en mouvements bien qu'elles ne soient ni des zones de divergence, ni des zones de convergences. En effet, les frontières transformantes sont les zones où les plaques glissent latéralement les unes contre les autres le long de failles (figure 2C). Les mouvements des plaques à leur niveau se traduisent par des coulissages horizontaux réalisés au niveau de failles. Les deux plaques se déplacent en sens inverse de part et d'autre de ces failles qualifiées de transformantes. Ce type de limites permet d'accommoder des différences de vitesses dans le déplacement de plaques les unes par rapport aux autres.

## **2.3 La géomorphologie**

C'est l'étude de la nature, l'origine et l'évolution du paysage, utilisée en physique, en chimie, et le processus biologique où modifie la forme du terrain. C'est important de comprendre la relation entre l'environnement géologique et la forme du terrain. En utilisant le modèle de réponse de processus, il facilite la compréhension de la géomorphologie et l'évolution du paysage, qui représentent qualitativement et quantitativement comment les processus influencent le développement de la forme du terrain.

### Exemple:

- Explication des changements, des dépôts sur les cônes alluviaux qui résultent par les processus tectoniques et fluviaux et les changements de conditions climatiques.
- De tels modèles sont des outils pour comprendre les processus tectoniques. Il peut être déduits de l'activité tectonique du passé et prévoient l'activité dans l'avenir (la morphologie du cône alluvial).

Le principe fondamental de la géomorphologie est que le changement de la forme du terrain implique souvent un changement du processus. Si on monte dans un terrain avec une pente uniforme et on a soudainement une forte hausse dans le gradient (peut-être à cause d'une pente presque verticale), suivi par un retour à la pente originale, ceci implique un changement du processus. Dans la terminologie géomorphique: (1) la partie raide de la pente est un escarpement, probablement produit par l'érosion différentielle le long d'une faille (se formant un escarpement de ligne de faille) ou directement en trouvant des failles (qui produit cet escarpement); (2) l'escarpement pourrait être aussi des dépôts à l'origine, représentant le raide d'un flux de débris.

Indépendamment du cas, le changement de forme de la topographie implique un changement des processus qui pourraient refléter des changements du processus. Quand nous sommes intéressés par la géomorphologie tectonique, nous cherchons souvent les surfaces et la forme du terrain qui ont été déformées, inclinées, élevées, fracturées, ou déformées autrement. Le principe qui relie le changement

de forme pour changer le processus est applicable à une variété d'échelles, de petits escarpements de faille aux chaînes de montagnes.

Comme la morphologie d'un escarpement de faille reflète une différence entre l'érosion à sa crête: on a une production de la pente convexe pour l'érosion tandis qu'on a une déposition à sa base et production d'une pente concave pour la crête.

## **2.4 La géomorphologie tectonique**

C'est l'étude de la forme du terrain produit par les processus tectoniques. L'investigation géomorphique fournit des données de base nécessaires pour comprendre le rôle de la tectonique active dans le développement d'un site ou une zone. Par exemple l'étude de canaux de cours d'eau et leurs dépôts associés nous aiderons à savoir le type des failles existant dans ce lieu. La faille active produise des variétés de formes du terrain, y compris des escarpements, des pentes déformées et inclinées, des caractéristiques d'affaissement comme des étangs d'affaissement, et le décalage de cours d'eau. Chaque catégorie majeure de faille: normale, inverse et décrochement peut être discuté en matière d'un assemblage de caractéristiques de la forme du terrain. Il y a beaucoup de chevauchement entre les différents assemblages c'est-à-dire le déplacement oblique des failles: partiellement décrochement et partiellement vertical. L'équilibre entre décrochement et le déplacement vertical peut varier significativement sur un système de faille donné. Néanmoins, parce que les processus spécifiques ont tendance à produire un ensemble particulier de réponses et donc un assemblage particulier de la forme du terrain, une classification générique de la forme du terrain est possible.

### **2.4.1 La forme du terrain créée par la faille normale**

La topographie la plus remarquable sur le terrain et la forme du terrain au-dessous des océans sont associées à l'extension de la croûte et à la faille normale (figure 2A).

L'axe des arêtes océaniques est marqué par des fossés d'effondrement (rift vallée), typiquement limités par des grandes failles normales. Les fossés d'effondrement sont aussi trouvés à plus petite échelle sur des continents (figure 3A).

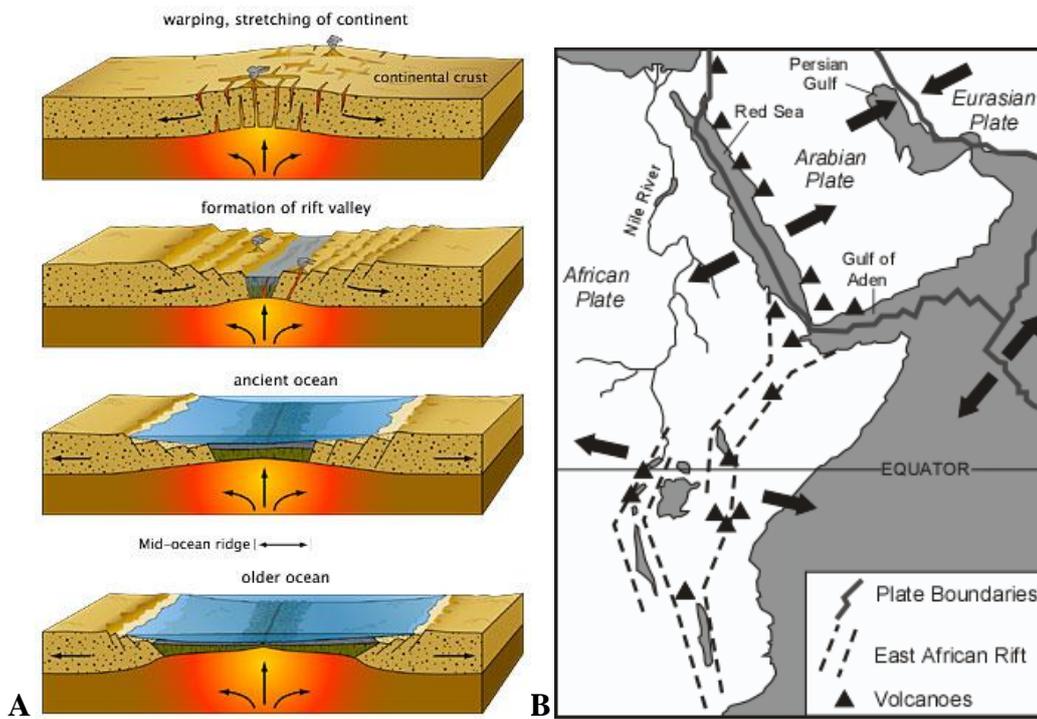


Figure 3: **A** formation d'un rift vallée, **B** Rift sur l'Afrique Orientale.  
 [http://maggiesscienceconnection.weebly.com],  
 [http://www.tulane.edu/~sanelson/images/eafrica.gif]

Les escarpements produits par la faille normale dans des fossés d'effondrement, tant sur le terrain qu'au-dessous de l'océan, sont certainement les plus grands escarpements de faille trouvés sur la surface. La forme majeure du terrain du système est le fossé d'effondrement, qui est un graben (figure 4).

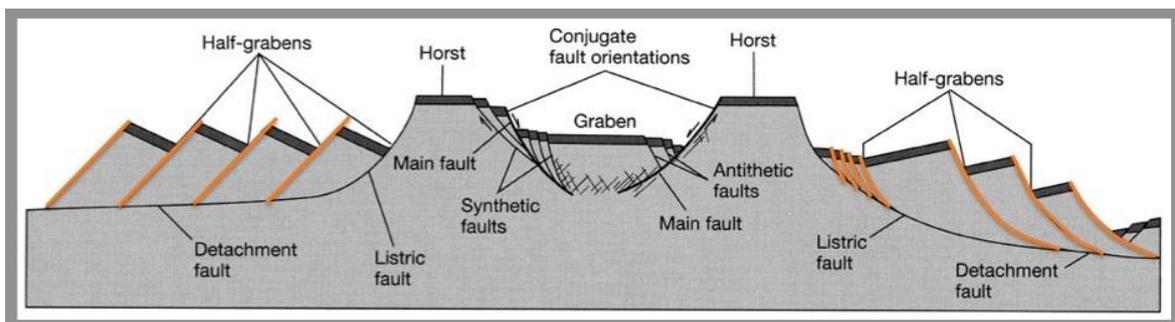
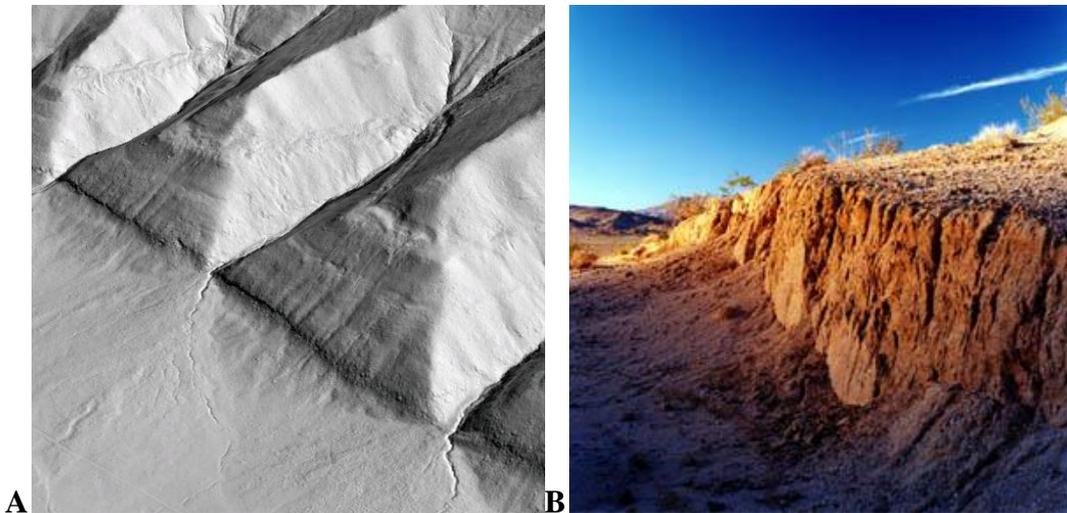


Figure 4: Horsts, graben et half-grabens.  
 [http://www.webpages.uidaho.edu/~simkat/geol345\_files/conjugate\_faults.jpg]

On montre deux types de failles normales dans la figure ci-dessus: les failles normales à valeur d'angle élevée qui lient les bassins et les chaînes (produisant des fronts de montagne raides, linéaires) et une faille normale à angle très bas connue comme une faille de détachement. La contrainte tectonique et l'amincissement de la croûte, responsable de la faille normale dans le bassin et la chaîne ont commencé il y a plusieurs millions d'années et se réactive aujourd'hui.

Des failles normales près de la surface baissent généralement en pente rapide ( $\sim 60^\circ$ ). En conséquence, les fronts de montagne le long des failles normales actives ont tendance à être droits et raides. La combinaison de mouvement vertical sur des failles normales limitant la chaîne et l'incision de cours d'eau dans les vallées abouties à **la formation de facettes triangulaires** (figure 5A). La facette triangulaire est la caractéristique de front de montagne associé à la faille normale active.



*Figure 5: A facette triangulaire, B escarpement d'une faille normale.*  
[[http://www.opentopography.org/images/opentopo\\_images/faceted\\_spurs\\_hs.png](http://www.opentopography.org/images/opentopo_images/faceted_spurs_hs.png)] et  
[<http://www.goldengatephoto.com/jpeg/99-68-3.jpg>]

Des failles normales résultent de l'extension et l'amincissement de la croûte et ces environnements favorisent aussi l'activité volcanique. La croûte mince est souvent associée au haut flux de chaleur et la fonte partielle de roches aux profondeurs de quelques kilomètres est produite par le magma pour alimenter l'activité volcanique.

Pour résumer, l'assemblage de délinéaments de la terre associés aux failles normales inclut **des fronts de montagne raides, linéaires, escarpements** (figure 5B), **horsts et grabens** (figure 4), **formation de facettes triangulaires** (figure 5A), **délinéaments de la terre volcanique** (coulées de lave, cônes, etc.); et à l'échelle régionale, **le fossé d'effondrement**.

#### **2.4.2 La forme du terrain créée par la faille inverse**

La faille inverse est généralement trouvée dans la zone d'épaississement de la croûte, où les montagnes sont construites (figure 2B). Les paysages le plus spectaculaire dans le monde sont produits par l'élévation associée à la faille inverse. Les failles inverses à faible angle associées à la subduction produisent une variété de formes du terrain (figure 6A), y compris des terrasses côtières élevées, des collines anticlinales (upwarps) et des plaines synclinales (downwarps).

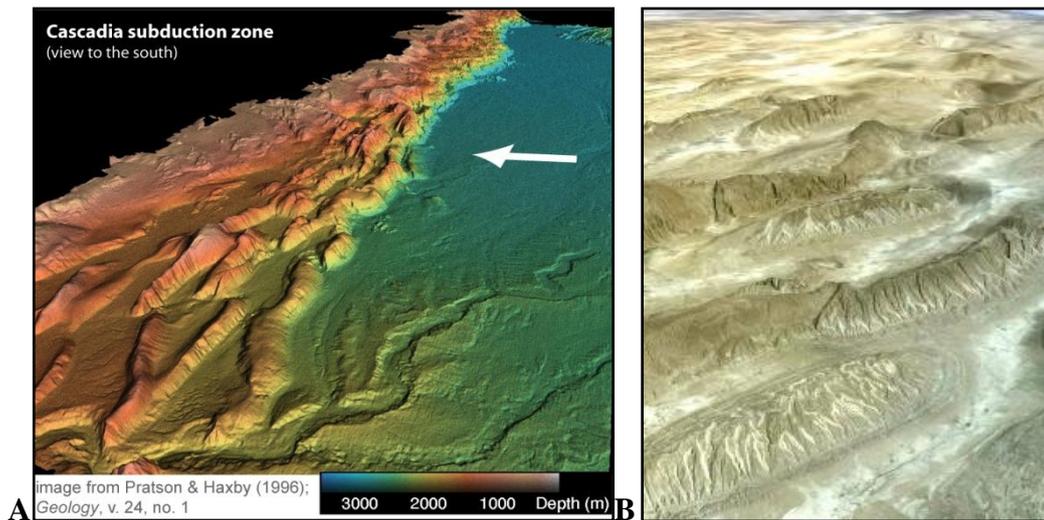


Figure 6: **A** Zone de subduction Cascadia, **B** La ceinture de pli de Zagros de l'Iran.

Les failles inverses (thrust fault) sont souvent associées aux plis. Le pliage actif a produit la spectaculaire topographie pliée comme dans la ceinture du pli de Zagros de l'Iran (figure 6**B**), l'escarpement de terrain, caractéristiques spatiales et glissements de terrain. L'évènement en 1980, Magnitude 7.3, El Asnam en Algérie a produit un déplacement vertical moyen de 6 m sur 30 km le long d'un système de faille inverse. Une des découvertes surprenantes après le séisme était la quantité de la tension (normale) commettant des failles qui a accompagné l'évènement. La déformation par compression a causée 5 m d'élévation du pli anticlinal, mais les caractéristiques de déformation superficielle les plus vastes causées par le séisme étaient tendue, y compris des escarpements des failles normales et grabens. Ces failles normales sont toutes sur la plaque supérieure au-dessus de la faille inverse (figure 7).

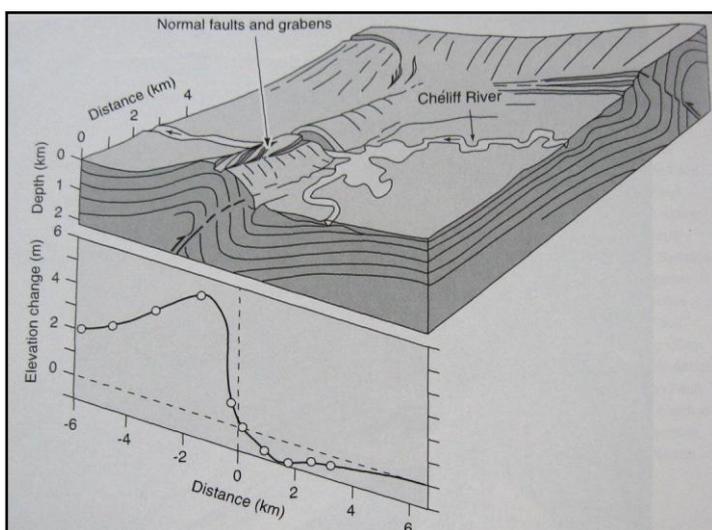


Figure 7: Graph of surface uplift produced by El Asnam EQ en 1980. Le pli a été produit par la répétition des séismes.

### 2.4.3 La forme du terrain créée par la faille de décrochement

Les apparences qui caractérisent la forme du terrain causées par une faille de décrochement sont comme suit (figure 8):

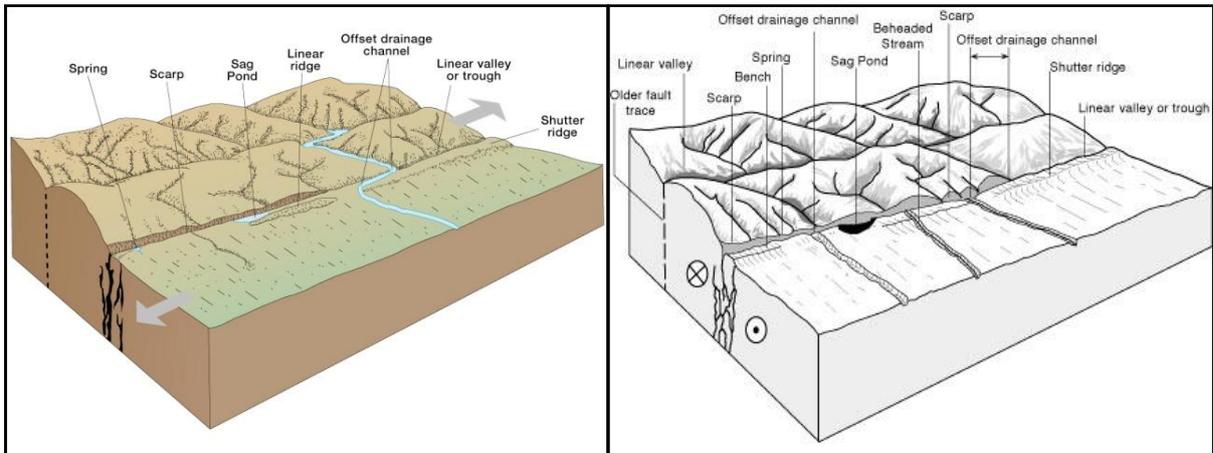


Figure 8: *Forme du terrain associé à la faille de décrochement.*  
[[http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/cont\\_lithosphere](http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/cont_lithosphere)]

- **Vallées linéaires (linear valley)** qui sont des dépressions (un canal qui transportait un liquide) le long de la trace de la principale faille. Celles-ci se développent souvent parce que le mouvement soutenu le long des traces de faille récentes écrase la roche, et le rend plus vulnérable à l'érosion. Les ruisseaux suivent communément ces zones de faiblesse et coulent pour quelque distance le long des dépressions.
- **Écoulements déviés (offset drainage channel)** sont des vallées du ruisseau qui entrent dans la zone de faille dans un angle oblique et du courant parallèle à la faille pour quelques distances avant de revenir à l'orientation originale du courant. Les ruisseaux peuvent être déviés en sens à droite ou à gauche.
- **Ruisseaux décapités (beheaded stream)** sont des ruisseaux déplacés par la faille; ils indiquent la direction de déplacement relatif. La compensation peut refléter la compensation cumulative de plusieurs séismes. Finalement le ruisseau peut éroder un itinéraire plus direct à travers la zone de la faille, en produisant un ruisseau décapité à la trace.
- **Arêtes de volet (shutter ridges)** peuvent se former quand on a une corniche des mouvements de déplacement de faille entre les écoulements, qui est à un angle droit par rapport à une zone de la faille ou collines, qui est parallèle à la zone de faille à un endroit et qui bloque et détourne les canaux du ruisseau.
- **Escarpements (scarp)** peuvent être produits par le mouvement de décrochement par deux mécanismes possibles: (1) un petit composant de déplacement vertical sur les résultats des rivages de la faille individuelle, dans les séparations verticales locales, (2) ou soulagement

topographique sur les résultats des terrains déplacés dans les escarpements des failles- parallèles.

- **Étangs d'affaissement (sag ponds)** sont souvent trouvés dans la zone de la faille et reliés généralement à un fossé en bas entre deux rivages de la zone de faille.
- **Sources (springs)** sont souvent trouvées le long de la zone de faille parce qu'elle a pulvérisé la roche, écrasée en argile-riche (connue comme gouge de la faille) associée à une faille qui pourrait être une barrière efficace de l'eau souterraine, en la forçant à la surface.
- **Bancs (benches)** sont relativement petits; l'appartement a élevé des surfaces dans la zone de faille de décrochement. Ces surfaces peuvent être légèrement faussées et peuvent être habituellement dues aux déplacements entre plusieurs segments de faille trouvés ou des rivages dans la zone.
- **Arêtes de pression (pressure ridges)** sont des petites régions gauchies produites par compression entre des traces multiples dans une zone de la faille, où une faille perce des corniches de la pression antérieure, les corniches du volet peuvent être formées.

## 2.5 Tectonique active

### 2.5.1 Faille

Parce qu'il est important de savoir plus de détails sur la tectonique active, alors il est préférable d'expliquer clairement les termes comme la faille et le séisme. Lorsqu'on parle de la tectonique, on parle de mouvement de plaques, jeu de faille, qui est la cause du séisme dit naturel. Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une aux des ruptures qui se traduisent par des failles. L'action d'une contrainte (pression) donne la déformation du milieu et qui va engendrer la rupture. La faille est une cassure accompagnée d'un mouvement relatif de deux compartiments qu'elle détermine dans le terrain qu'elle affecte. En général, on distingue trois types de faille (figure 9). Naturellement, l'immense majorité des failles observées dans la nature ne relève pas de l'un de ces trois cas élémentaires, mais plutôt d'une combinaison de deux d'entre elles.

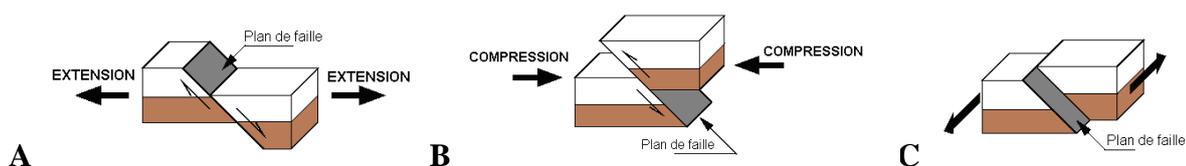


Figure 9: Les types de faille. **A** faille normale; **B** faille inverse; **C** faille de décrochement.

## 2.5.2 Le mécanisme au foyer et le type de faille

Un mécanisme au foyer (parfois nommé aussi fault-plane solution ou beach ball diagram dans les travaux scientifiques) est la synthèse géométrique des données associées à un phénomène producteur d'ondes sismiques, et décrivant la déformation dans la région de production de ces ondes. Il se différencie selon les mécanismes de rupture de faille que se soit normale, inverse, décrochement, ou oblique qui est la combinaison entre deux ou plusieurs de ce 3 trois premier. Il contient deux plans nodaux tels que le plan de faille et le plan auxiliaire. Ces deux plans séparent les parties compressives (noires) et les parties en dilatation (blanches). Le sens du mouvement en poussée est dit en compression et le sens du mouvement en retrait est dit en dilatation.

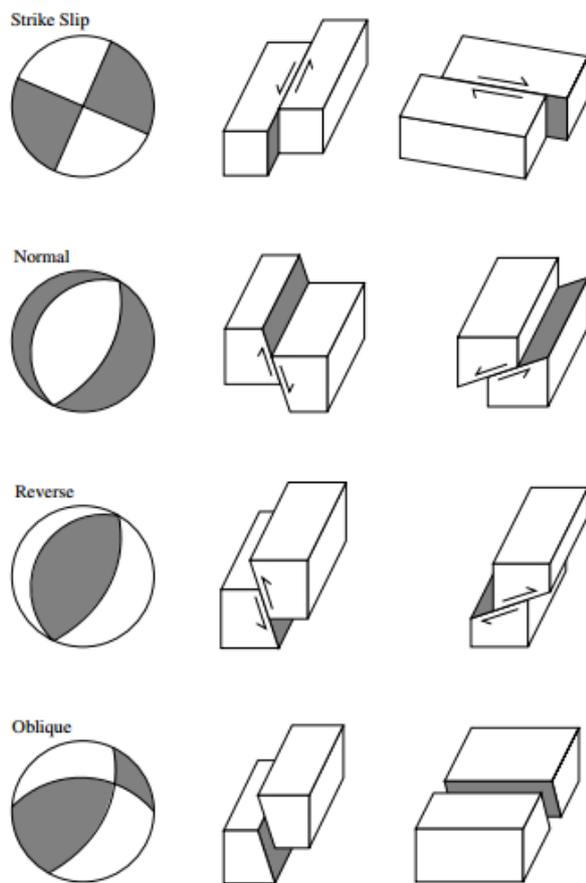


Figure 10: Les mécanismes au foyer et leurs géométries de failles correspondantes. [Shearer, 1999]. Où strike-slip = décrochement, normal = normale, reverse = inverse, et oblique = somme de deux ou plusieurs types de faille.

## 2.5.3 Théorie d'Anderson pour les types de faille

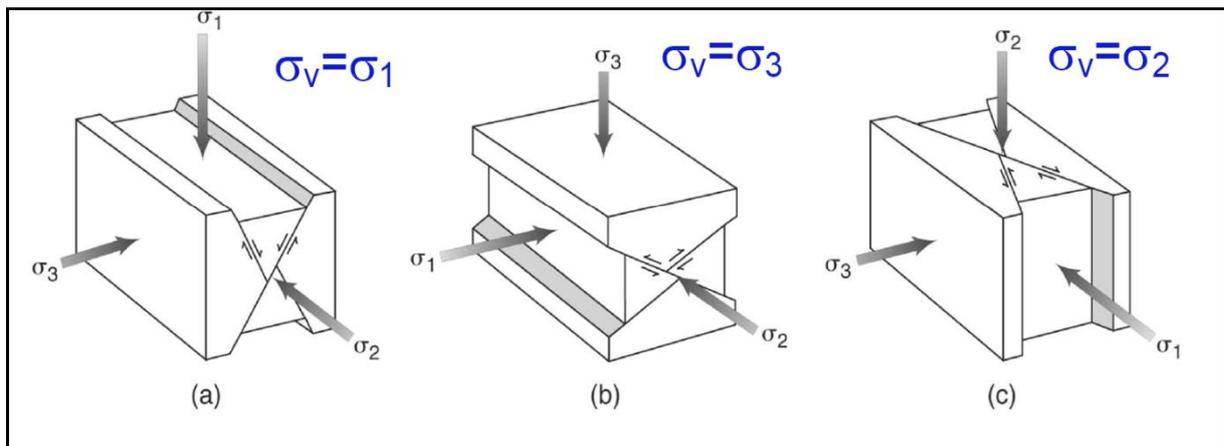
Pour cette section, on va voir les types de faille selon Anderson (géologue, 1877-1960) qui a étudié la systématisation des connaissances sur la géométrie et les contraintes (force par unité de surface) qui agissent sur les failles. Selon Anderson, les types de faille ont des caractéristiques bien définies. Son étude est basée sur les conditions suivantes:

- la surface terrestre est une surface libre c'est-à-dire que la contrainte tangentielle est nulle aux surfaces de la terre et aux surfaces de l'eau.
- La formation qui contient la faille est considérée comme homogène.

Si les contraintes appliquées par une roche dépassent la friction interne de cette roche elle-même, alors la roche est fracturée. On a trois types de **contrainte principale compressive** telle que:  **$\sigma_1$ : maximum,  $\sigma_2$ : intermédiaire,  $\sigma_3$ : minimum**. Et on a:

- $\sigma_1$  doit être parallèle ou perpendiculaire aux surfaces de la terre.
- La fracture et son conjugué sont formés autour du  $\sigma_1$ .
- l'orientation des fractures (failles) est variée suivant l'orientation de  $\sigma_1$  et les autres contraintes principales. On a seulement trois possibilités d'orientation des contraintes principale relative à la surface terrestre.

Basé sur l'orientation des axes de contrainte et le glissement (direction du mouvement) de la faille, les failles sont catégorisées en trois types (figure 11) telles que: la faille normale (a), la faille inverse (b) et la faille de décrochement (c).



*Figure 11: Les types de faille et leur géométrie selon Anderson.  
[Source: Earth Structure, Ben A. Van DerPluijm & Stephen Marshak, 2004]*

Pour **la faille normale (a)**, elle est produite par la contrainte d'extension dans laquelle la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est suivant la verticale alors que les deux autres sont dans le plan horizontal. En considérant la géométrie, la faille normale a pour pendage supérieur ou égal à  $45^\circ$ , ou plus précisément  $60^\circ$ . Mais, la majorité des failles normales a pour angle de pendage de valeur plus élevée, la faille normale avec des angles de pendage de valeurs faibles existe aussi parce que la surface de faille n'est pas nécessairement isotropique.

Pour **la faille inverse (b)**, elle est produite par la contrainte de compression dans laquelle la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est dans l'horizontale et la contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ) dans la

verticale. Dans ce cas, le pendage est inférieur à  $45^\circ$  ou comme en théorie, c'est strictement  $30^\circ$  (c'est-à-dire,  $45^\circ$  moins  $30^\circ/2$ , où  $30^\circ$  est l'angle de friction interne). Mais il existe aussi des failles avec assez de pendage à cause de la variation des propriétés de roche dans la surface de faille.

Enfin pour **la faille de décrochement (c)**, la contrainte principale maximale et la contrainte principale minimale sont toutes horizontales alors que l'intermédiaire est suivant la verticale. La direction du glissement peut être à gauche (senestre) ou à droite (dextre) et dépende de l'observateur. La faille de décrochement large est appelée «wrench» ou «transcurrent fault» (figure 12).

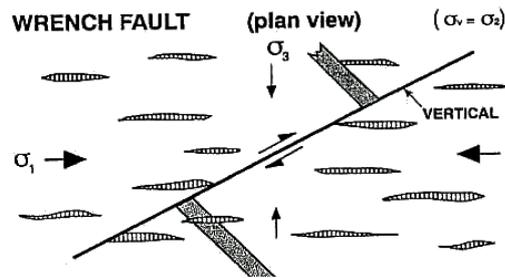


Figure 12: Wrench fault [after SIBSON, 1990].

#### 2.5.4 Séisme

Il provient du mot grec seismos, signifiant secousse, il se traduit en surface par des vibrations du sol qui proviennent de l'ébranlement brutal des roches en profondeur, par un mouvement brusque de deux compartiments profonds. Il se produit suite à la libération instantanée d'énergie lentement et longuement accumulée, au moment où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint. L'énergie brusquement dégagée le long de ces failles produit des séismes (tremblements de terre). Dans une région donnée, des séismes se produiront à plusieurs reprises le long d'une même faille, puisque cette dernière constitue un plan de faiblesse dans la lithosphère. À noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique.

Les séismes naturels sont causés par: (1) **le mouvement des plaques tectoniques et le jeu de faille**, (2) l'éruption volcanique, et (3) l'impact des météorites qui est très rare.

Les séismes artificiels sont provoqués par certaines activités humaines (constitution d'énormes réserves d'eau derrière des barrages, pompage de fluides profonds, extraction minière, explosions souterraines ou essais nucléaires).

Un séisme est caractérisé par le foyer et l'épicentre (figure 13).

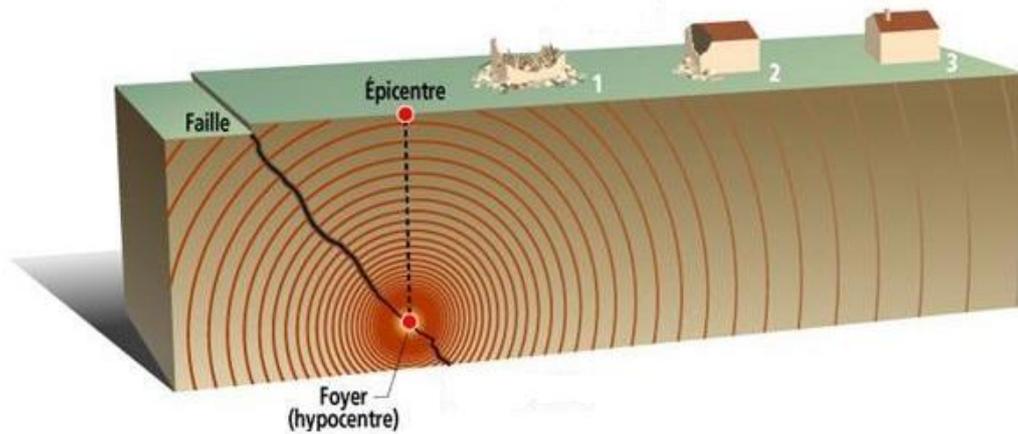


Figure 13: Les caractéristiques du séisme.

**Foyer** ou **hypocentre** est le point sur la faille où s'initie le séisme, l'endroit de libération de l'énergie sismique. Le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme.

**Épicentre** est le point en surface du globe terrestre situé à la verticale du foyer (c'est le premier point touché par les ondes sismiques).

On classe le séisme selon la profondeur du foyer tel que: (1) les séismes normaux ou superficiels de profondeur inférieure à 60 km et se trouvent souvent dans les frontières de plaques divergentes et frontières de plaque convergentes (fosses océaniques); (2) les séismes intermédiaires de profondeur entre 60 km et 300 km dans les frontières de plaques convergentes; et (3) les séismes profonds s'étendent jusqu'à 700 km de profondeur, se trouvent dans les frontières de plaques convergentes.

## 2.6 Théorie du rebond élastique

Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule de l'énergie. Lorsqu'en certains endroits la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. L'énergie brusquement dégagee le long de cette faille cause le séisme. L'immense majorité des séismes est d'origine tectonique, c'est-à-dire se produit le long de faille.

Ce modèle, dit rebond élastique, s'applique aux trois principales familles de failles tectoniques, qui sont les failles inverses, les failles normales, et les failles de décrochement. La distinction entre ces trois objets tectoniques se fait suivant le mouvement relatif des deux compartiments de part et d'autre de la faille (figure 9).

Cette théorie consiste à diviser les événements avant, pendant et après un séisme en trois grandes situations telles que: (1) la situation au début d'un cycle (figure 14a), immédiatement après un séisme

majeur (contrainte rééquilibré); (2) la situation à mi-parcours (figure 14b), le matériau est soumis à des contraintes tectoniques mais le seuil de rupture n'a pas été atteint. Il y a donc un glissement asismique qui donne la déformation pré-sismique; (3) la situation en quelques jours après le séisme (figure 14c), suivant le glissement sismique, et la rupture marquée par le décalage.

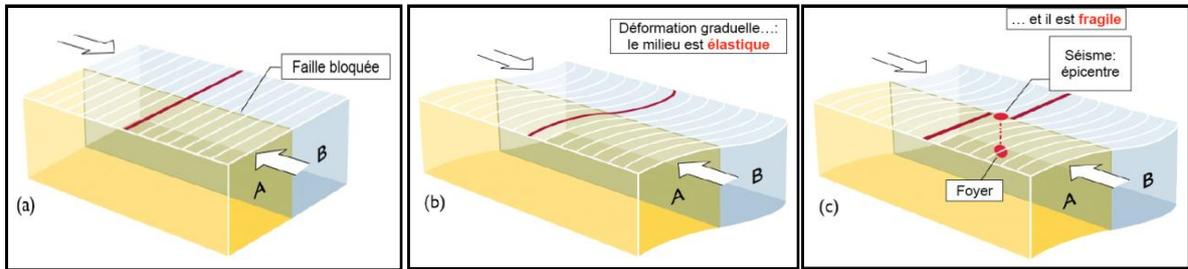


Figure 14: Le modèle du rebond élastique.  
 [http://step.ipgp.fr/images/a/a0/Guyot\_cours4.pdf]

La vitesse en surface le long de la distance horizontale perpendiculaire de part et d'autre de la faille est donnée par la formule ci-dessous (1), (par exemple, le Forgeron-Konter, B.R.; Sandwell, D.T.; et Shearer, P. 2011) (figure 14b).

$$v(x) = \frac{V}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{D}, \quad (1)$$

Avec,  $V$  est la vitesse lointaine de terrain;  $x$  est la distance horizontale perpendiculaire de la faille,  $D$  est la profondeur de verrouillage et  $v(x)$  est la vitesse en surface sur l'axe des  $x$ .

Concernant le **cycle sismique** (figure 14), c'est un processus en trois étapes tel que (1) l'accumulation des contraintes; (2) le déclenchement de la rupture au-delà du seuil de résistance des roches; (3) et l'arrêt de la rupture sismique (quelques secondes plus tard). On a donc une succession de périodes d'accumulation de contrainte dite **inter-sismique** (figure 14b) (>100-1000 ans) et de ruptures brutales sur la faille dite **co-sismique** (figure 14c) (seconds-minutes).

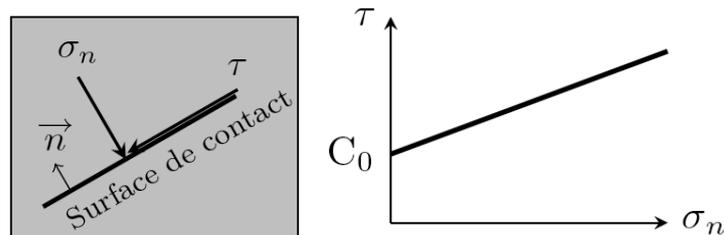
Si les contraintes se poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture conséquente se fera dans les plans de faille déjà existants. Le cycle peut ensuite recommencer. À cause des forces de friction entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de cette faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par coups successifs, en dégageant à chaque fois un séisme.

## 2.7 Critère de Coulomb

Sur une surface de glissement entre deux solides, on définit *la contrainte normale* à la surface par  $\sigma_n$  et *la contrainte de cisaillement (tangentielle)* par  $\tau$ . Le glissement sur la face se produit pour une *contrainte de cisaillement limite* (2) ou  $\tau_c$ , telle que:

$$\tau_c = C_0 + \mu \sigma_n \quad (2)$$

Avec  $\tau_c$ : la *contrainte de cisaillement limite*,  $\mu$ : le *coefficient de frottement interne* et  $C_0$ : la *cohésion*.



La droite représente la contrainte de cisaillement en fonction de contrainte normale.

Quand la contrainte de cisaillement est supérieure ou égale à la contrainte de cisaillement limite ( $\tau \geq \tau_c$ ), il y a glissement entre les deux blocs et on définit alors la *contrainte de Coulomb* (3) ou (CFS) par:

$$CFS = \tau - \tau_c = \tau - \mu_s \sigma_n \quad (3)$$

Les expériences de laboratoire permettent de définir le *coefficient de friction limite* (4) ou  $\mu_s$  tel que:

$$\mu_s = \tau_c / \sigma_n$$

Donc,

$$\mu_s = \mu + (C_0 / \sigma_n) \quad (4)$$

## 2.8 Géologie et Géomorphologie

Nous allons voir quelques bases en géologie et en géomorphologie qui sont indispensables dans notre étude.

### 2.8.1 Relation en géologie

Cette théorie a été originalement développée par un géologue nommé James Hudson (Père de la géologie) dans *la théorie de la terre* (1795) et renouvelée par Charles Lyell dans *les principes de la géologie* (1830). Elle consiste la loi de superposition, d'inclusion, et de cross-section ou coupe géologique. À l'aide de cette théorie, on peut déterminer l'âge relatif de chaque formation géologique ou structures géologiques. Par l'étude de l'intersection de chaque formation, on peut comprendre aussi la séquence des événements géologiques passés. On a plusieurs principes de base de cette théorie telles que:

### 2.8.1.1 Principe de superposition

Dans une distribution de la séquence des couches, la couche le plus ancien se trouve sur le plus bas tandis que le plus jeune se trouve dans le plus haut de la superposition (figure 15). Cette coupe présente un simple exemple d'une roche sédimentaire. A est le plus ancien et D est le plus jeune.

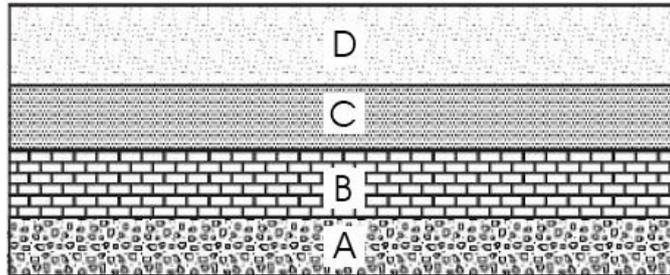


Figure 15: Couches en superposition.

### 2.8.1.2 Principe d'horizontalité à l'origine

Les couches sédimentaires sont horizontales ou presque dans la déposition originare. Le mouvement de la croute terrestre déforme ces strata et deviennent non horizontal.

### 2.8.1.3 Principe de succession des faunes et flores

Des groupes de fossiles et plantes sont enregistrées dans un ordre défini et déterminé. Chaque fossile peut caractérisée une période de temps géologique.

### 2.8.1.4 Principe d'inclusion

Si une roche contient des fragments d'autre roche alors il est plus jeune que les fragments qu'ils appartiennent ou les fragments de roche inclus sont plus âgés que la roche qu'il les appartient (figure 16).

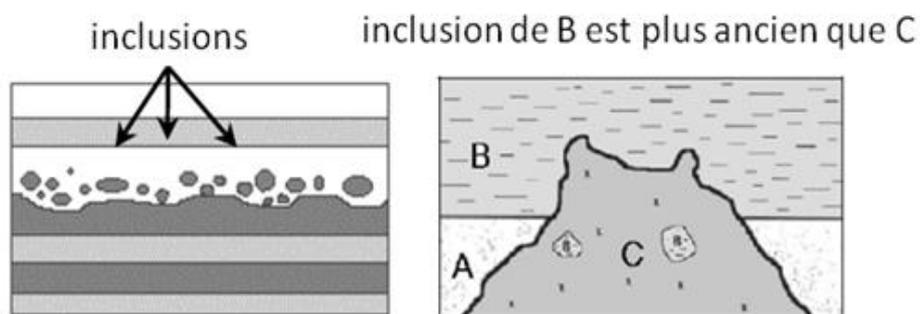
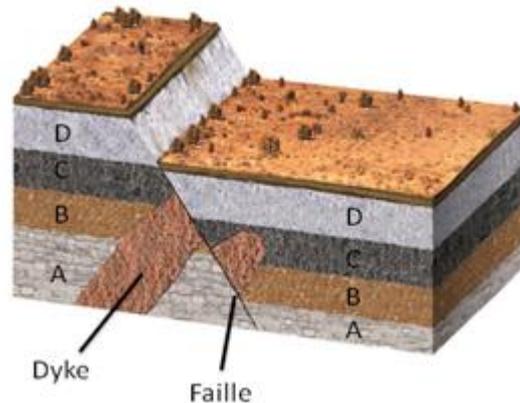


Figure 16: Roche d'inclusion.

### 2.8.1.5 Principe du cross section

Une formation qui coupe une couche de sédiments ou couche de roche est jeune par rapport à la couche de sédiments ou couche de roche traversée. Une fracture est un crack dans la roche alors qu'une faille est une fracture où le mouvement est observé (figure 17).



*Figure 17: Coupe d'une structure.*

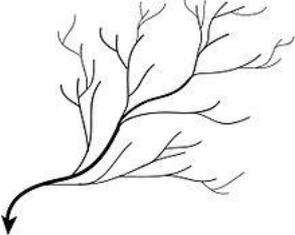
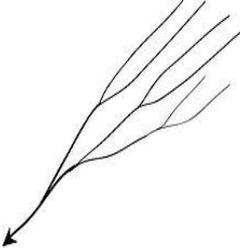
*[Copyright © by Holt, Rinehart and Winston. All rights reserved.]*

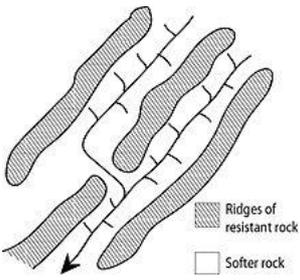
D'après le principe du cross-section, cette faille est la plus jeune car elle coupe toutes les formations déjà existantes telles que les couches A, B, C, D et le dyke. Le dyke d'intrusion coupe les trois couches C, B et A, donc il est plus jeune que ces couches. Le principe de superposition déclare que la formation la plus vieille se trouve au fond et le plus jeune est en haut, donc la couche A et la faille respectivement.

Basé sur ce principe, la couche A est formée en premier puis B et C. Quand les couches A, B et C étaient présentes, le dyke a été formé et il coupe ces trois couches. Puis, la couche D et la couche alluvionnaire ont été formées aussi. Enfin, la faille a été formée en changeant toutes ces couches de roche et le dyke d'intrusion.

### 2.8.2 Modèle de drainage

Dans la géomorphologie, un système de drainage est un modèle formé par les cours d'eau, les rivières (fleuves) et les lacs dans un bassin de drainage particulier. Il est dirigé par la topographie du terrain si des roches dures ou douces et le gradient du terrain dominant une région particulière. Les géomorphologistes et les hydrologistes voient des cours d'eau comme faisant parti de bassins de drainage. Selon la configuration des chaînes, le système de drainage peut tomber dans une des catégories connues. Le modèle de drainage est donc dépendant de la topographie et la géologie du terrain. Il décrit comme correspondant si son modèle corrèle à la structure et à la forme du paysage sur lequel il coule (tableau n°1).

Forme du modèle	Signification et Caractéristique
<p data-bbox="213 394 384 427"><b>Dendritique</b></p> 	<p data-bbox="592 394 1417 869">Il est la forme la plus commune du système de drainage. Dans un système dendritique, il y a beaucoup de cours d'eau contribuant (analogue aux brindilles d'un arbre), qui rejoint alors ensemble dans les tributaires de la rivière (du fleuve) principale (les branches et le tronc de l'arbre, respectivement). Il se développe dans un endroit où la chaîne fluviale suit la pente du terrain. Il se forme dans des vallées en V; en conséquence, les types de roche doivent être imperméables et non poreux.</p>
<p data-bbox="213 958 341 992"><b>Parallèle</b></p> 	<p data-bbox="592 958 1417 1704">Un système de drainage parallèle est un modèle des fleuves causés par des pentes raides avec une certaine forme. À cause des pentes raides, les courants sont rapides et droits, avec très peu de tributaire et tout le flux dans la même direction. Ce modèle de drainage est formé dans la surface uniformément s'inclinant. Il est formé là où il y a une pente prononcée à la surface. Il se développe aussi dans les régions à délinéaments parallèles, allongés de la terre comme l'affleurement des groupes de roche résistant. Les courants tributaires ont tendance à s'allonger parallèlement à la pente de la surface. Ce modèle indique parfois la présence d'une faille majeure qui coupe à travers une zone de socle de base en pente rapide plié. Toutes les formes de transition peuvent arriver entre parallèles, dendritique et des modèles de treillis.</p>

<p><b>Treillis</b></p>  <p>The diagram illustrates a trellis drainage pattern. It shows several parallel ridges of resistant rock, represented by shaded areas, running diagonally across the frame. Between these ridges are areas of softer rock, represented by white space. A network of drainage lines is shown, with smaller tributaries flowing perpendicular to the ridges and joining a larger main channel. A legend indicates that the shaded areas are 'Ridges of resistant rock' and the white areas are 'Softer rock'.</p>	<p>La géométrie du modèle de treillis est semblable à celui de jardin à cultiver des vignes. Comme les débits fluviaux le long d'une vallée de coup, des tributaires plus petits y alimentent des pentes raides sur les côtés de montagnes. Ces tributaires entrent dans le fleuve principale à environ un angle de 90 degré, causant une apparence semblable au treillis. Le drainage de treillis est caractéristique des montagnes pliées, comme les Appalaches en Amérique du Nord et dans la partie Nord du Trinidad.</p>
<p><b>Rectangulaire</b></p>  <p>The diagram shows a rectangular drainage pattern. It consists of a network of straight channels that intersect at right angles. The channels are of varying lengths and widths, forming a grid-like structure. This pattern is characteristic of erosion on uniform rock with jointing.</p>	<p>Le drainage rectangulaire se développe sur les roches qui ont de résistance approximativement uniforme à l'érosion. Les joints (approximativement des angles droits) sont d'habitude moins résistants à l'érosion que la roche en gros, donc l'érosion a tendance de préférence à ouvrir les joints et les courants se développent finalement le long des joints. Le résultat est un système de courant dans lequel les courants consistent principalement en segments de ligne droites avec des courbures d'angle droit et les tributaires rejoignent de plus grands courants à angle droit.</p>
<p><b>Radial</b></p>  <p>The diagram illustrates a radial drainage pattern. It shows several channels radiating outwards from a central point, resembling the spokes of a wheel. The channels are of varying lengths and widths, and they all converge towards the center. This pattern is typical of erosion on a dome or a laccolith.</p>	<p>Dans un système de drainage radial, les courants rayonnent à l'extérieur d'un haut point central. Le volcan montre d'habitude un excellent drainage radial. D'autres caractéristiques géologiques sur lesquelles le drainage radial se développe généralement sont les dômes et laccolithes. Sur ses caractéristiques, le drainage peut exposer une combinaison de modèles radiaux.</p>
<p><b>Annulaire</b></p>	<p>Les cours d'eau du modèle de drainage annulaire suivent un chemin grossièrement circulaire ou concentrique le long d'une ceinture de roche faible, un modèle semblable à l'anneau. C'est le meilleur pour montrer les cours d'eau drainant un dôme structurel mûrement disséqué ou un bassin où l'érosion a</p>

	<p>exposé les strates sédimentaires bordantes, des degrés de dureté grandement variantes, comme dans la vallée Rouge, qui encercle presque la structure domal des collines noires du Dakota du Sud.</p>
<p><b>Dérangé</b></p> 	<p>Un système de drainage dérangé est un système de drainage dans des bassins de drainage où il n'y a aucun modèle cohérent aux fleuves et aux lacs. Cela arrive dans les zones où il y a eu beaucoup de perturbation géologique. L'exemple classique est le bouclier canadien. Pendant la dernière période glaciaire, la couche de terre arable a été grattée, partant la roche surtout nue. La fonte des glaciers laisse le terrain avec beaucoup d'irrégularités d'élévation et beaucoup d'eau pour rassembler dans les points bas, l'explication de grand nombre des lacs qui sont trouvés au Canada. Les lignes de partage des eaux sont jeunes et se trient toujours. Finalement, le système stabilisera.</p>

Tableau 1: Les Types du modèle de drainage.

### Le modèle de drainage angulaire

Le modèle de drainage Angulaire est formé là où les joints de base et les failles se croisent à l'angle plus aigu que le modèle de drainage rectangulaire. Les angles ont plus ou moins 90 degrés.

### Le modèle de drainage discordant

Un modèle de drainage est décrit comme discordant s'il ne corrèle pas à la topologie et à la géologie de la zone. Les *modèles de drainage discordants* sont classifiés en deux types principaux: l'*antécédent* et en *surimpression*, tandis que des *modèles de drainage antéposition* combinent les deux. Pour le *drainage antécédent*, la capacité de coupure verticale d'une rivière correspond à celui de terrain s'élève en raison des forces tectoniques. Le *drainage en surimpression* se développe différemment: initialement, un système de drainage se développe sur une surface composée de roches "plus jeunes", mais en raison des activités dénudantes, cette surface de roches plus jeune est enlevée et le fleuve continu à couler apparemment sur une nouvelle surface, mais en fait il est composé des roches de vieille formation géologique.

### 3 Zone d'Etude

#### 3.1 Synthèse de la géologie Précambrienne

[Source: Goncalves, P. 2002; Rakotondraompiana, S. 2005; Raharimanana, C. 2007; Randrianasolo, E. B. 2009].

L'existence de deux supercontinents du Néoprotérozoïque est fondée sur de nombreuses évidences géologiques, paléontologiques, tectoniques, et géochronologiques. Il s'agit du Rodinia (~1100-750 Ma) et le Gondwana (~550-500 Ma). La connaissance de la géométrie et de l'âge de la formation et de la fragmentation de ces supercontinents est convaincante pour une meilleure compréhension de la géologie Précambrienne. Madagascar est considéré comme une position clé pour l'hypothèse de la reconstruction du Rodinia et du Gondwana.

##### 3.1.1 Histoire tectonique du Rodinia

Le nom Rodinia est donné par le paléontologue et géologue McMenamin (McMenamin, 1990). Des travaux focalisés sur l'âge et la géométrie, des données géochronologiques et paléomagnétiques aident à savoir le concept de ce supercontinent. Il est apparu au Mésoproterozoïque (1000-750 Ma) (exemple: Bond *et al.*, 1984; McMenamin, 1990; Dalziel, 1991, Hoffman, 1991, Powell *et al.*, 1993).

On a un point commun à la majorité des reconstructions de ce supercontinent (Dalziel, 1997) (figure 18A), tel que la juxtaposition de la marge Ouest Laurentia (Amérique du Nord) avec le craton d'Amazonie et la juxtaposition de la marge Ouest Laurentia avec le bloc Est Gondwana (Australie, Est Antarctique, Inde, Madagascar et Sri Lanka). Des orogénèses d'âge Mésoproterozoïque à Néoprotérozoïque inférieur (~1400-900 Ma) marquent la consolidation du supercontinent Rodinia. Elles sont dénommées sous le terme d'orogènes Grenvilliennes.

Une des principales sutures Grenvilliennes dans le Rodinia correspondrait à la CEAMB (Circum-East Antarctica Mobile Belt) qui serait à l'origine du bloc Est Gondwana composé de l'Australie, l'Est Antarctique, l'Inde, Madagascar et Sri Lanka (Hoffman, 1991). Néanmoins, Fitzsimons (2000) remet sérieusement en cause l'existence de la CEAMB et par conséquent l'hypothèse de formation du bloc Est Gondwana dès la fin du Mésoproterozoïque. Il suggère plutôt que le bloc Est Gondwana se soit formé à la fin du Néoprotérozoïque-Cambrien par juxtaposition de fragments d'âge Grenvillien le long de chaînes panafricaines (~500 Ma). La fragmentation du Rodinia est marquée par une extension crustale et la formation de bassins sédimentaires en Australie et Laurentia. La séparation finale du bloc Est Gondwana du Laurentia est estimée à environ ~750 Ma (Powell, 1993).

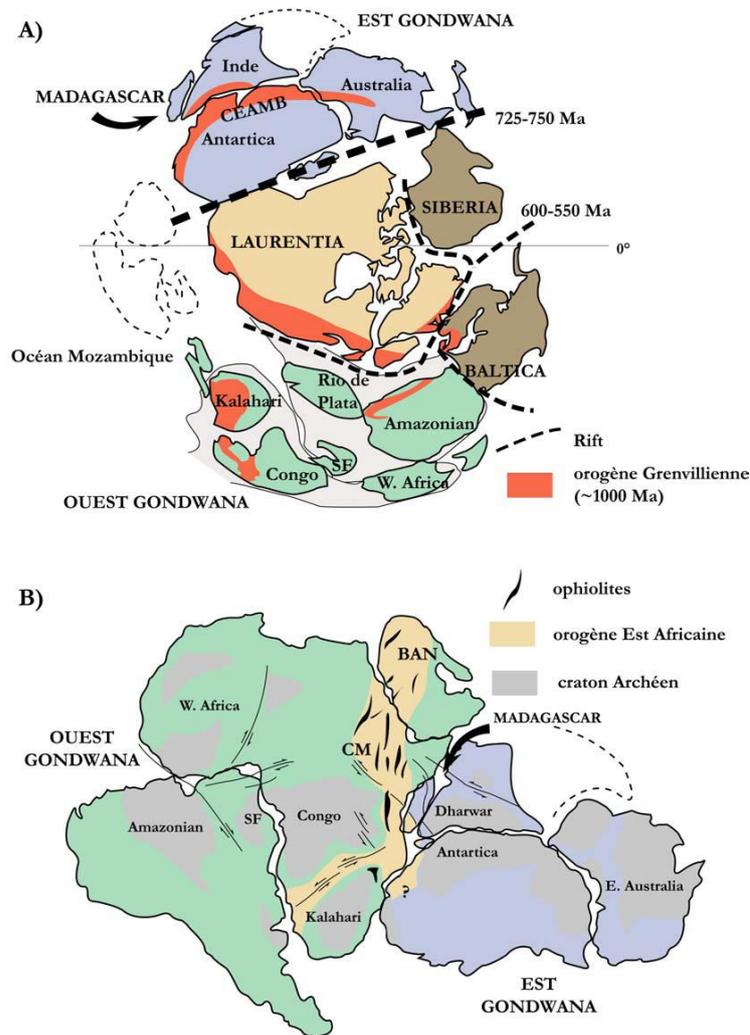


Figure 18: **A)** Reconstitution paléogéographique du Rodinia à 750 Ma (Dalziel, 1997). **B)** Reconstitution paléogéographique du Gondwana à ~500 Ma (Piper, 2000). Dans les reconstitutions plus récentes de Torsvik *et al.* (1996) le bloc Ouest Gondwana est éclaté en plusieurs fragments et les cratons du Kalahari et Congo sont localisés approximativement à la jonction Antarctique-Laurentia (en pointillé sur la figure en haut). CEAMB: Circum East Antarctica Mobile Belt; BAN: Bouclier Arabo-Nubien; CM: Chaîne Mozambicaine. [Source: Goncalves, P. 2002].

Dans cette configuration hypothétique, Madagascar, les Seychelles et l'Inde seraient localisés en bordure du supercontinent Rodinia (figure 18A) au début de sa fragmentation au Néoprotérozoïque moyen (~750 Ma) (Torsvik *et al.*, 2001). Les données géochronologiques et géochimiques obtenues sur ces différentes provinces sont compatibles avec une telle localisation en bordure. En effet, Handke *et al.* (1999) décrit une importante activité magmatique d'affinité calco-alcaline dans le Centre et Centre-Nord de Madagascar datée entre 780 et 800 Ma et confirmée par Kröner *et al.* (2000). Sur la base d'arguments géochimiques et géochronologiques, Ashwal *et al.* (2002) étend cette activité magmatique au Nord de Madagascar, aux Seychelles et à la province de Malani dans le Nord-Ouest de l'Inde (figure 19). La signature géochimique de ce magmatisme est compatible avec un magmatisme de

marge active de type arc continental Andin qui résulterait de la subduction de l'océan Mozambique sous la bordure Ouest du Rodinia au début de la fragmentation marquée par la formation de rift continentaux à environ 750 Ma (Figure 18A et .19) (Handke *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000; Ashwal *et al.*, 2002).

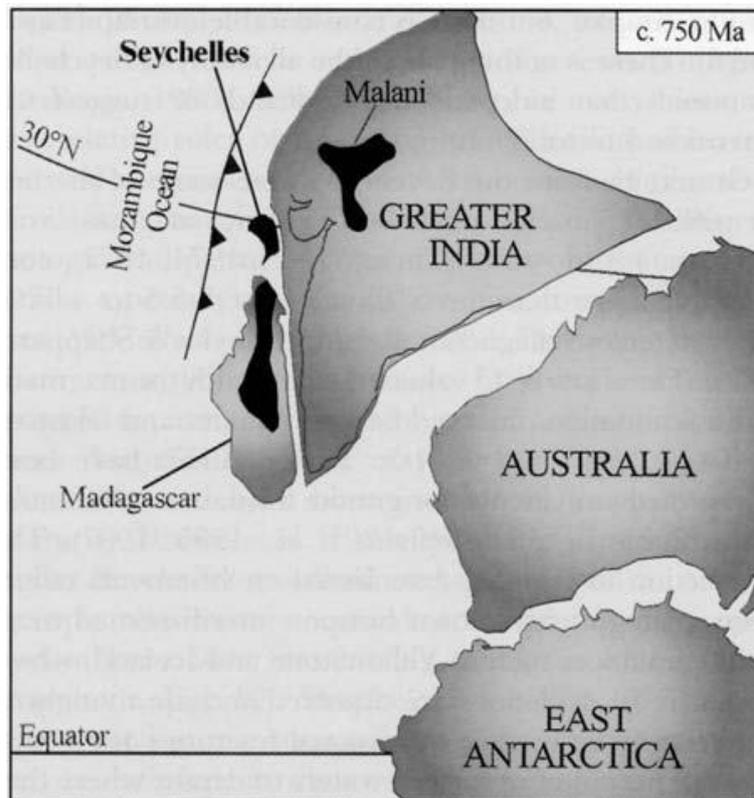


Figure 19: Reconstitution paléogéographique de la bordure Ouest du supercontinent Rodinia composée de Madagascar, Inde, Seychelles, Australie et Est Antarctique à ~750 Ma. Les domaines en noir correspondent à la localisation des roches d'affinité calco-alcaline faisant partie d'un vaste arc magmatique continental de type Andin résultant de la subduction de l'océan Mozambique lors de la fragmentation du Rodinia au Néoprotérozoïque moyen (Ashwalet *al.*, 2002). [Source: Goncalves, P. 2002].

### 3.1.2 Histoire tectonique du Gondwana

Au Néoprotérozoïque (entre 650 Ma et 600 Ma), des forces de tension ont progressivement développé des rifts continentaux au sein du Rodinia pour donner le Gondwana, la Laurentia, la Siberia et la Baltica. Le Gondwana englobe les ensembles précambriens de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Australie, de l'Antarctique, du Sud de l'Europe et de la Chine. Vers 550 Ma, l'océan Iapetus s'ouvre entre la Laurentia et le Gondwana.

L'existence du supercontinent Gondwana durant le Paléozoïque et sa fragmentation au cours du Mésozoïque à l'origine des continents Afrique (+ Madagascar), Amérique du Sud, Antarctique, Australie et Inde est désormais très bien établie.

La fragmentation du Rodinia et la fermeture de l'océan Mozambique aboutirait à la consolidation du supercontinent Gondwana au Néoprotérozoïque (Hoffman, 1991; Powell, 1993; Meert et Van der Voo, 1997) et la formation de la chaîne Mozambicaine qui correspondrait à la suture majeure entre les blocs Est et Ouest Gondwana (Shackleton, 1986) (figure 18B). La chaîne Mozambicaine correspond à une structure Nord-Sud qui s'étend depuis le Mozambique jusqu'aux Kenya et Uganda, relayée au nord par le bouclier Arabo-Nubien (figure 18B). Stern (1994) associe ces deux structures (chaîne Mozambicaine et bouclier Arabo-Nubien) sous le même nom d'Orogène Est Africaine (650-800 Ma).

L'orogénèse est tout processus conduisant à la formation d'un gradient de relief, soit un système montagneux édifié sur une portion de croûte (Foucault, 2001). En socle protérozoïque, de par l'absence de marqueur du relief et souvent la présence fréquente des latérites et des sédiments (récents), seul le magmatisme et le métamorphisme sont les indicateurs du cycle orogénique. La géochronologie absolue nous permet d'ordonner ces événements magmatiques et métamorphiques les uns par rapport aux autres, et parfois de mesurer leur durée.

L'âge du métamorphisme granulitique montre une variation spatiale au sein de l'orogénèse Est Africaine. En supposant que le métamorphisme granulitique observé marque la collision continentale, celle-ci serait estimée entre 640-700 Ma dans le bouclier Arabo-Nubien (Stern, 1994). De même, plus au Sud, en Tanzanie et Mozambique, la fin de la collision est datée entre 615 et 650 Ma (Kröner *et al.*, 1997; Appel *et al.*, 1998; Muhongo *et al.*, 2001). Par contre dans les fragments de l'Est Gondwana (Inde, Sri Lanka, Madagascar, Est Antarctique), le métamorphisme granulitique est significativement plus jeune, daté entre ~500 et 570 Ma (Paquette *et al.*, 1994; Kröner *et al.*, 1996; Braun *et al.*, 1998; Fitzsimons, 2000).

Deux modèles tectoniques de consolidation du Gondwana au Néoprotérozoïque sont proposés:

Le premier est un modèle de collision unique qui implique les blocs Est et Ouest Gondwana après fermeture complète de l'océan Mozambique. Le bloc Est Gondwana subirait une rotation anti-horaire par rapport à un axe localisé approximativement à l'Ouest du Laurentia (figure 18A). L'accrétion de terrains juvéniles de type arc et la collision continentale aurait lieu entre 640 et 700 Ma (Stern, 1994). L'événement tectonométamorphique tardi-Néoprotérozoïque et Cambrien (570-500 Ma) résulterait de la convergence continentale des blocs Est et Ouest Gondwana qui se poursuit pendant environ 150 Ma après le début de la collision continentale. Cette convergence est marquée par le développement d'une intense déformation granulitique au Sud de l'Inde, Sri Lanka ou Madagascar, liée à une tectonique d'extrusion (Stern, 1994). Une caractéristique majeure de ce modèle est qu'il suggère que les blocs Est et Ouest Gondwana correspondent à des entités à part entière dès le Néoprotérozoïque.

Meert et Van der Voo (1997) proposent un modèle de collision en deux étapes qui permet de rendre compte des données paléomagnétiques montrant que les fragments Australie et Antarctique du bloc Est Gondwana ne sont pas consolidés avec le reste du Gondwana avant ~550 Ma. D'autre part, ce modèle est compatible avec l'apparente distribution bimodale des âges: métamorphisme antérieur à 620 Ma au niveau de l'Orogène Est Africaine et 550-500 Ma dans les fragments du bloc Est Gondwana. L'événement initial et majeur correspond à l'Orogène Est Africaine entre 650 et 800 Ma qui implique l'accrétion des terrains du bouclier Arabo-Nubien contre le bloc Ouest Gondwana suivie de la collision continentale de l'Inde, Madagascar, Sri Lanka et du craton du Kalahari au niveau du craton du Congo. Le second événement plus récent (~500-550 Ma) affecte la région du Mozambique, Sud Inde, Madagascar, Sri Lanka, Antarctique et Ouest Australie. Meert et Van der Voo (1997) ont dénommé ce second événement tectonométamorphique l'Orogène de Kuunga qui résulte de la collision continentale du bloc Australie-Antarctique avec le reste du Gondwana. Le supercontinent Gondwana n'est pas totalement consolidé avant le Cambrien (~530 Ma) (Powell, 1993). Ce modèle implique donc que le bloc Est Gondwana (Inde, Sri Lanka, Madagascar, Australie est Antarctique) ne correspond pas une entité avant le Cambrien, comme le suggère Fitzsimons (2000).

Quoi qu'il en soit, dans les différents modèles proposés, Madagascar occupe une position clé, au cœur du Gondwana, sur la bordure Est de la chaîne Mozambicaine.

### **3.1.3 Histoire tectonique du socle Précambrien de Madagascar**

Le socle Précambrien malgache constitue approximativement les deux tiers de l'île. Il est recouvert dans la partie occidentale de l'île par des sédiments déposés lors de la séparation de Madagascar et des grandes Indes (Sri Lanka, Inde et Seychelles) du continent Africain, depuis la fin du Paléozoïque et pendant tout le Mésozoïque. Cette séparation s'est accompagnée de la formation d'une lithosphère océanique au Jurassique: le Bassin de Somalie et du Mozambique (figure 20). Madagascar et les grandes Indes, initialement juxtaposés avec le Kenya et la Tanzanie, se sont déplacés vers le Sud le long de la faille transformante de Davie (l'ouverture du canal de Mozambique) jusqu'à sa position actuelle acquise au début du crétacé (~130 Ma) (figure 20). Ce déplacement vers le Sud le long de la ride de Davie est cessé au début du crétacé alors que le rift indo-malgache commence. La séparation de Madagascar et des Grandes Indes a eu lieu à la fin du Crétacé (~90 Ma) lors de l'ouverture de l'Océan Indien ainsi que le bassin des Mascareignes, qui résulterait du début de fonctionnement du point chaud de Marion sous le Sud de Madagascar (Torsvik *et al.*, 2001). Cet événement est marqué à Madagascar par la mise en place de roches volcaniques (basaltes et rhyolites) et plutoniques (gabbros) datées à 92 Ma (Torsvik *et al.*, 1998).

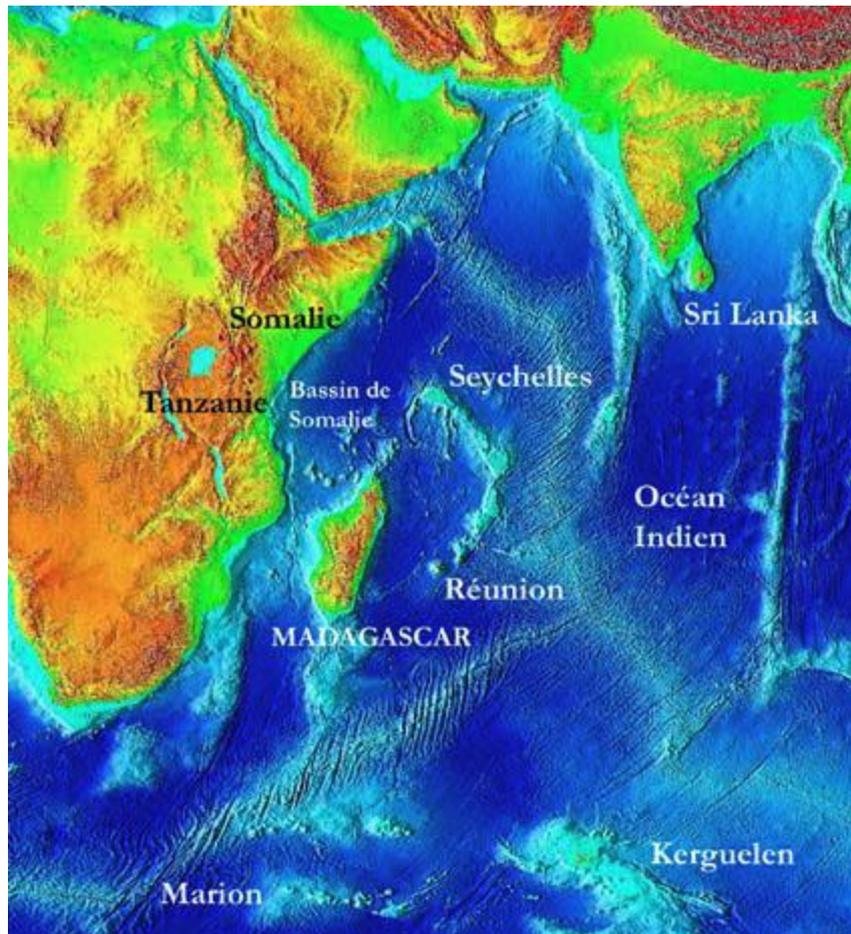


Figure 20: Modèle Numérique de Terrain de l'océan Indien montrant la localisation de Madagascar et des autres localités ou structures tectoniques cités dans le texte. [Source: Goncalves, P. 2002]

Le socle Précambrien, qui se compose d'une grande variété de lithologies d'âge Archéen à fini-Protérozoïque (~3.2 Ga à 530 Ma), a été subdivisé en plusieurs unités lithotectoniques dès les travaux pionniers de Bésairie (1963, 1970). Cette classification a été reprise plus récemment par Windley (1994) et Collins&Windley (2002). Cinq grands ensembles sont distingués en fonction de leur lithologie, âge et position structurale (figure 21).

- le craton Archéen de l'Antongil
- le socle granito-gneissique
- les unités basiques de Beforona
- la série Schisto-Quartzo-Calcaire(SQC)
- le Nord Madagascar (les unités de Bemarivo)

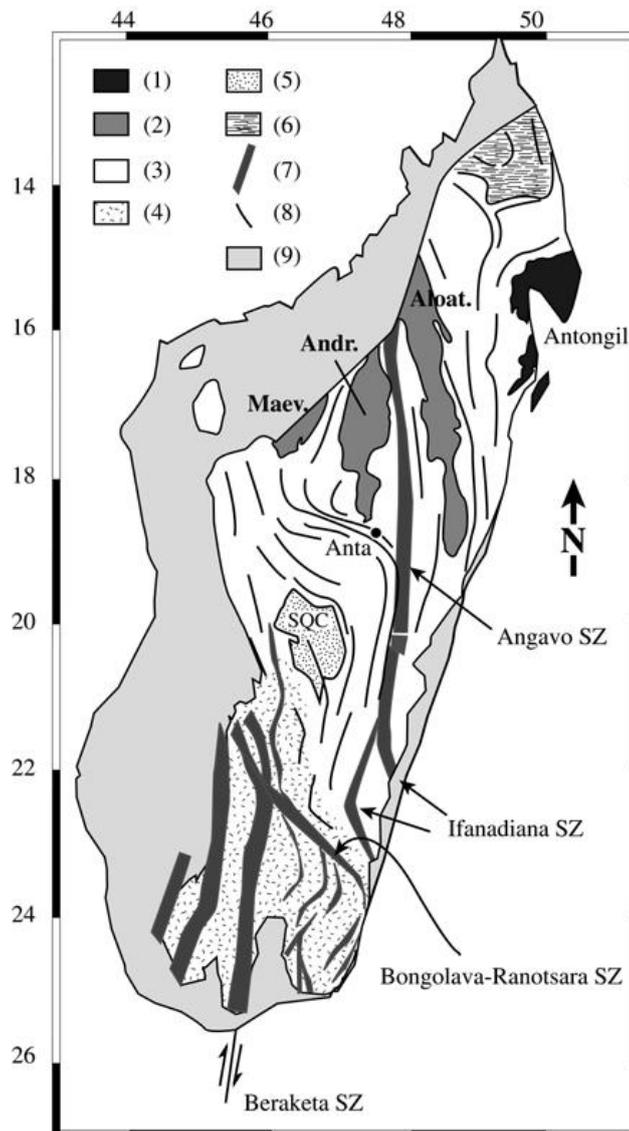


Figure 21: Carte géologique simplifiée de Madagascar montrant les 5 grands ensembles lithologiques et structurales du socle Précambrien et les traits structuraux majeurs (Bésairie, 1964; Martelat, 1998).

(1) Craton Archéen de l'Antongil; (2) Unités basiques de Beforona incluant Maevatanana (Maev.), Andriamena (Andr.) et aloatra-Beforona (Aloa.); (3) socle granito-gneissique Archéen-Néoprotérozoïque; (4) socle granito-gneissique Néoprotérozoïque; (5) Série Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC); (6) Unités de Bemarivo; (7) traces de foliations majeures; (8) zones de cisaillement fini-Néoprotérozoïques - Cambriennes; (9) sédiments phanérozoïques.

### 3.1.4 Les zones de cisaillement à Madagascar

La partie Nord et la partie Sud de Madagascar sont rattachées respectivement au Gondwana Est et Gondwana Ouest il y a environ 750 Ma. Ensuite, elles se rejoignent dans le centre de Madagascar pour donner une suture. En effet, Madagascar a été formé après la subduction et la fermeture de l'océan Mozambique, ainsi que les zones de cisaillement ont été formées (Martelat, 1998; Martelat *et al.*, 2000; DeWit, 2003).

Par conséquent, Madagascar est associée à un raccourcissement Est–Ouest majeur. Le dernier épisode de ce raccourcissement est caractérisé par des structures tectoniques horizontales (événement Dn), se déroule en deux étapes tel que: (1) D1, linéation d'étirement Est-Ouest et aplatissement vertical; (2) D2, verticalisation des plans dans D1, développement d'une nouvelle foliation verticale et des zones de cisaillement transpressives (à linéation peu pentées). En effet, les plis sont devenus fermés, transposés et donne naissance à la zone de cisaillement (figure 22). On observe donc une évolution des plis jusqu'à la formation de la zone de cisaillement majeur de dimension kilométrique. Ces ZC (Zone de Cisaillement) auraient été actives jusqu'à la fin du Néoprotérozoïque, début du Cambrien (Martelat, 1998; Goncalves *et al.*, 2004 et Zhao *et al.*, 2006). On distingue principalement 7 grandes zones de cisaillement (figure 22a) telle que:

- La ZC de l'Angavo (Windley *et al.*, 1994; Nédélec *et al.*, 2000, Grégoire *et al.*, 2009)
- La ZC d'Ifanadiana (Martelat *et al.*, 2000)
- La ZC d'Ejeda (Martelat *et al.*, 2000)
- La ZC d'Ampanihy (Martelat *et al.*, 2000)
- la ZC de Beraketa (ou Vorokafotra; Martelat *et al.*, 2000)
- la ZC de Tranomaro (Martelat *et al.*, 2000)
- la ZC de Zazafotsy (Rolin, 1991; Martelat *et al.*, 2000)

Pour la ZC Bongolava-Ranotsara, elle sépare le Centre et le Nord de Madagascar avec le Sud. Elle est caractérisée par un déplacement senestre et constituée plus de 100 km. Elle est en corrélation aussi avec l'une des majeures ZC dans le Sud de l'Inde.

Les limites de la ZC Bongolava-Ranotsara de direction NW-SE (Martelat *et al.*, 2000) ne sont pas très claires. C'est à dire que la limite Nord–Ouest de la ZC de Bongolava-Ranotsara est reliée avec la limite Nord de la ZC de Beraketa. On trouve des sédiments quaternaires dans la partie Sud et Sud–Est de ce domaine. De plus, la ZC Bongolava-Ranotsara interfère avec des failles kilométriques: les failles de Ranotsara (Bazot, 1976; Hottin, 1976), qui sont marquées par de faibles niveaux topographiques, de même orientation que les foliations.

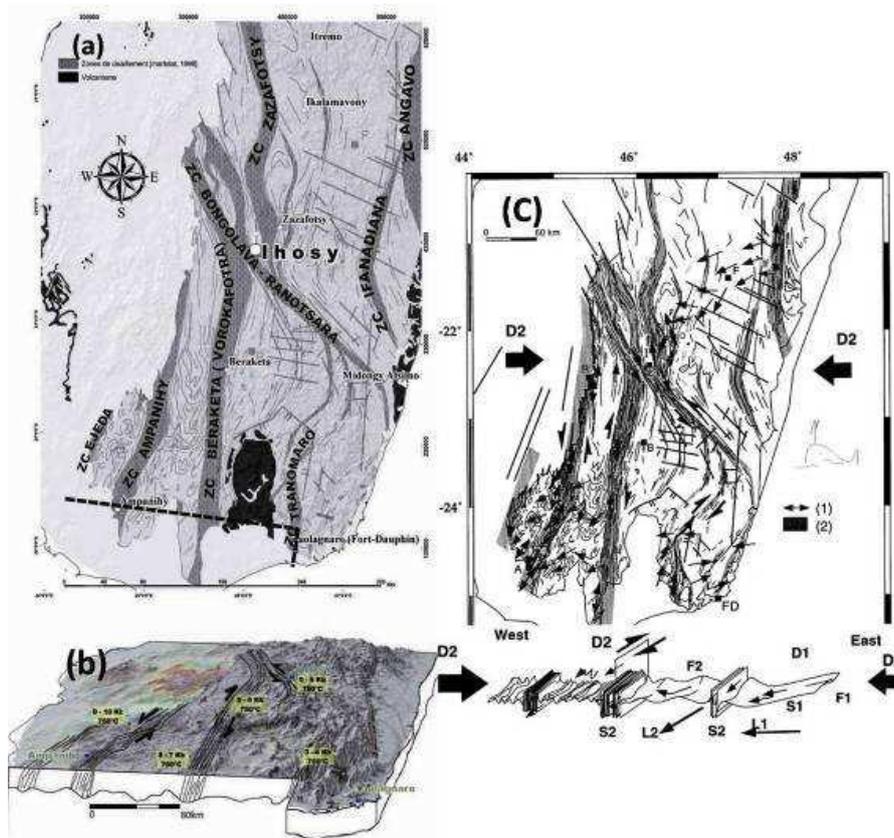


Figure 22: Carte tectonique du Sud de Madagascar. Les trajectoires de foliations soulignent un réseau de zones de cisaillement (en gris foncé, ZC) de différentes tailles qui s'anastomosent. A gauche : (a) en haut, vue en plan; (b) en bas, vue en 3D avec les données thermo barométriques; (c) à droite, les différents champs de déformation finie D1 et D2 (figures modifiées d'après Martelat, 1998).

La présence des intrusions magmatiques datées 700 – 800 Ma (Rakotoarimanana, 2001) dans la partie Nord de la ZC Bongolava – Ranotsara, qui sont absentes dans la partie Sud va naître la proposition de dire que cette ZCBR est considérée comme une limite tectonique majeure. De plus, le socle dans la partie Nord du cisaillement se compose par de roches fini-Archéennes (~2.5 Ga) affectées par plusieurs événements thermiques Néoprotérozoïques (~820-720 Ma, 630 Ma et 580-500 Ma) (Paquette&Nédélec, 1998; Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000). Au Sud du cisaillement, l'empreinte du métamorphisme fini-Néoprotérozoïque – Cambrien (580-500 Ma) prédomine et tend à oblitérer toutes traces antérieures (Martelat *et al.*, 2000). Elle divise donc le Bouclier Malgache en deux parties et met en contact deux unités différentes.

Le socle au Nord du cisaillement de Bongolova-Ranotsara se compose de granitoïdes à biotite et/ou amphibole de composition granitique à tonalitique d'âge fini-Archéen (~2.5 Ga) associés à des gneiss migmatitiques, des métasédiments à sillimanite et cordiérite et des quartzites (Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000). Ce socle a été intensément restructuré au cours de trois événements thermiques

Néoprotérozoïques (720-820 Ma, 630 Ma et 520-580 Ma) contemporains d'une intense activité magmatique granitique (Paquette&Nédélec, 1998; Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000).

Les lithologies dans le Sud sont extrêmement variées: métapélites, granites, amphibolites, quartzites, anorthosites, cipolins. L'ensemble de ces roches sont métamorphisées dans les conditions du faciès granulite (>750°C) avec un gradient régional de pression d'Est en Ouest (de 5 à 12 kbar) (Nicollet, 1988, 1990; Martelat *et al.*, 1997, 2000). La caractéristique majeure du Sud est l'intense déformation marquée par le développement d'un réseau de zones de cisaillement anastomosées verticales globalement orientées Nord-Sud (figure 22c). Le champ de déformation finie, contemporain du métamorphisme granulitique (580-520 Ma) est compatible avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest en régime transpressif qui résulterait de la convergence de cratons lors de la fin de la consolidation du Gondwana (Martelat, 1998; Martelat *et al.*, 2000).

### **3.2 Situation géographique de la zone d'étude**

Notre zone d'étude fait partie de la centrale-sud de Madagascar, c'est à dire la région d'Ihorombe puisque la station GPS nommée AMBI y a été installée. Elle est constituée de trois districts: Ihosy, Iakora, Ivohibe; et l'étude couvre tous ces districts. Elle est limitée par les coordonnées géographiques suivantes:

- Latitude entre -21° et -24°
- Longitude entre 45° et 48°

Elle est traversée par les routes nationales: RN7, RN13, et RN27 et fait partie aussi de l'ex-Province Autonome de Fianarantsoa et l'ex-Province Autonome de Tuléar, donc le district de Betroka est inclus aussi dans notre zone d'étude.

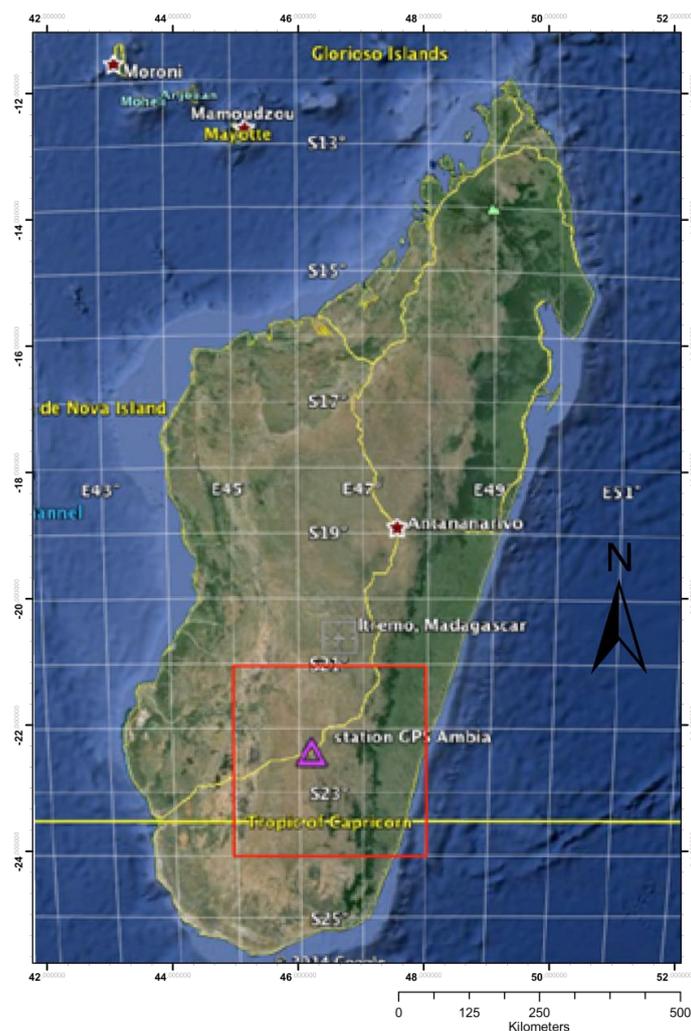


Figure 23: Localisation de la zone d'étude.

Le tableau ci-dessous représente la superficie de chaque district dans la région d'Ihorombe ainsi que le district de Betroka:

District	Ihosy	Iakora	Ivohibe	Betroka	Total
Superficie (km <sup>2</sup> )	18372	4300	4258	14060	40990

Tableau 2: Superficie de la zone d'étude [Source: FTM 2001].

D'après ce tableau, on voit que le district d'Ihosy représente la plus grande surface par apport aux 3 autres districts concernés.

### 3.3 Géologie locale de la zone d'étude

Nous allons voir la géologie de notre zone, c'est-à-dire les types du sol, les roches qui la constitue et leurs caractéristiques (nom et âge).

### 3.3.1 Type du sol

Dans sa partie orientale, Ihorombe se distingue par l'existence des sols ferrugineux tropicaux et quelques îlots d'associations de sols ferrallitiques rouges. Mais c'est le domaine sédimentaire qui prédomine car il recouvre une grande partie du territoire régional. Il s'étend sur la série Karoo. La tectonique cassante a formé les massifs ruiniformes de l'Isalo.

Le sous-sol de ce bassin sédimentaire est formé par des couches de matériaux sableux et de galets remaniés à plusieurs reprises dans les temps géologiques, emmagasinant les eaux pluviales infiltrées. De ce fait, les nappes phréatiques affleurent alors dans les points bas, formant des mouillères ou des sources qui constituent à la fois des points de ravitaillement en eau des villageois, des lieux d'abreuvement pour le bétail et parfois permettant l'irrigation de petits périmètres rizicoles.

Ce terrain sédimentaire est le domaine privilégié des « sables roux », carencés en phosphore et surtout en azote, très fragiles et qui se dégradent facilement s'ils sont cultivés sans précaution. [Source: *Profil Environnemental de la Région d'Ihorombe.*]

Le schéma suivant résume les types de sols dans notre zone.

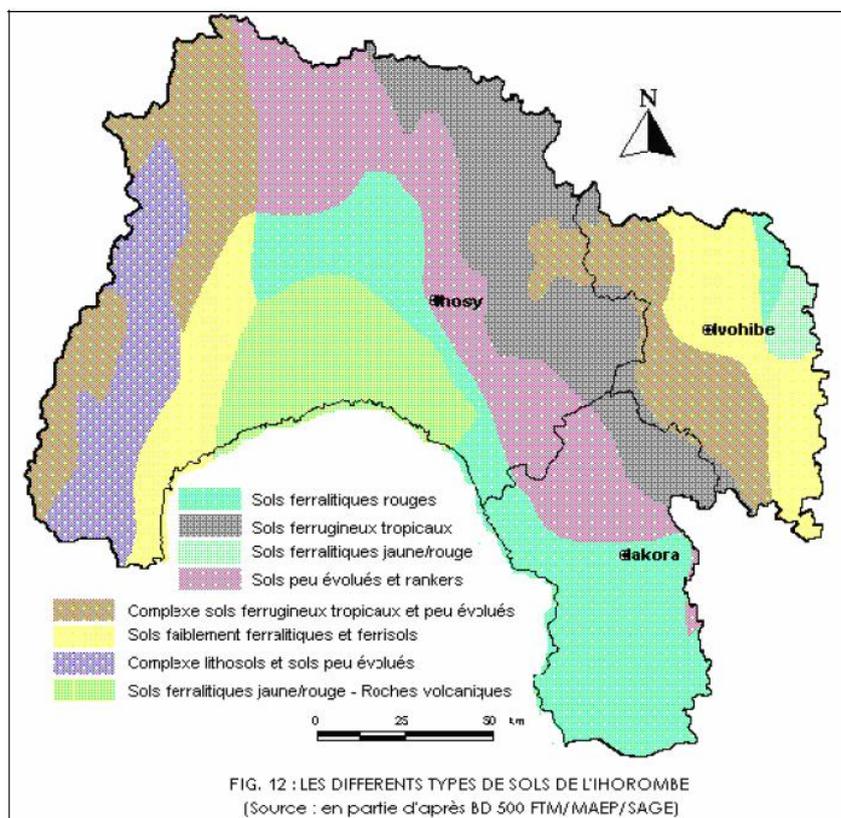


Figure 24: Les différents types de sols dans la région d'Ihorombe.

### 3.3.2 Situation géologique

On sait que Madagascar est constitué par:

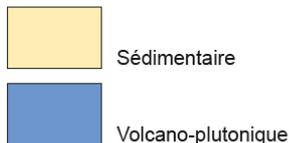
- La roche sédimentaire du phanérozoïque, couvrant le tiers de sa superficie et se trouve sur la partie Ouest de l'île, surtout la partie côtière. Une petite partie de ce roche se trouve aussi sur la côte Est.
- La roche cristalline du précambrien, couvrant le deux-tiers de sa superficie et se trouve sur la partie centrale et la partie Est de l'île.

Pour notre zone, nous allons voir de plus près les roches qui la constituent ainsi que leurs âges de déformation et déposition.

On a la carte suivante, extraite de la carte fournie par le PGRM (Projet de Gouvernance des Ressources Minérales en 2012, publié par le FTM), donnant la géologie de notre zone.

Comme nous allons voir sur la figure 25, la formation cristalline est catégorisée par les domaines, les groupes et les suites magmatiques selon leurs âges. Elle tient aussi la répartition plus grande dans notre zone que la formation phanérozoïque constituée par la couverture sédimentaire et le volcano-plutonique.

#### Formations phanérozoïques



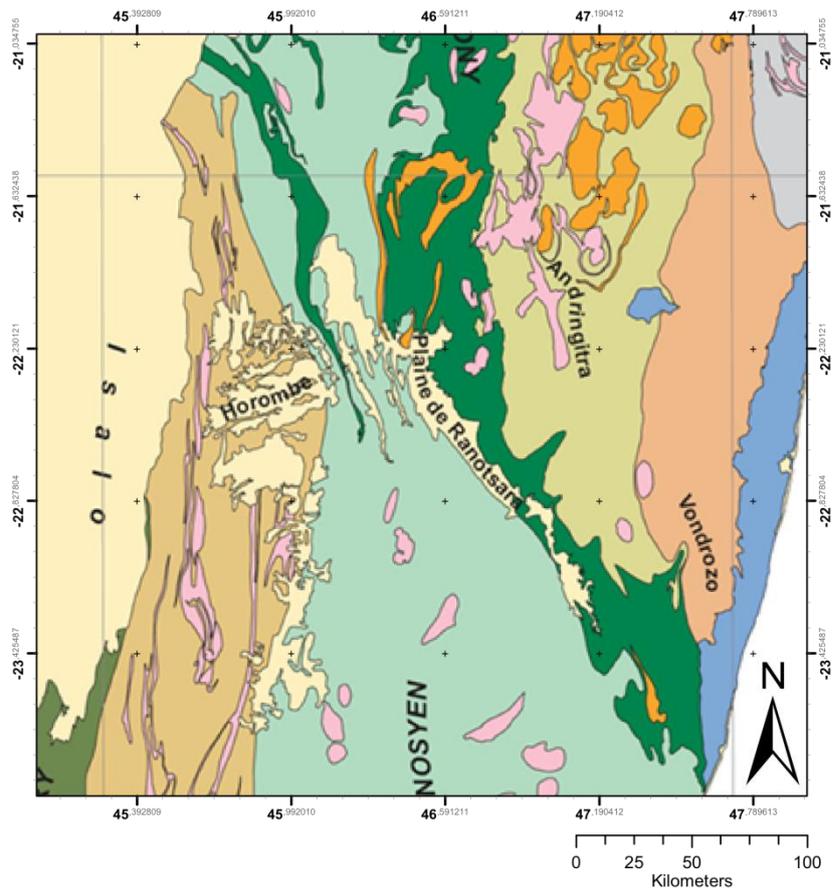
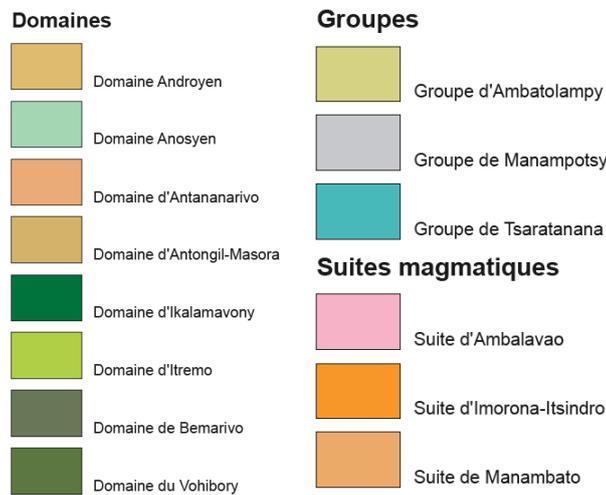


Figure 25: Carte de géologie de la région d'Ihorombe. [Source: PGRM, 2012].



Nous allons résumer dans un tableau les âges qui correspondent à chaque domaine, groupe et suite magmatique constituant notre zone.

Domaine	EON	ERA	PERIOD	AGE (Ma)
Androyen	Protérozoïque	Paléo**-	Rhyacien-Stathérien	2300-1600
		Mésoprotérozoïque	Calymmien- Sté*	1600-1000
Anosyen	Protérozoïque	Paléo**-	Rhyacien-Stathérien	2300-1600

		Mésoprotérozoïque	Sténien	1200-1000
Antananarivo	Protérozoïque	Paléo**-Més**- Néoprotérozoïque	Stathérien	1800-1600
			Calymmien- Sté*	1600-1000
			Tonien-Cryogé*	1000-635
Ikalavavy	Protérozoïque	Paléo**-Més**- Néoprotérozoïque	Stathérien-Ste*	1800-1000
			Cryogénien	850-635
Vohibory	Protérozoïque	Néoprotérozoïque	Cryogénien	850-635
<b>Groupe</b>	<b>EON</b>	<b>ERA</b>	<b>PERIOD</b>	<b>AGE (Ma)</b>
Ambatolampy	Protérozoïque	Més**- Néoprotérozoïque	Calymmien- Sté*	1600-1000
			Tonien-Cryogé*	1000-635
Manampotsy	Protérozoïque	Més**- Néoprotérozoïque	Calymmien- Sté*	1600-1000
			Tonien-Cryogé*	1000-635
<b>Suite</b>	<b>EON</b>	<b>ERA</b>	<b>PERIOD</b>	<b>AGE (Ma)</b>
Ambalavao	Protéro***-	Néoprotérozoïque	Ediacarien	635-541
	Phanérozoïque	Paléozoïque	Cambrien	541-485
Imorona- Itsindro	Protérozoïque	Néoprotérozoïque	Cryogénien	865-630
Manambato	Protérozoïque	Néoprotérozoïque	Cryogénien	865-630

Tableau 3: Les âges de la formation cristalline de Madagascar.

Où \*\*\*: plus zoïque, \*\*: plus protérozoïque, \*: plus nien

Pour la formation Phanérozoïque, on a:

Formation	EON	ERA	PERIOD	AGE (Ma)
Volcano-plutonique	Phanérozoïque	Mésozoïque	Crétacé supérieur (Turonien-Coniacien)	145.5-65.5
Sédimentaire	Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire (Holocène)	< 0.01

Tableau 4: Les âges de la formation sédimentaire et volcanique de Madagascar.

Les roches cristallines sont divisées en plusieurs domaines et chaque domaine est constitué par plusieurs groupes et suites (classé selon les types et les âges de roche) tel que:

- Domaine Androyen:
  - Suite d'Ankiliabo
  - Groupe d'Imaloto

- Groupe de Mangoky
- Domaine Anosyen:
  - Suite de Dabolava
  - Groupe de Tranomaro
  - Groupe de Tolagnaro
- Domaine d'Ikalamavony:
  - Groupe de Molo + Iremo
  - Groupe d'Ikalamavony
- Domaine d'Antananarivo:
  - Suite d'Imorona-Itsindro
  - Groupe d'Itremo
  - Groupe d'Ambatolampy
  - Groupe de Manampotsy
- Domaine de Vohibory:
  - Suite de Marasavao
  - Groupe de Gogogogo
  - Groupe de Mahafaly
  - Groupe de Linta
  - Suite de Vohitany

Nous allons voir alors la géologie de notre zone selon le domaine [*source: PGRM, 2008*].

### **Le Domaine Androyen**

Il consiste en une séquence de roches métavolcaniques felsiques (des roches magmatiques silicatées enrichies en éléments tels que le silicium, l'oxygène, l'aluminium, le sodium et le potassium) intercalées, de schistes graphitiques *et* alumineux et de roches intermédiaires à métasédimentaires de base. La séquence est largement pénétrée par deux séquences des granitoïdes, pré-tectoniques datées respectivement 920 Ma (Suite d'Ankiliabo) et 570 Ma (Suite d'Ambalavao). Des plutons post-tectoniques de la Suite d'Ambalavao (~540 Ma) sont également présents localement sur cette carte. Il n'y a pas eu de datation pour les dépôts de sédiments, mais ceux-ci sont considérés comme Mésoproterozoïques ou plus en fonction de l'âge des suites de granitoïdes. Une déformation a eu lieu entre 580 et 540 Ma de façon synchrone ou un peu après les intrusions antérieures de la suite d'Ambalavao avec la phase la plus récente des intrusions granitoïdiques (le dyke).

Le domaine Androyen forme une ceinture linéaire de roches disposées le long de la marge orientale du bassin de Morondava. Le domaine est dominé par une seule longueur d'onde synclinale de troisième génération (F3). Ce qui est la preuve que cette fermeture est uniquement visible à l'extrême-sud de cette carte. Ailleurs, les roches montrent une tendance subparallèle nord et une forte dépression avec des pendages dont la plupart des angles sont  $\pm 30^\circ$  de la verticale. Les plis ont des formes serrées à isoclinales et plongent superficiellement au nord ou au sud. Les axes des plis sont coaxiaux avec des linéations à la fois minérales et d'intersection.

### **Le Domaine Anosyen**

Le domaine Anosyen se compose d'une séquence de roches volcaniques felsiques, de paragneiss alumineux et sous alumineux et des calco-silicates. La datation d'un horizon volcanique montre que la séquence a été déposée au milieu du Néoprotérozoïque (vers 800 Ma). Ce domaine est largement pénétré par des plutons pre-syn-tectoniques (570 Ma) à la fin de la suite d'Ambalavao (550-520 Ma). Sur cette carte, seule la fin des plutons syn-tectoniques est présente.

Le caractère structural du domaine Anosyen est variable. Dans le sud, le domaine est large d'environ 130 km et se caractérise par des plis ouverts à Serres, alors que près d'Ihosy le domaine se réduit à environ 30 km, et se caractérise par une orientation commune à plis serrés à isoclinaux. Dans le nord, le domaine s'élargit encore, mais les structures restent le plus souvent serrées à isoclinales. Ces différences dans le caractère sont visibles dans la trace des pôles de la stratification litho-tectonique de ses différentes régions. La trace des données planimétriques du sud montre une large distribution des orientations avec une forte proportion de données reportées vers le centre de la stéréo net. Cette répartition reflète généralement la nature du pendage superficiellement à fermetures doublement plongeantes de 4<sup>ème</sup> génération (F4). Ce qui montre que les premières phases de plissement (F2 et F3) ne sont pas très évidentes sur cette carte. Toutefois, à l'échelle de l'affleurement des remaniements sont visibles en de nombreux endroits. Tous les éléments linéaires du domaine sud Anosyen sont coaxiaux à l'échelle de l'affleurement.

### **Le Domaine Ikalamavony**

L'Ikalamavony est un étroit domaine large de 10 à 30 km signalé dans le centre de la carte. Il sépare les domaines d'Anosyen et d'Antananarivo et peut-être suivi de manière continue à partir de la côte sud-est de la carte. Les roches de ce domaine sont pour la plupart d'origine sédimentaire et se composent principalement de paragneiss intermédiaires à mafiques. Des calco-silicates, des metabasaltes, des marbres et quartzites sont également présents. Les roches du domaine Ikalamavony sont datées de la fin du Mésoprotérozoïque et sont pénétrées par trois suites ignées:

- Suite Dabalavo
- Suite de l'Imorona – Itsindro
- Suite d'Ambalavao

Ces suites sont datées entre 1015 – 980 Ma et 550 – 520 Ma respectivement. La déformation dans sa majorité s'est produite peu avant l'intrusion de la suite ignée la plus jeune, synchronisée avec la déformation du domaine Anosy. Une ou plusieurs phases antérieures, de déformation sont possibles, mais n'ont pas encore été géochronologiquement différenciées.

La stratification litho-tectonique du domaine Ikalavony montre une tendance prédominante nord-nord-ouest et un fort plongement ouest parallèle à l'évolution du domaine en ses limites.

Toutefois, dans le détail la forme des terrains en surface présente des modèles d'affleurements circulaires et ovoïdes qui reflètent des dômes et des interférences de types de bassins. Les données linéaires du plongement pour la plupart des angles superficiels montrent un écart entre les orientations ouest-sud-ouest et sud-est. La conjugaison des plongements est-nord-est à sud des axes de plis est parallèle aux limites du domaine, alors que la tendance sud-ouest à sud-est montre des plis dans le centre et le nord de la carte avec des orientations à angle modéré orientées vers les limites du domaine.

### **Le Domaine d'Antananarivo**

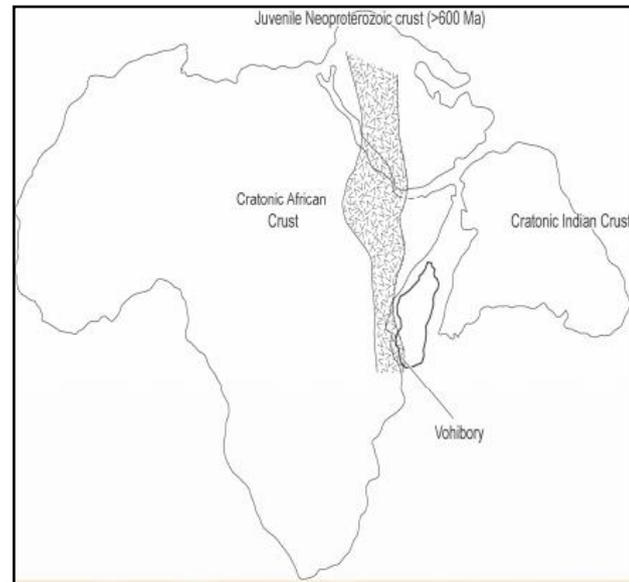
Le domaine d'Antananarivo se compose de métasédiments migmatitiques du Néoproterozoïque et orthogneiss granitiques du Néoproterozoïque à Paléoproterozoïque (2500 – 2450 Ma) intercalés avec des séquences couvrant la fin du Néoproterozoïque inférieur à Méso-Proterozoïque. Les contacts entre les roches de couverture et le socle Néoproterozoïque sont maintenant parallèles en tant que résultat de la modification tectonique. Toutefois, il n'est probable que ce contact qui était à l'origine non conforme au socle impliqués qu'ils ont été déformés et métamorphosés de manière synchronisée avec la mise en place des orthogneiss granitiques Néoproterozoïque à Paléoproterozoïque. Les événements suivants sont supposés avoir lieu avec ou légèrement avant la mise en place de la suite Imorona-Itsindro entre 820-750 Ma, et de nouveau entre 570-550 Ma peu avant la mise en place de la suite Ambalavao.

### **Le Domaine de Vohibory**

La zone de Vohibory est composée par des roches mafiques (c'est-à-dire de couleur sombre et de densité supérieure à 3 g/cm<sup>3</sup>) dominantes intercalées avec des roches felsiques et des métasédiments. Les roches felsiques et mafiques ont des âges identiques (entre 640 et 660 Ma). L'ensemble a été déformé vers 620 Ma alors que les déformations panafricaines tardives sont pratiquement absentes. Des données géochimiques sont compatibles avec des arcs volcaniques et la fusion d'une croûte

océanique éclogitisée (subduction).

Cette histoire tectono-Métamorphique indique que le Vohibory représente une partie d'un arc Néo-Protérozoïque lié à l'Orogenèse de l'Afrique de l'Est, sans relation avec l'événement panafricain postérieur à 550 Ma, responsable de la formation de Gondwana (figure 26).



*Figure 26: Arc Néo-Protérozoïque.*

### **3.4 Géomorphologie de la zone d'étude**

Concernant la géomorphologie de la zone d'étude (au niveau de ces 4 districts), on distingue 4 unités: le plateau d'Horombe, la vallée d'Ihosy et de Ranotsara, les zones montagneuses d'Iakora et d'Ivohibe et le plateau de Betroka (figure 27).

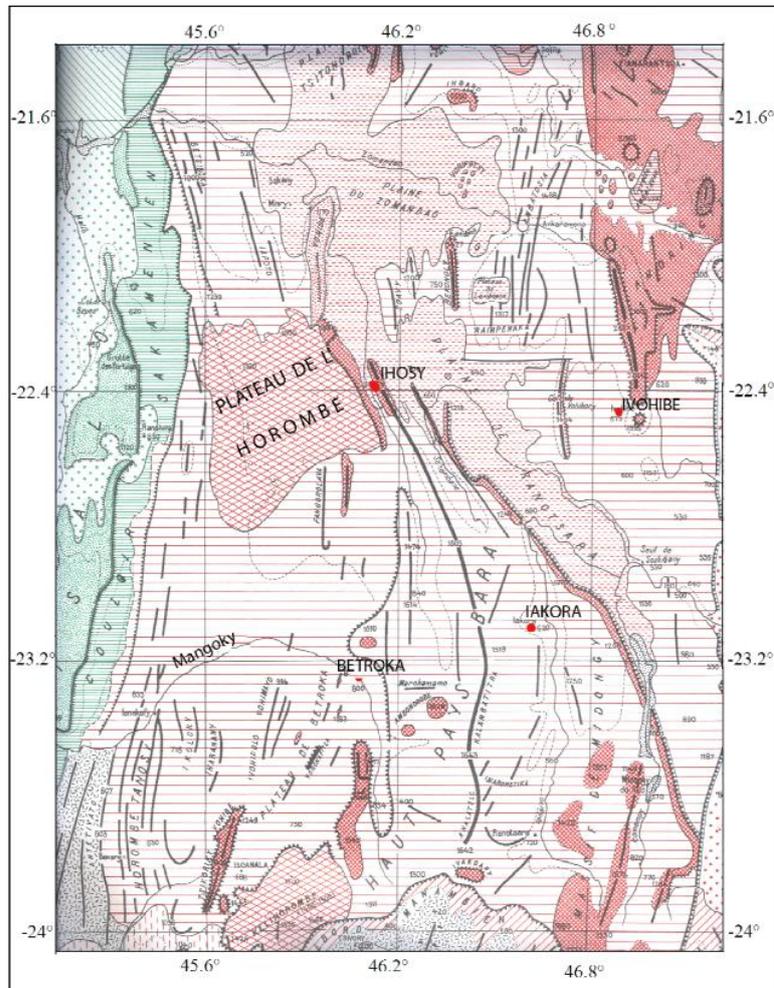


Figure 27: Extrait de la Carte Géomorphologique de la Région d'Ihorombe et de Betroka. [Ny Toky, ESPA, 2009].

### Plateau de l'Horombe

La tectonique affectant les roches dans le plateau de l'Horombe semble simple: formation la plus isoclinale, avec des pendages subverticaux légèrement inclinés vers l'Ouest. Des formes synclinales ou anticlinales, très allongées dans le sens N-S, ont été repérées, surtout sur le bord oriental de la zone. Les roches, très abondantes, sont des gneiss.

### Vallée d'Ihosey et de Ranotsara

La vallée d'Ihosey et Ranotsara sont caractérisées par la grande faille de Ranotsara. Ces deux vallées sont de sens opposé. La vallée d'Ihosey prend sa source à 762 m d'altitude au versant Ouest de la montagne de Midongy. De la source jusqu'à Soasiranana, au Nord Ouest de la montagne de Gomogomo, la vallée est relativement encaissée en forme de V. À partir de Soasiranana, la vallée s'élargit de 3 km à 5 km de largeur et la pente s'adoucit, s'étend au Nord en formant la plaine de Zomandao. Le substrat est plus ou moins homogène (gneiss) recouvert d'alluvions épaisses.

La vallée de Ranotsara prend deux sources de directions opposées. L'une est située à Sakalalina et à Ambararata à 686 m d'altitude, à l'Est du chef-lieu du District d'Ihosy. Elle forme une vaste plaine de direction Nord-Sud. L'autre source est située à Lavaraty au versant Est du massif de Midongy. Elle est relativement rendue plus étroite et s'élargit jusqu'à la rencontre avec la première source d'une pente très faible ayant pour direction Sud-Nord. Cette intersection se trouve au nœud de la rivière de Menarahaka, d'Ionaivo et d'Itomampy à l'altitude 540 m.

### **Les Zones Montagneuses d'Iakora et Ivohibe**

Les roches affleurant dans ces zones sont de même type que celles rencontrées dans le plateau de l'Horombe. La zone montagneuse d'Ivohibe est formée d'un paysage caractéristique des Hautes Terres central avec une montagne culminée plus de 2000 m d'altitude et constituant le massif d'Andringitra. Les chaînes de montagne s'alignent dans le sens des directions du plissement, c'est-à-dire Nord-Sud. Cette région est recouverte de savane herbeuse bordée à l'Est par la forêt dense et humide.

### **Le Plateau de Betroka**

Le plateau de Betroka occupe la partie Ouest de Betroka limité au Nord par la rivière de Mangoky. Le paysage est dominé par une alternance de plaines alluvionnaires et de vaste plateau avec une altitude allant de 800 à 900 m. Le complexe gneisso-leptynitique avec des migmatites est recouvert des savanes herbeuses détruites par le feu.

## **4 Méthodologie**

### **4.1 Investigation des structures actives**

#### **4.1.1 Sismicité**

Pour bien mener l'étude de la structure active sur la région d'Ihorombe, nous allons voir d'abord la sismicité de cette zone, enregistrée par les Stations Sismiques Malagasy, et celle du PASSCAL Project.

Madagascar a bénéficié d'un projet international appelé PASSCAL Project pendant deux ans: entre 2011 et 2013. PASSCAL Project fait partie du programme de l'IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). Il a pour but de connaître les propriétés de la lithosphère, c'est-à-dire les propriétés du manteau supérieur et la croûte terrestre, et cela nous apporte des informations concernant la tomographie pour le cas de Madagascar.

Les stations sismiques installés sont comptées 26 dont:

- 10 entre octobre 2011 et Décembre 2012.
- 16 à partir d'août 2012.

On a alors 2 schémas montrant la répartition des Stations Sismiques Malagasy et celles du PASSCAL Project.

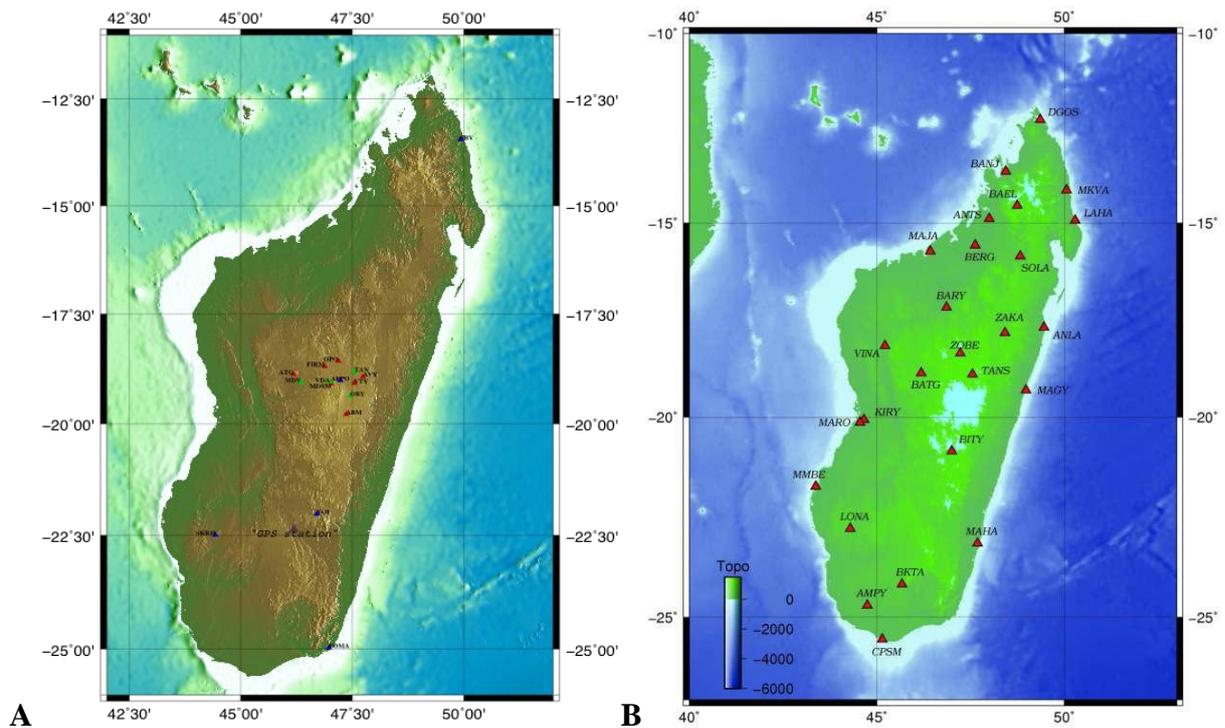


Figure 28: Répartition des stations sismiques: **A** Les Stations Sismiques Malagasy; **B** Les stations sismiques du PASSCAL Project.

Pour **A**, les triangles en rouge marquent les stations courtes périodes et qui sont encore opérationnelles, les triangles en vert sont des stations qui existaient auparavant mais qui ne sont plus opérationnelles aujourd'hui et les triangles en bleu sont les stations larges bandes.

Les évènements sismiques enregistrés par les Stations Sismiques Malagasy et les stations sismiques du PASSCAL Project sont complémentaires. En effet, les données disponibles sur cette zone d'étude, enregistrés par les Stations Sismiques Malagasy ont commencé depuis 1989 à 2010, ensuite de 2012 à 2014 alors que les stations du PASSCAL Project enregistrent entre 2011 à 2013.

Ensuite, ces données sismiques sont utilisées dans un programme appelé script et à l'aide du GMT (Generic Mapping Tools) qu'on peut exécuter ce script à fin de créer une carte de sismicité de notre zone d'étude entre 1989 et 2014.

#### 4.1.2 Relation en géologie

On va voir un exemple d'utilisation des relations en géologie dans notre zone d'étude.

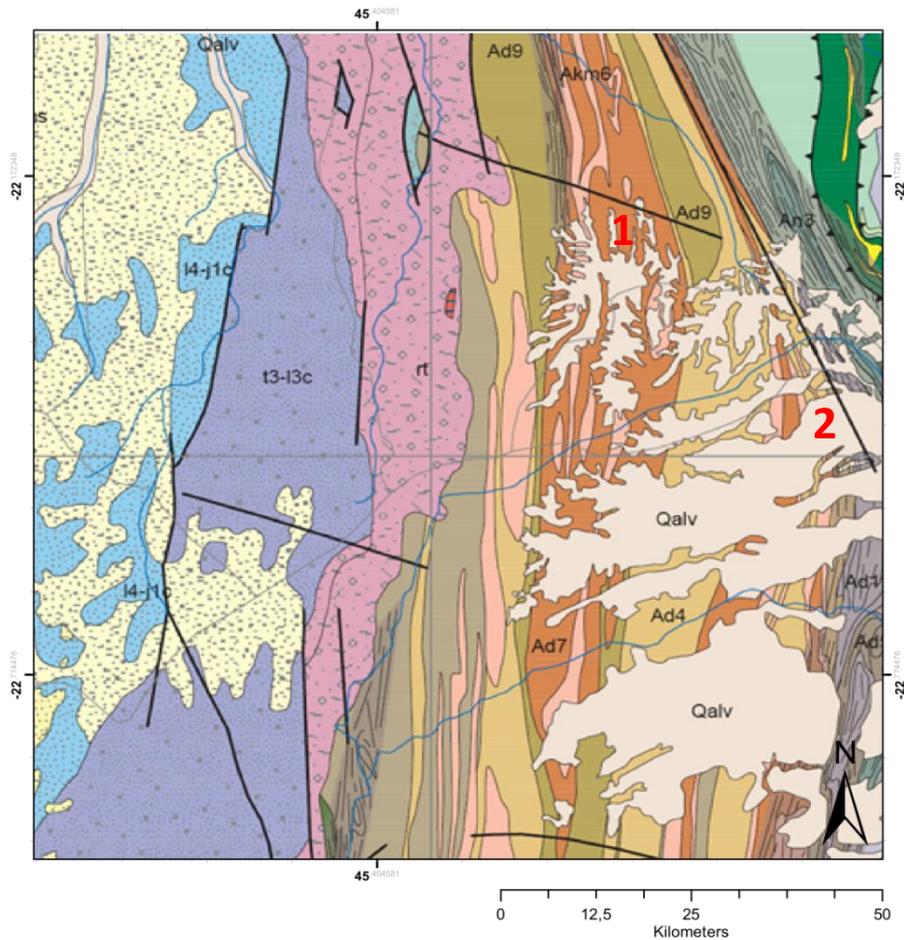


Figure 29: Géologie de la partie entre la latitude -23°, -22° et la longitude 45°, 46°.

On va appliquer les principes dans la relation en géologie afin d'étudier quelques failles présentes ici (figure 29). On résume dans un tableau les âges des roches existants avec ses symboles correspondants tels que: Ad1, Ad4, Ad7, Ad9, Akm6, An3, An5, t4-j1c, Qalv, Qcs, rt, t3-i3c.

Symboles	Nom	Age (Ma)
Ad1	Anorthosite	PROTÉROZOÏQUE Mésoprotérozoïque (1000-1600)
Ad4	Gneiss quartzo-feldspathique à Sil	PROTÉROZOÏQUE Mésoprotérozoïque (1000-1600)
Ad7	Paragneiss migmatique à Bt+Grt	PROTÉROZOÏQUE Paléoprotérozoïque (1600-2300)

Ad9	Gneiss basique graphiteux à Px	PROTÉROZOÏQUE Paléoprotérozoïque (1600-2300)
Akm6	Orthogneiss granitique à monzonique	PALÉOZOÏQUE à PROTÉROZOÏQUE (~542-600)
An3	Paragneiss psammitique migmatitique à Bi+Grt +ou- Hbl	PROTÉROZOÏQUE Paléoprotérozoïque Stathérien (1600-1800)
An5	Orthogneissquartzo- feldspathique	PROTÉROZOÏQUE Paléoprotérozoïque Orosirien (1800-2050), Rhyacien (2300-2050)
l4-j1c	Grès et argile avec bois pétrifiés fréquents	MÉSOZOÏQUE Jurassique Aalénien-Toarcien (145.5-199.6)
Qalv	Alluvion et sable	CÉNOZOÏQUE Quaternaire Holocène (< 2.588)
Qcs	Cuirasse sableuse	CÉNOZOÏQUE Quaternaire-Néogène Pléistocène-Pliocène (-2.588-3)
rt	Conglomérat, grès, argile et passées charbonneuse de la Sakamena	MÉSOZOÏQUE/PALÉOZOÏQUE Trias/Pérmien Inferieur/Lopingien (~251.0)
t3-I3c	Grès, argile et conglomérat continental	MÉSOZOÏQUE Jurassique/Trias Inferieur/Supérieur-Moyen (145.5-251.0)

Tableau 5: Age et nom des roches entre la latitude -23°, -22° et la longitude 45°, 46°.

D'après le principe du cross-section, les failles n°1 et n°2 sont les plus jeunes car elles coupent toutes les formations déjà existantes telles que: (1) pour la faille n°1, elle coupe les couches de roche rt, Ad9, Akm6 et Qalv; (2) pour la faille n°2, elle coupe les couches de roche An5, Ad4, Ad7, Ad9, et Qalv. Donc, elles sont âgées du Quaternaire. Le principe de superposition déclare que la formation An5 se trouve au fond et la Qalv est en haut.

Basé sur ces principes encore, les couches An5, Ad9, Ad7, Ad4 et Ad1 sont formés en premier. Puis, les couches Akm6, rt, t3-I3c et l4-j1c. Quand ces couches de roche étaient là, les couches sédimentaires phanérozoïques Qcs et Qalv sont formées en dernier. Enfin, les failles sont formées aussi en changeant les couches qu'elles coupent.

#### 4.1.3 Carte des failles et intrusion des dykes

En utilisant l'ArcGIS (l'un des Systèmes d'Information Géographiques (SIG) les plus utilisés), on peut faire des cartes qui représentent séparément les caractéristiques structurales telles que les failles, les dykes et les zones de cisaillement dans notre zone. On a alors les figures suivantes [source PGRM, 2012].

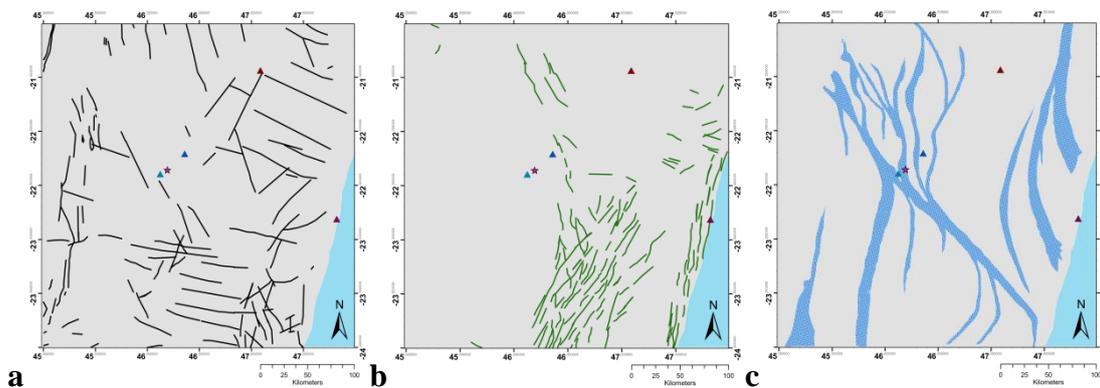
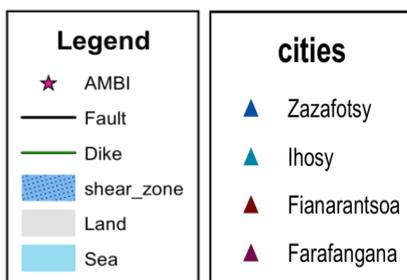


Figure 30: Les caractéristiques structurales de la zone d'étude où **a)** représente les failles, **b)** représente les dykes magmatiques et **c)** représente les zones de cisaillement.

On a les légendes correspondantes:



#### **4.1.4 Forme du terrain**

Le principe fondamental de la géomorphologie est que le changement en forme du terrain implique souvent un changement du processus. Si on a un profil topographique avec une pente uniforme et on a soudainement une forte hausse dans le gradient (peut-être à une pente presque verticale), suivi par un retour à la pente originale, ceci implique un changement du processus. Indépendamment du cas, le changement en forme de la topographie implique un changement des processus qui pourraient refléter des changements du processus. Quand nous sommes intéressés par la géomorphologie tectonique, nous cherchons souvent les surfaces et la forme du terrain qui ont été déformées, inclinées, élevées, fracturées, ou déformées autrement. Il est à rappeler que le principe qui relie le changement en forme pour changer du processus est applicable à une variété d'échelles, de petits escarpements de faille aux chaînes de montagnes.

La faille active produit des variétés de forme du terrain, y compris des escarpements, des pentes déformées et inclinées, des caractéristiques d'affaissement comme des étangs d'affaissement, et le décalage de cours d'eau. Chaque catégorie majeure de faille: normale, inverse et décrochement peut être discuté en termes d'un assemblage de caractéristique de la forme du terrain. Il y a beaucoup de chevauchement entre celles assemblées différemment parce que beaucoup de failles sont déplacées obliquement, partiellement en décrochement et partiellement vertical.

Nous allons faire alors des investigations sur la forme du terrain dans notre zone d'étude et de trouver quelle type de faille elle est, active ou non.

## **4.2 Déduction des contraintes régionales**

### **4.2.1 Théorie d'Anderson pour les types de faille**

Basé sur l'orientation des axes de contrainte et de glissement (direction du mouvement), les failles sont catégorisées en trois types tels que: faille normale, faille inverse et faille décrochante. Alors nous étudions la relation qui réunit l'orientation, direction et l'intersection du strike de la faille avec l'orientation des contraintes principales. La direction du dyke nous donne aussi l'information sur l'orientation de la contrainte principale minimale compressive ( $\sigma_3$ ) c'est-à-dire que le dyke forme et s'ouvre perpendiculaire à  $\sigma_3$ . Le dyke est formé dans un régime en tension et la direction du strike de la faille normale est perpendiculaire à  $\sigma_3$ . La figure suivante nous donne une image en tête.

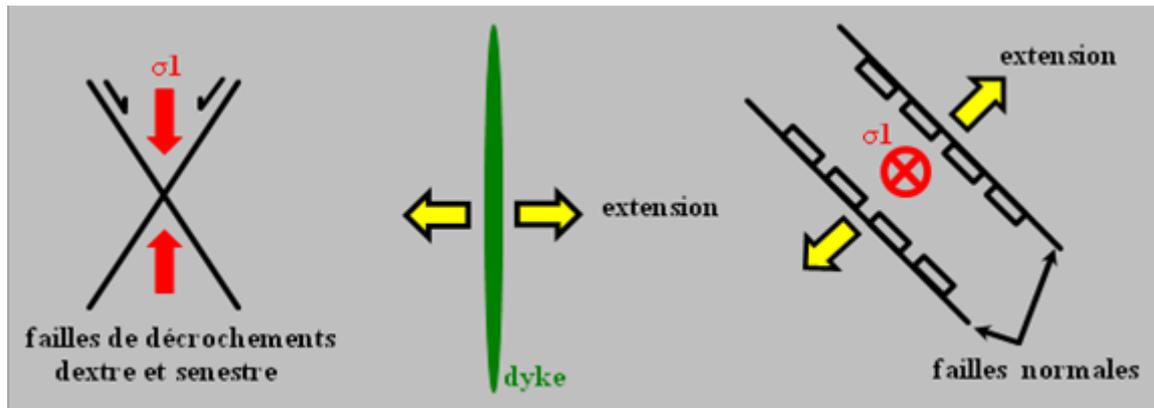


Figure 31: Relation entre la direction du strike et les contraintes principales. Les flèches en jaune indiquent l'extension et les rouges indiquent les contraintes principales maximales compressives; les demi-droites en noire ce sont les failles et le vert c'est le dyke.

#### 4.2.2 Contrainte agissant dans une région en extension

Toutes les contraintes agissent dans notre zone mais seul la contrainte principale minimum ( $\sigma_3$ ) nous donne l'extension et on va appliquer ce principe dans notre zone d'étude. On l'applique dans le résultat obtenu par l'application de la théorie d'Anderson pour les types de faille.

#### 4.3 Estimation des déformations près d'une faille en utilisant le modèle du rebond élastique

Chaque type de faille se caractérise par un cycle dit cycle sismique. Il est défini par la succession de deux périodes telles que l'accumulation des contraintes pendant plusieurs années et le moment de relâchement brusque des contraintes accumulées. Pendant le moment de l'accumulation des contraintes, la surface de la faille est bloquée mais son entourage accumule déjà des déformations élastiques (figure 14b). Ce cycle se répète encore jusqu'à ce que la faille soit inactive. À l'aide de la formule que nous citons précédemment, équation (1), on peut estimer cette déformation. On va alors appliquer cette formule sur quelques failles le plus près possible de la station GPS AMBI et de faire l'estimation sur la vitesse en surface en fonction de la profondeur du séisme (profondeur de verrouillage) et la distance horizontale perpendiculaire à la faille. Avec  $V = 4$  mm/an qui est la vitesse de déformation observée au Système de Rift de l'Afrique Orientale.

## 5 Résultats

### 5.1 La topographie

Les données du SRTM disponible sur internet nous a permis d'obtenir la topographie à haute résolution de notre zone d'étude, c'est-à-dire à 30 m de vue. Nous avons alors la topographique à haute résolution de notre zone d'étude.

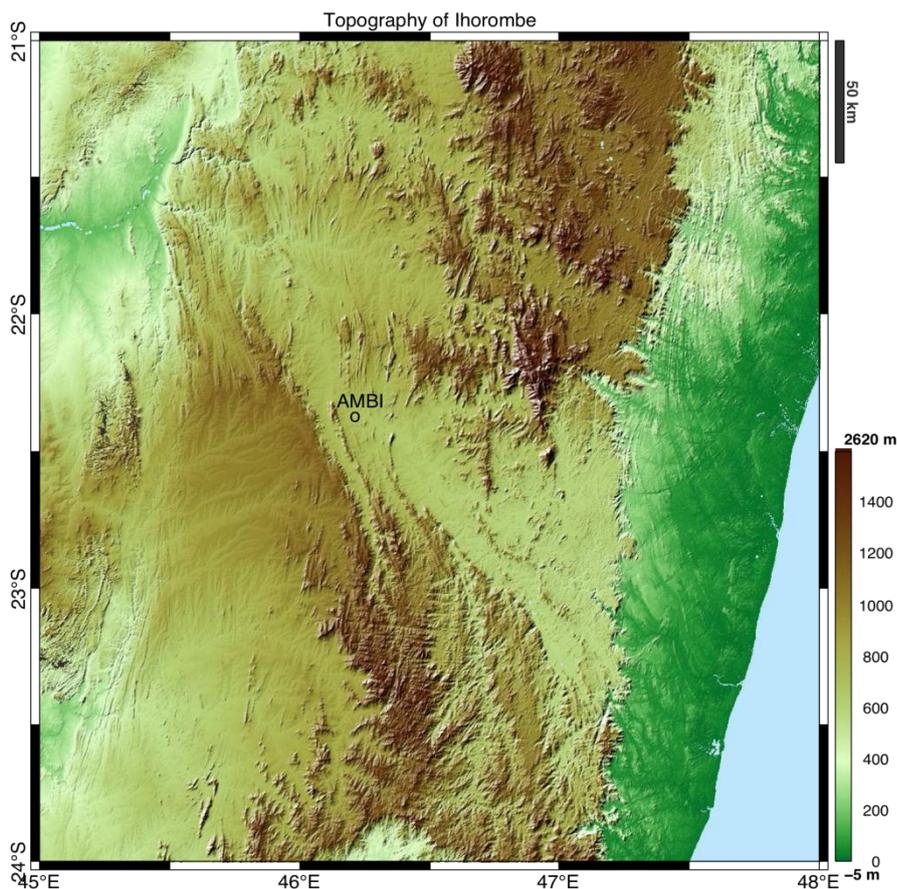


Figure 32: La topographie à haute résolution de la région d'Ihorombe.

La topographique nous indique clairement les parties cristallines (à haute altitude, supérieur 800 m) et les parties sédimentaires (à basse altitude, inférieur à 800 m). Les parties cristallines se trouvent sur le centre alors que les parties sédimentaires sont sur la côte Est, un peu sur le centre et sur la partie Ouest de notre zone d'étude.

### 5.2 Les failles et dykes Quaternaires

Après avoir utilisé les relations en géologie concernant les couches, les dykes et les failles, on a obtenu alors la figure suivante qui nous montre les caractéristiques structurales âgées du Quaternaire dans

notre zone d'étude, telles que les failles et les dykes. Elles ont classé en quatre groupes selon l'orientation de failles.

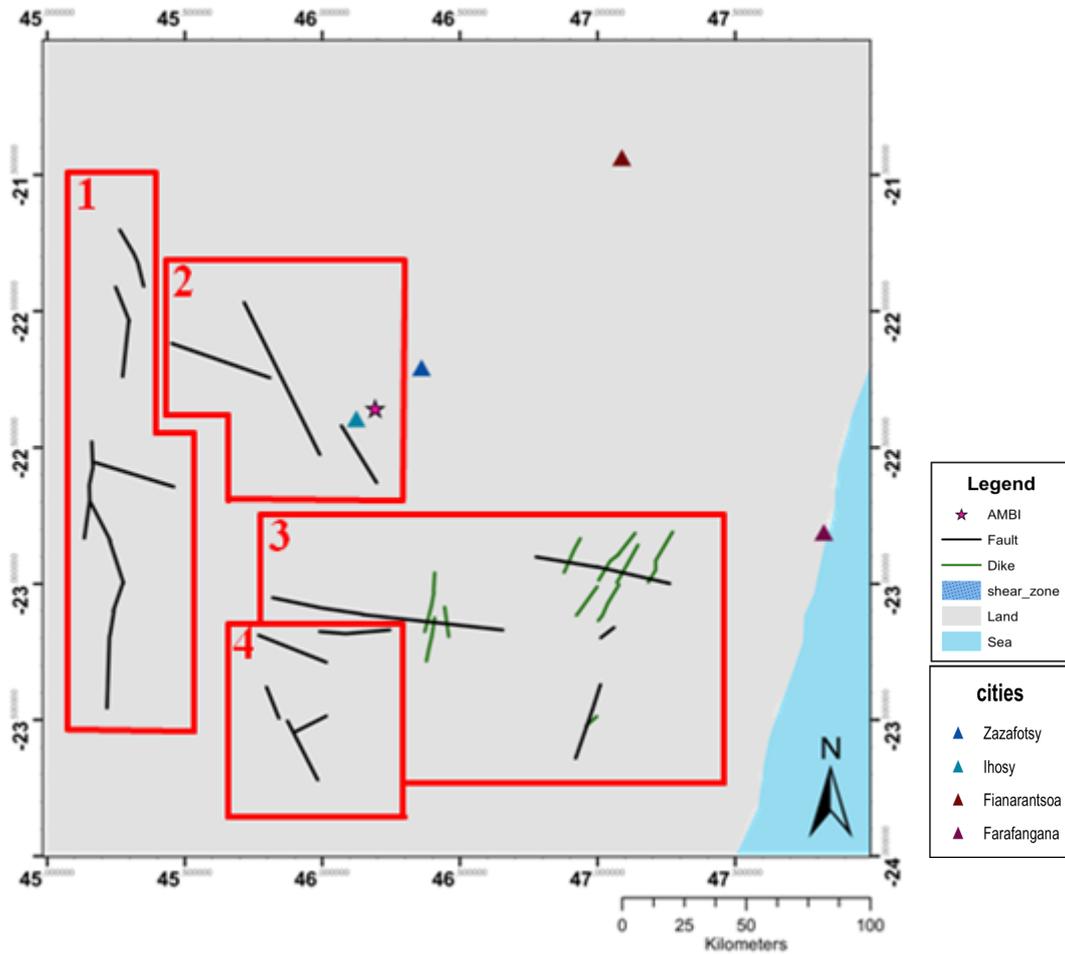


Figure 33: Les failles et dykes âgés Quaternaires dans la région d'Ihorombe. Les demi-droites en noire et en vert représentent respectivement les failles et les dykes.

Comme nous avons vu dans la partie méthodologie, on a les caractéristiques structurales bien séparées (figure 30). Alors la figure 33 nous montre ceux qui sont âgés du Quaternaire.

### 5.3 Géomorphologie d'une faille

Après avoir étudié en détails la géomorphologie caractérisant les types de faille, nous avons trouvé une structure indiquant la présence d'une faille sur la partie Nord Ouest de notre zone d'étude.

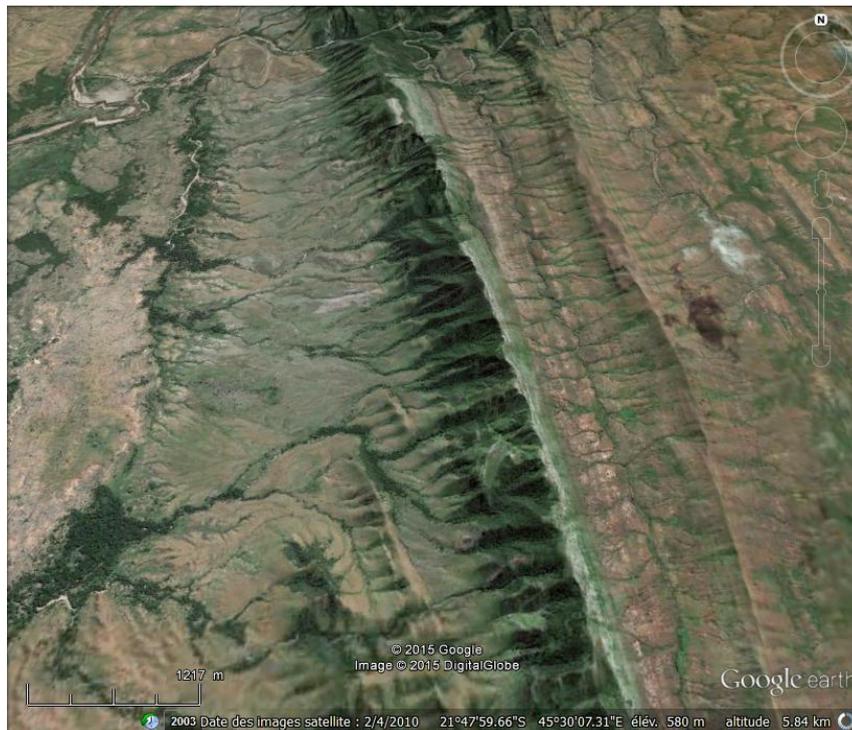


Figure 34: La Géomorphologie d'une structure (faille).

#### 5.4 Système de drainage

En outre, on trouve deux types du modèle de drainage dans notre zone d'étude (Ouest AMBI) tel que le drainage parallèle et le drainage treillis.



Figure 35: Les modèles de drainage dans notre zone d'étude. L'ovale en rouge et en vert représentent respectivement le drainage parallèle et le drainage de treillis. La demi-droite représente une faille.

On va voir dans la partie discussion et interprétation l'implication de toutes ces caractéristiques géomorphologiques que nous avons déjà vue auparavant.

### 5.5 Répartition des contraintes et types de faille

Après avoir appliqué la théorie d'Anderson pour les types de faille ainsi que des informations additionnelles en géologie, on obtient la carte suivante qui représente la répartition des contraintes et l'hypothèse sur les types de faille dans notre zone d'étude.

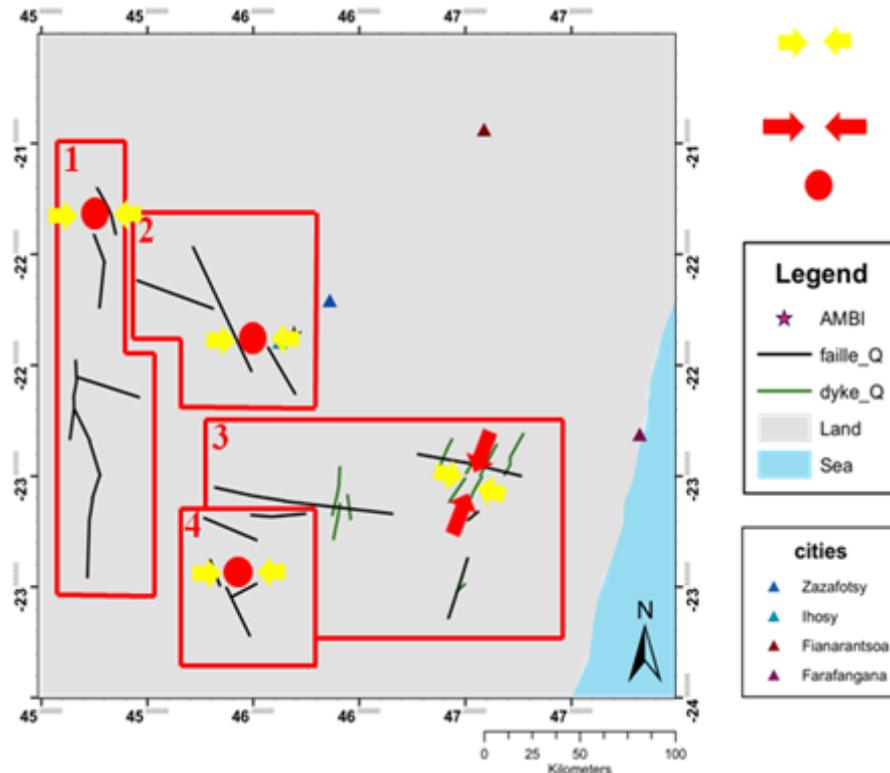


Figure 36: La répartition des contraintes dans la région d'Ihorombe; Les flèches et les cercles en rouges représentent les contraintes principales maximales compressives ( $\sigma_1$ ) alors que les flèches en jaunes représentent les contraintes principales minimales compressives ( $\sigma_3$ ). Les contraintes ne sont pas en fonction de la magnitude.

### 5.6 Vitesse de la déformation

Après quelques simulations sur Matlab (Mattrix laboratory), on peut avoir les courbes représentatives suivantes. Elles nous montrent l'estimation des vitesses de déformation en fonction de la distance perpendiculaire par rapport à faille et avec des profondeurs de verrouillage fixes.

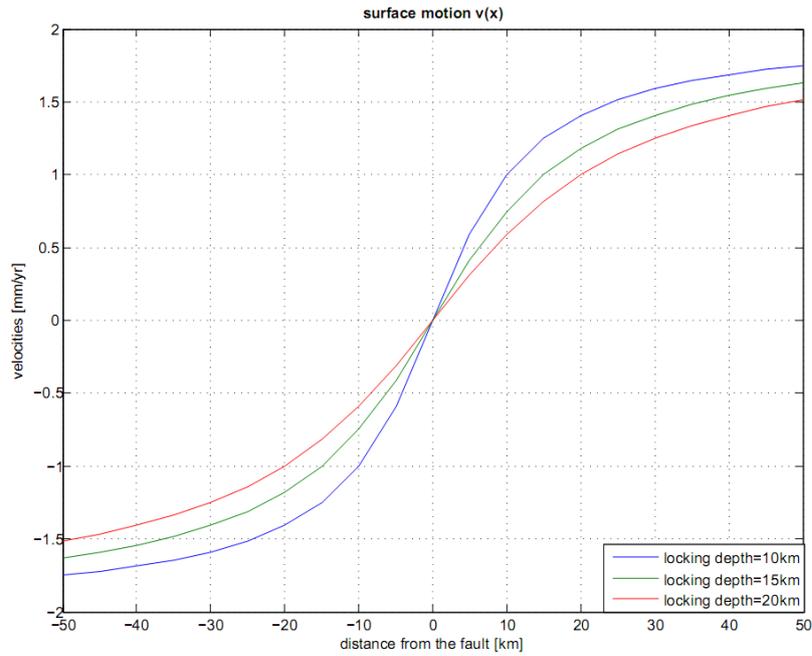


Figure 37: Les courbes de la vitesse du déplacement.

Les courbes en bleu, en vert et en rouge ayant respectivement la profondeur de verrouillages 10 km, 15 km et 20 km.

Ces courbes nous montrent à la fois la déformation élastique pendant l'accumulation des contraintes et l'estimation sur la vitesse de déplacement en surface.

### 5.7 Profils topographiques

Dans ce travail, trois types de profils topographiques de longueur 122 km ont été réalisés et interprétés. Les altitudes varient de 600 m à 1400 m. Ces données ont été acquises par le Google Earth.

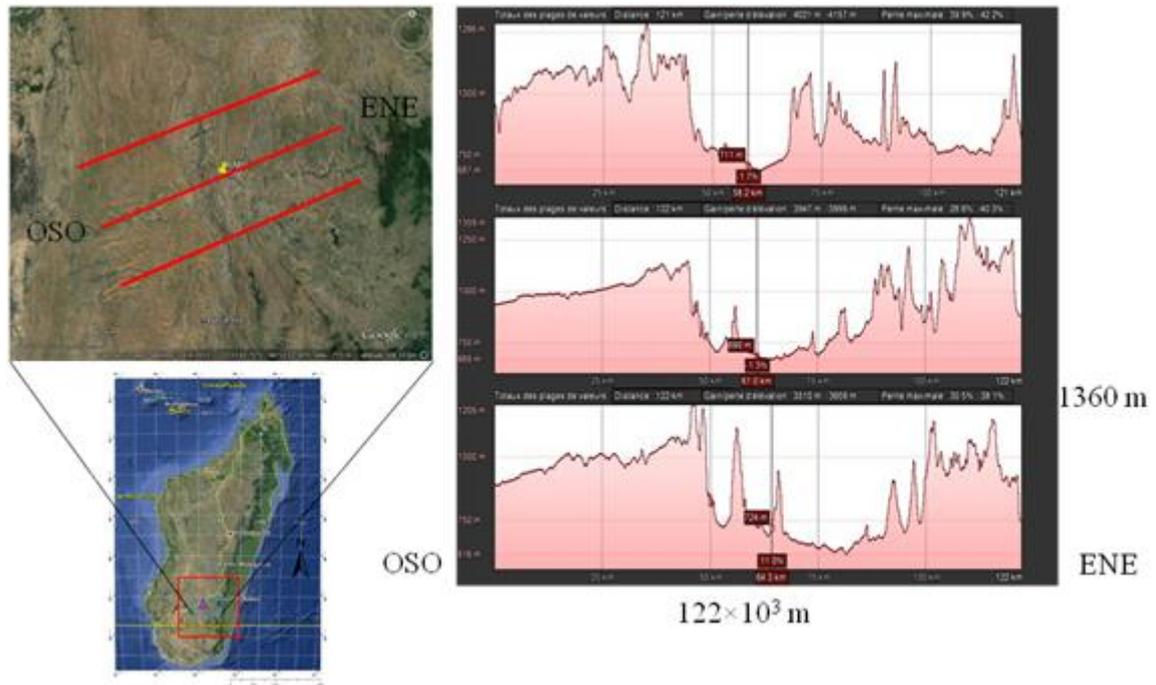


Figure 38: Les profils topographiques.

## 5.8 La sismicité

La figure suivante nous montre la répartition des épicentres dans notre zone d'étude. Ces données ont été acquises par les Stations Sismiques Malagasy et les stations sismiques du PASSCAL Project.

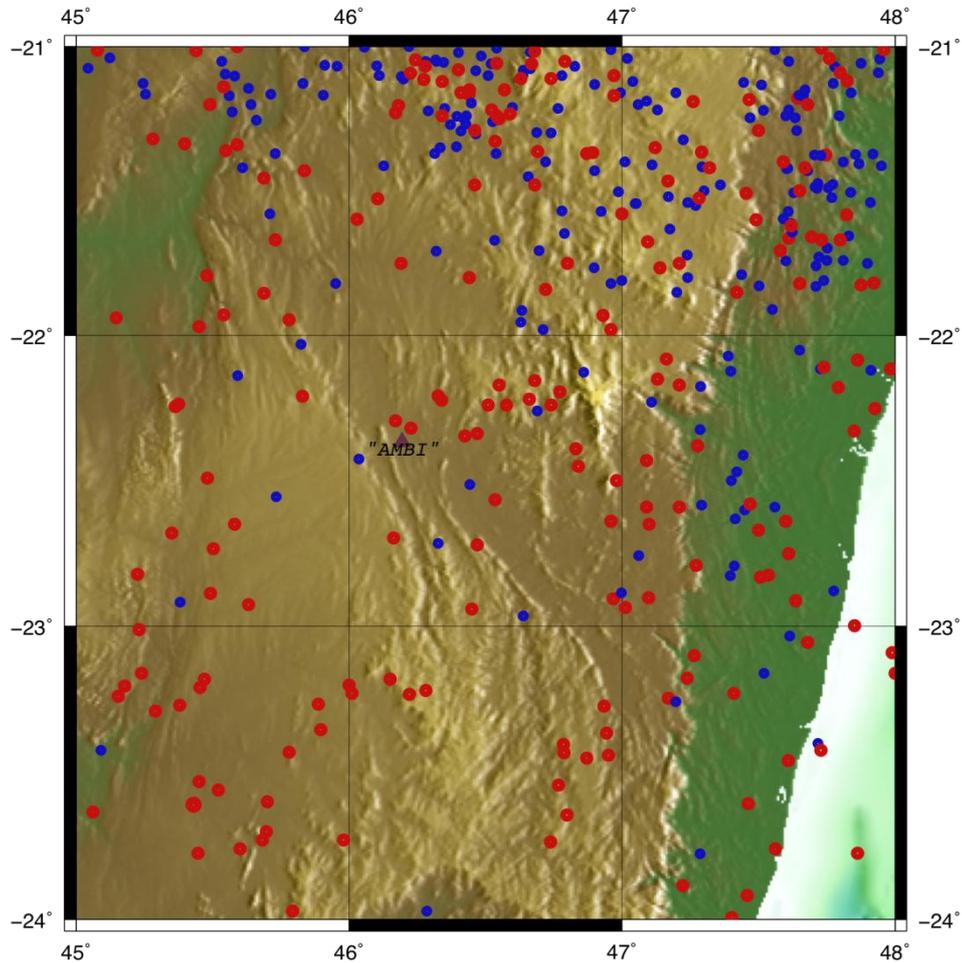


Figure 39: La carte de sismicité de la région d'Ihorombe.

Les points en rouge et en bleue représentent respectivement les évènements sismiques avec la magnitude supérieur à 3 et inférieur à 3.

## 6 Discussions et interprétations

### 6.1 La topographie

La carte géologique (figure 40 à gauche) et de même la carte de la topographie (figure 40 à droite) nous montrent clairement la formation préexistante, c'est-à-dire la zone de cisaillement précambrien du panafricain. Il est à remarquer que notre station GPS nommée AMBI a été installée sur cette formation.

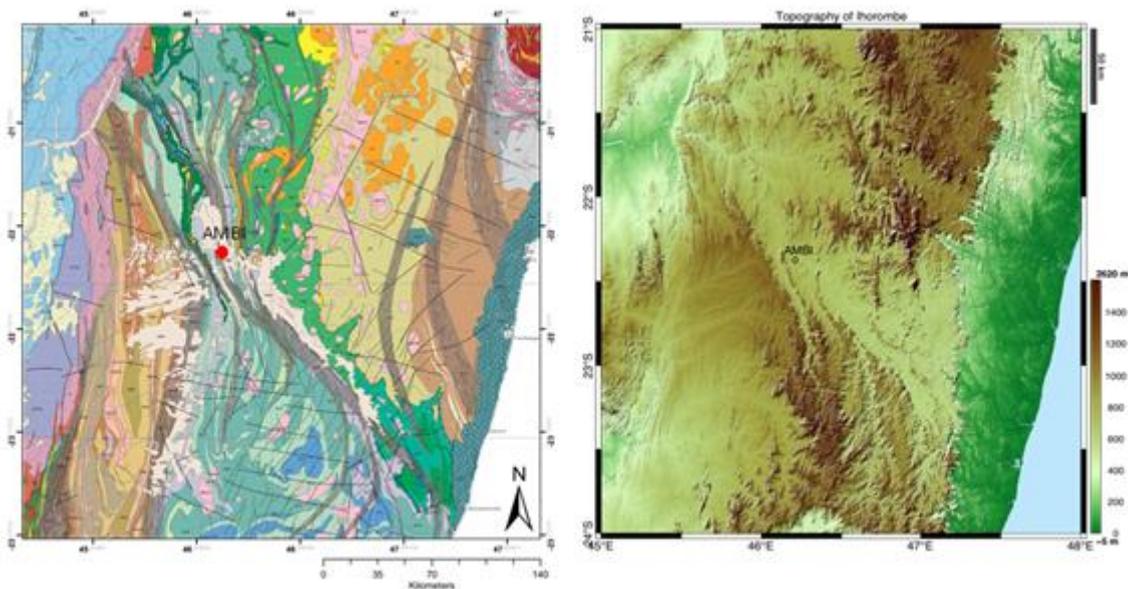


Figure 40: La carte géologique et la topographie de la région d'Ihorombe.

### 6.2 Les failles et les dykes Quaternaires

Géologiquement et tectoniquement, une zone est dite tectoniquement active s'il y a beaucoup de faille jeune dans la-dite zone, c'est-à-dire âgée du quaternaire (inférieur à 2 Ma). Pour voir les failles et les dykes Quaternaires dans notre zone d'étude, nous utilisons la carte géologique de Madagascar, fourni par le PGRM en 2012 comme données. Elle comporte des différentes formations structurales comme les failles, les dykes et les zones de cisaillement. Dans notre zone d'étude, on a des failles et des dykes jeunes parmi ces formations structurales. On peut identifier ces formations plus jeunes en utilisant les relations en géologie. Par exemple, le principe du cross-section nous a permis de dire qu'on a des failles et dykes jeunes dans notre zone d'étude car ces formations là coupent directement la couche d'alluvions âgée du Quaternaire. Peut-être qu'il existe d'autres structures actives mais elles ne coupent pas cette formation d'âge Quaternaire alors on ne peut pas les identifier.

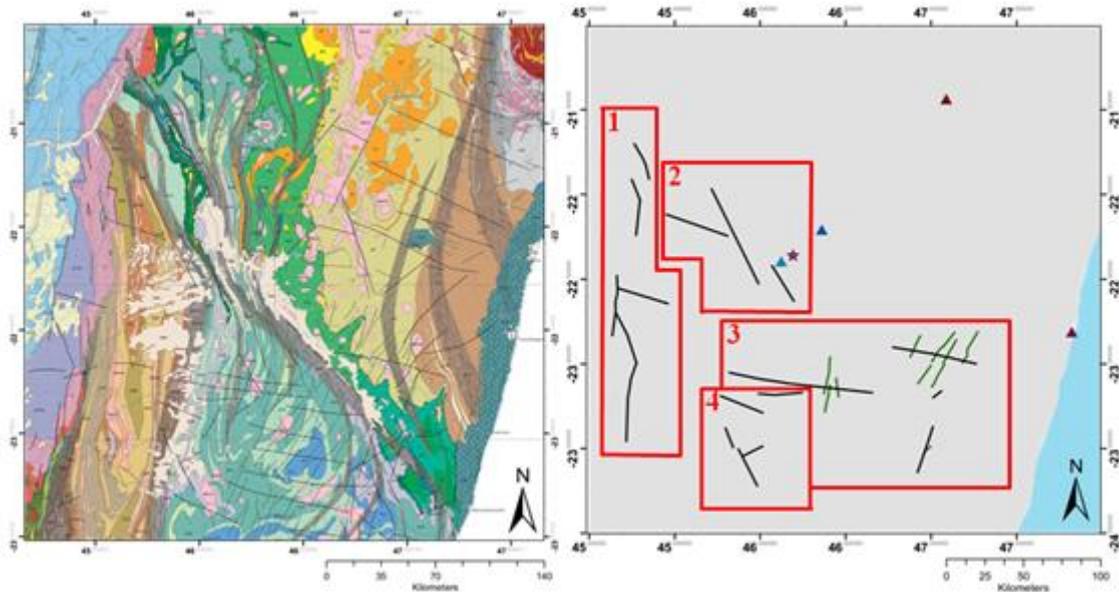


Figure 41: La carte géologique et les formations jeunes dans la région d'Ithorombe.

Les demi-droites en noire et en vert représentent respectivement les failles et les dykes. Dans la section 1, plusieurs failles sont avec du strike presque orienté N-S (Nord-Sud). Ce sont les failles sur la bordure Est du bassin de Morondava. La structure préexistante joue aussi un rôle majeur sur l'orientation des failles dans notre zone d'étude donc les failles dans la section 2 et dans la section 4 sont presque orientées NO-SE (NordOuest-SudEst). Pour la section 3, les failles sont orientées OON-EES (OuestOuestNord-EstEstSud).

### 6.3 L'évidence d'une faille normale

On a vu auparavant que nous avons trouvé une forme du terrain créée par une faille. Cette faille produise un escarpement qui semble être une facette triangulaire. La topographie et la forme du terrain nous montrent nettement que c'est un escarpement mais pour en être sûr, nous avons fait un profil topographique à travers cette formation. Alors, on voit bien que c'est un escarpement causé par une faille normale active. En plus, cette faille appartient aux failles de la bordure Est du Bassin de Morondava. Par conséquent, elle montre une évidence d'extension de la partie Ouest de Madagascar (confirmé par Piqué *et al.*, 1999).

Selon la terminologie géomorphique, (1) la partie raide de la pente est un escarpement, probablement produit par l'érosion différentielle le long d'une faille; (2) l'escarpement pourrait être aussi la déposition à l'origine, représentant le raide d'un flux de débris ou le fan.

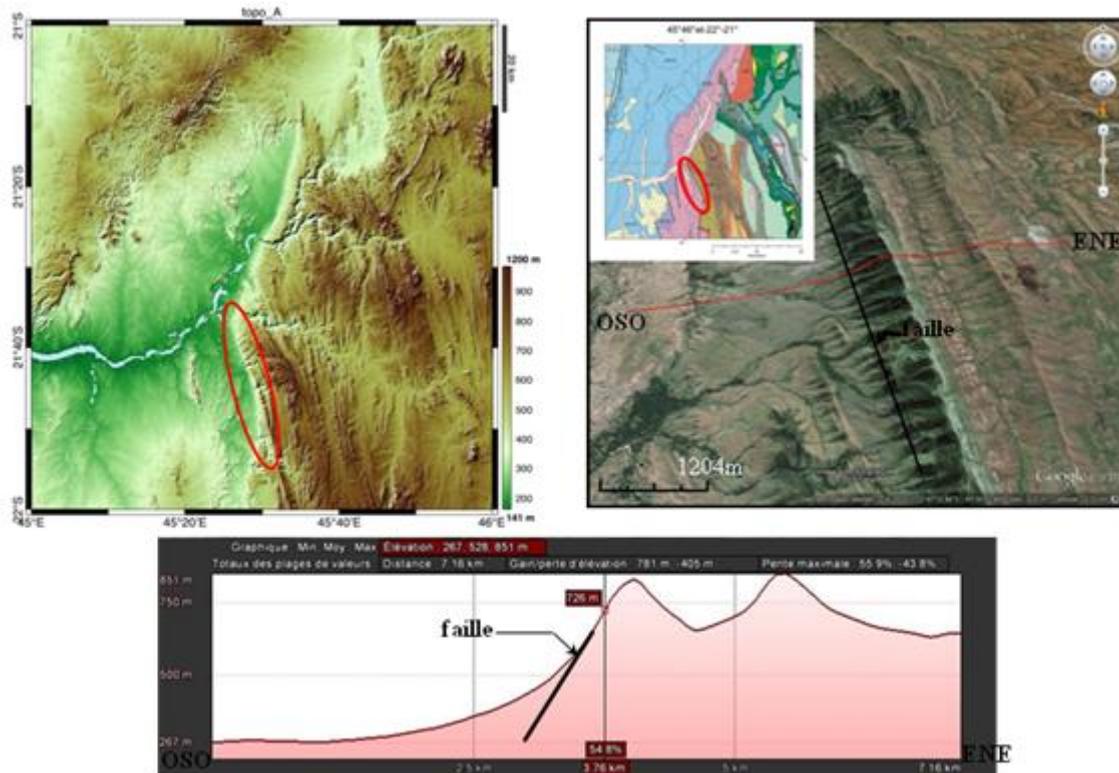


Figure 42: L'escarpement d'une faille normale.

La question qui se pose est la suivante: est-ce que cette extension présente aux bordures Est du bassin de Morondava est aussi présente dans le district d'Ihoso où la station GPS nommée AMBI a été installée?

#### 6.4 L'interprétation du drainage

Les données collectées et rassemblées nous ont permis d'interpréter que ces deux modèles de drainage (parallèle et treillis) caractérisent un «uplift» créée par une faille normale majeure et active (figure 43). Le drainage parallèle indique parfois la présence d'une faille majeure qui coupe à travers une zone de socle de base en pente rapide plié.

De plus, Bazot, 1976 et Hottin, 1976 affirment que la ZC Bongolava-Ranotsara est reliée avec des failles kilométriques ou failles de Ranotsara. Ces failles sont marquées par de faibles niveaux topographiques, de même orientation que les foliations.

On a fait alors un profil à travers ces drainages (figure 43).

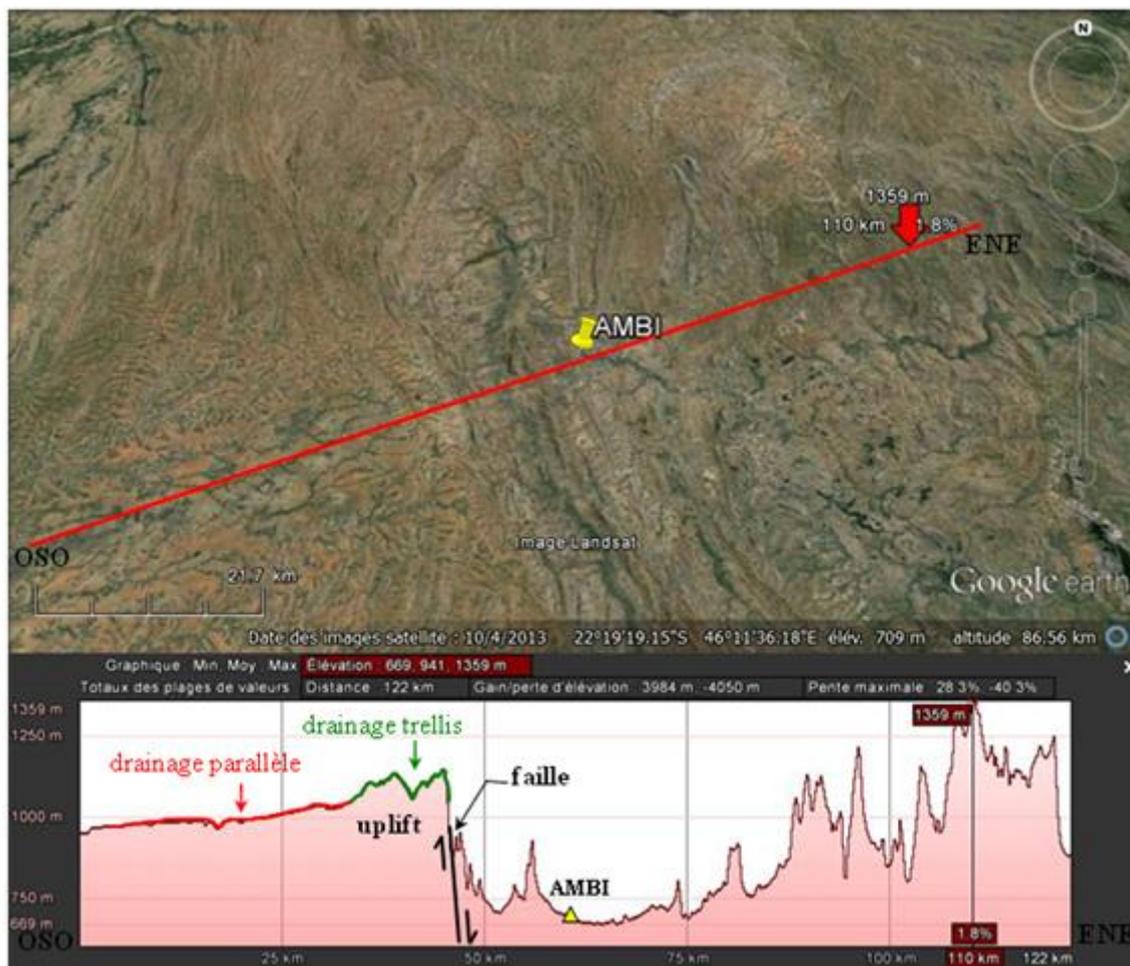


Figure 43: Uplift créé par une faille normale.

On voit que ces drainages caractérisent l'expression de la surface du plateau de l'Horombe telles que: la partie pentue et la partie pliée. Cette information nous montre que le district d'Ihoso est animé aussi par une extension.

### 6.5 La répartition des contraintes et les directions de l'extension

Après l'observation des failles en surface, l'utilisation des informations supplémentaires (la géomorphologie) et l'application de la théorie d'Anderson pour les types de faille, nous avons la répartition des contraintes et la suggestion sur les types de faille dans notre zone d'étude (figure 36). Il s'agit des failles normales (dans la section 1, 2, et 4) et failles de décrochement (dans la section 3).

Puisque la direction de contrainte principale minimale indique l'extension, la figure suivante nous montre alors l'estimation sur les directions de l'extension dans notre zone d'étude (figure 44).

Dans la section 1, comme nous avons expliqué auparavant, il s'agit des failles avec du strike presque N-S (Nord-Sud). Elles caractérisent les failles de la bordure Est du Bassin de Morondava. On a trouvé aussi l'évidence d'une faille normale active et jeune. Alors la direction en général de l'extension dans la section 1 est E-O (Est-Ouest).

Plusieurs auteurs comme Besairie, 1964, 1961, 1973; Hottin, 1974, 1976; Bertil&Regnault, 1998; Piqué *et al.*, 1999 proposent que Madagascar est animé par une extension E-O. Cependant, Arthaud *et al.* 1989 propose que la direction des contraintes a été changée depuis le Pliocène et des marqueurs tectoniques visibles suivent une extension N-S (Nord-Sud). Pour notre cas, nous proposons que la partie Ouest de notre zone d'étude soit animée par une extension E-O.

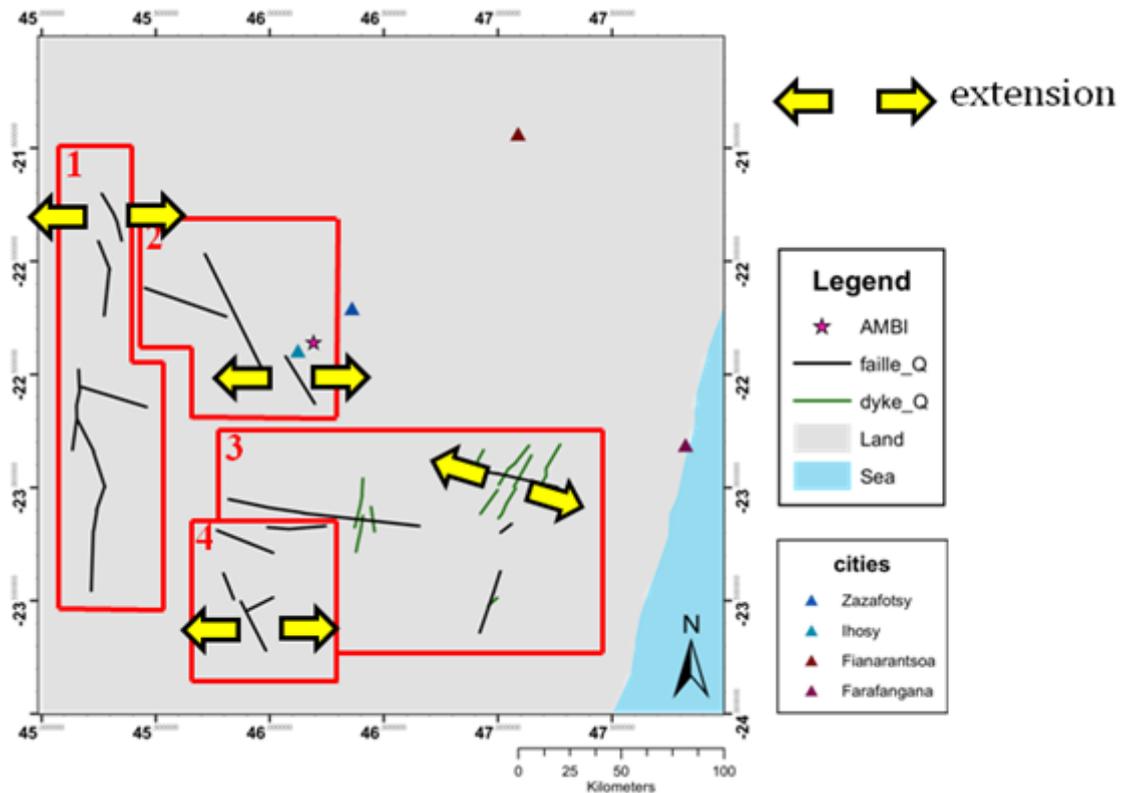


Figure 44: L'extension dans la région d'Ihorombe. Les flèches en jaunes représentent l'extension.

Dans la section 2, le strike des failles est NO-SE (NordOuest-SudEst) et le strike de la zone de cisaillement est NO-SE aussi. Dans la géologie, la zone de cisaillement est une région faible par rapport à leur entourage. En outre, les roches dans la zone de cisaillement sont différentes de ceux de son entourage. S'il y a de structure préexistante comme la zone de cisaillement, alors cette structure va influencer là où les failles se forment. Donc, la zone de cisaillement ductile ou souple présente l'influence sur la géologie et l'orientation des failles dans notre zone d'étude. On peut avoir une extension E-O (Est-Ouest) même si les failles ne sont pas orientées N-S (Nord-Sud). Il en est de même sur la section 4.

Dans la section 3, le socle antécambrien est traversé par des intrusions récentes. De nombreux filons recoupent le socle cristallin, particulièrement dans la région côtière, suivant une direction N 15°E. C'est-à-dire parallèle à la côte Est. Ce sont les dykes âgés Quaternaires. Ces dykes nous informent sur l'extension dans le lieu où ils se trouvent. Ils nous indiquent aussi la direction de la contrainte

principale minimale ou sigma 3. La direction du strike des failles dans la section 3 est presque E-O. D'après la théorie d'Anderson, il est possible que ces failles soient décrochantes (figure 36). Alors, on aperçoit qu'il y a une légère rotation de l'extension dans la section 3 c'est-à-dire d'E-O vers EES-OON (EstEstSud-OuestOuestNord). Autrement dit, l'extension dans la section 3 se ré-orienté vers EES-OON.

## 6.6 L'interprétation des profils topographiques

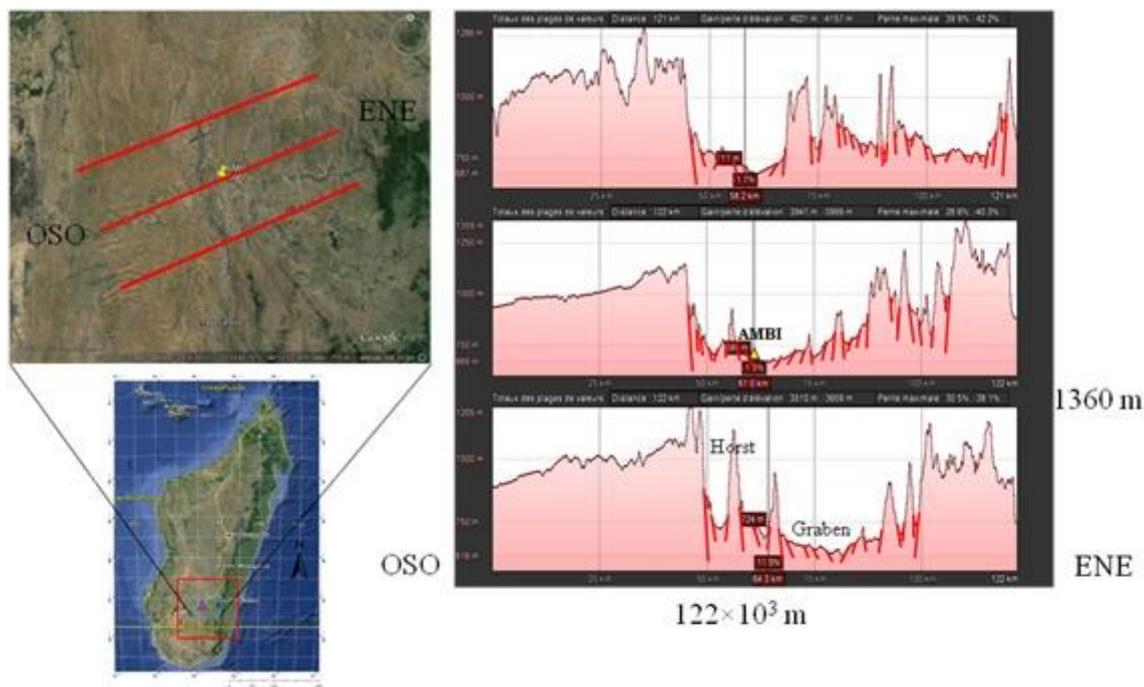


Figure 45: Le système de Horst et Graben dans le district d'Ihoso.

Basé sur les données géologiques et géomorphologiques, nous interprétons qu'il y a un système de Horst et Graben dans le district d'Ihoso. Les demi-droites en rouge représentent les failles. D'après cette interprétation, nous proposons qu'il existe une faille près d'AMBI. C'est une faille normale de regard vers l'Est, avec la direction du strike NO-SE. Elle se trouve à peu près 2 km Sud Ouest à AMBI.

## 6.7 L'évidence de la sismicité

Comme nous avons vu auparavant, la figure 35 montre la répartition des épicentres dans notre zone d'étude. Les points rouges symbolisent les événements sismiques ayant la magnitude supérieure à 3 et les points bleus sont ceux avec la magnitude inférieure à 3.

La figure 42 montre le mécanisme au foyer de la partie Centrale Sud de Madagascar, entre la longitude 45° à 48° Est et la latitude 20° à 26° Sud. Les rouges représentent les failles de décrochement, les bleus

représentent les failles normales, le vert représente la faille inverse et le triangle en jaune est la station GPS AMBI. Les autres triangles indiquent les stations temporaires du PASSCAL Project et les stations du GFZ (GeoForschungsZentrum) avec leurs symboles.

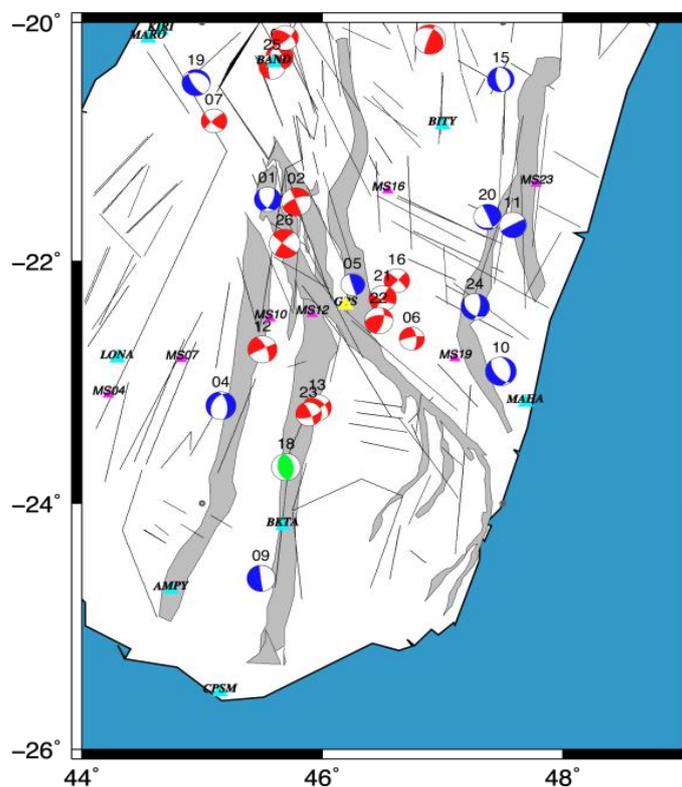


Figure 46: Le mécanisme au foyer de la partie Centrale Sud de Madagascar (Barimalala, 2015).

La figure 39 et la figure 46 nous montrent l'évidence de l'activité tectonique dans la région d'Ihorombe. Alors, les deux figures indiquent que notre zone d'étude est tectoniquement active. La figure 47 confirme encore que la structure préexistante dans la lithosphère et dans la croûte joue un rôle majeur là où la déformation est observée. En effet, plusieurs événements sismiques du type décrochant sont localisés dans la zone de cisaillement du Panafricain alors que les failles normales et inverses pures, par exemple les numéros 4, 9, 10, 11, 15, 18, 19, 22, 24 sont au-delà de la zone de cisaillement majeur de direction NO-SE du Panafricain.

## 6.8 L'estimation de la déformation

Au moment de l'accumulation des contraintes par une faille (avant le séisme et la rupture), la faille est bloquée mais les parties de part et d'autre de cette faille accumulent des déformations élastiques. On peut évaluer cette déformation-là, c'est-à-dire qu'on peut estimer la vitesse de déformation en surface) par l'équation (1) (par exemple, le Forgeron-Konter, B.R., Sandwell, D.T. et Shearer, P. 2011). On peut tester ces vitesses de déformation par l'utilisation du GPS à haute précision (mm-près).

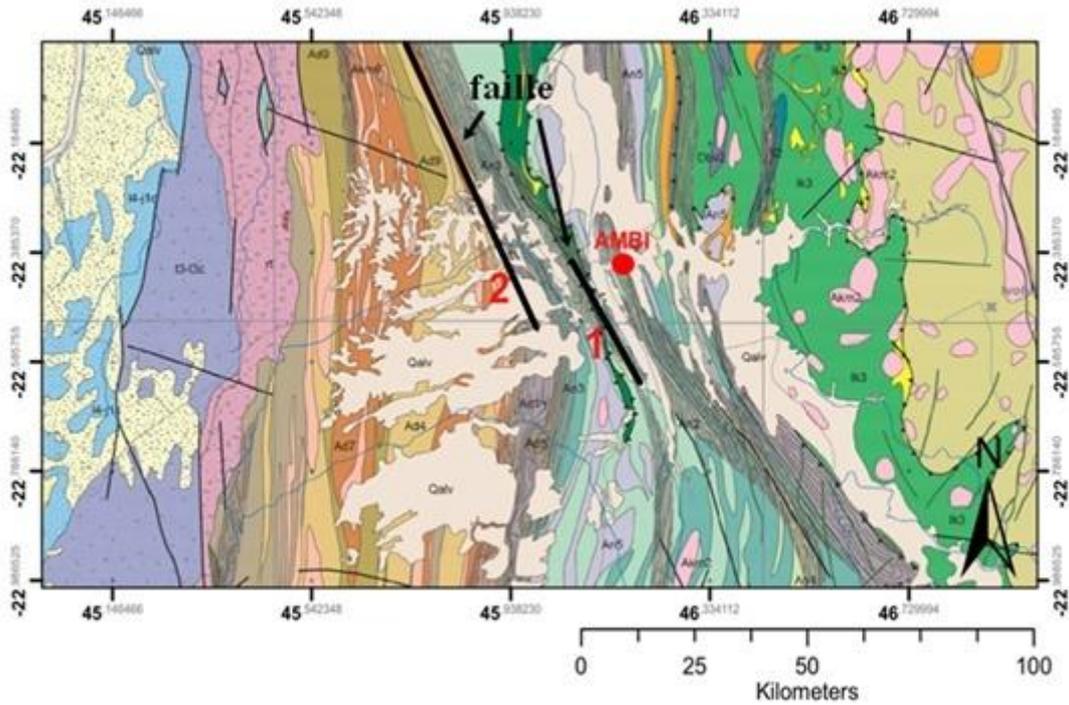


Figure 47: Deux failles près d'AMBI.

Pour le cas pratique, on a résumé dans le tableau suivant les vitesses de déformation estimées à AMBI, causé par ces deux failles dans la figure 47.

Faille n°	Distance d'AMBI par rapport à la faille [km]	Vitesse a AMBI [mm/an] avec D=10km	Vitesse a AMBI [mm/an] avec D=15km	Vitesse a AMBI [mm/an] avec D=20km
1	15	1,25	1	0,75
2	35	1,7	1,5	1,8

Tableau 6: La vitesse estime à AMBI à partir de ces deux failles (n°1 et n°2).

La vitesse de déformation en surface est en fonction de la distance entre la faille et la station. Autrement dit, elle est proportionnelle à la distance horizontale perpendiculaire de la faille. Cependant, elle est inversement proportionnelle à la profondeur de verrouillage  $D$  du séisme. Pour notre cas,  $D$  est fixée en trois cas telles que 10 km (en bleue), 15 km (en rouge) et 20 km (en vert).

La colonne n°2 indique la distance entre les failles et la station GPS AMBI. Les deux failles sont à 15 km et 35 km par rapport à AMBI. Les colonnes n°3, 4 et 5 indiquent les vitesses de déformation estimées à AMBI, elles varient de 0.75 à 1.80 mm/an.

## 7 Conclusions

Nous avons vu que notre station GPS AMBI a été installée dans une zone où il existe une structure préexistante (la zone de cisaillement). On peut voir cette structure même dans la topographie. On a vu aussi qu'il existe des failles et dykes âgées quaternaires dans notre zone d'étude. À l'aide de l'utilisation de la théorie d'Anderson pour les types de faille ainsi que les informations supplémentaires sur les failles (la géomorphologie créée par le type de faille) dans notre zone d'étude, nous pouvons établir une carte qui représente la répartition des contraintes principales compressives ainsi que l'hypothèse sur les types de faille dans la région d'Ihorombe. De plus, on peut avoir les directions de l'extension dans la région d'Ihorombe. En se basant sur les données géologiques et géomorphologiques, nous pouvons faire alors des interprétations sur le régime présent dans le district d'Ihosy; il s'agit du système de horst et graben. Nous avons aussi l'évidence de la sismicité dans la région d'Ihorombe que ce soit la carte de sismicité, soit les mécanismes au foyer de la partie Centrale Sud de Madagascar (Barimalala, 2015).

Les failles et les jeunes dykes, les géomorphologies des failles actives, l'évidence du système de drainage marquant un uplift créée par une faille normale active et l'évidence des activités sismiques nous ont permis de conclure que la région d'Ihorombe est tectoniquement active.

L'extension dans la région d'Ihorombe se divise en deux parties telle que:(1) extension E-O (Est-Ouest) sur la partie Ouest (section 1) et le Centre (section 2 et 4), (2) extension EES-OON (EstEstSud-OuestOuestNord) sur la partie Est (section 3). Il y a donc une légère rotation de l'extension d'E-O vers EES-OON dans la partie Est (section 3) de notre zone d'étude.

Pour vérifier la vitesse de déformation en surface obtenue à partir de la théorie du rebond élastique, nous suggérons alors un futur travail; il s'agit de remesurer et quantifier la cinématique d'Ambia et son entourage en utilisant le GPS à haute précision et avec la meilleure correction pour le GPS à haute précision à Madagascar (Rajaonarison, 2013).

## 8 Références bibliographiques :

### A

Appel, P.; Moeller, A.; Schenk, V. (1998): High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African Belt of eastern Tanzania; P-T-t evidence against granulite formation by continent collision. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 491-509.

Andrianaivo, N. T. A. (2009): Analyse des résultats du projet 700 forages d'eau dans la région d'Ihorombe et dans le district de Betroka. Mémoire DEA. ESPA. Univ d'Antananarivo.

Arthaud, F.; Grillot J. C.; Raunet, M. (1989): Mise en évidence d'une néotectonique en distension N - S. à Madagascar. (Hauts Plateaux). C.R. Acad.Sci.Paris**309**: 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.

Ashwal, L. D.; Demaiffe, D.; Torsvik, T. H. (2002): Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin. *Journal of Petrology*, **43**, 45-83.

### B

Bazot, G. (1976): Les formations précambriennes du sud de Madagascar et leurs minéralisations. *Unpublished Thesis***1&2**: 1-634.

Ben A. van derPluijm; Stephen Marshak. (2004): Earth Structure, An introduction to structural geology and tectonics. Second Edition. P 641.

Benjamin, G. TECTONIC GEOMORPHOLOGY.pdf.

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.

Bertil, D.; Regnault, J. M. (1998): Seismotectonics of Madagascar. *Tectonophysics***294**(1-2): 57-74

Besairie, H. (1963): Description géologique du massif ancien de Madagascar. Premier volume, Centre Nord et Centre Nord-Est. Service Géologique de Madagascar.

Besairie, H. (1964): Carte géologique de Madagascar - 1:1000000, Service Géologique de Madagascar.

Bond, G. C.; Nickeson, P. A.; Kominz, M. A. (1984): Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**, 325-345.

Braun, I.; Montel, J. M.; Nicollet, C. (1998): Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, **146**, 65-85.

Bridget, R.; Smith-Konter; David, T.; Sandwell; Peter Shearer. (2011): Locking depths estimated from geodesy and seismology along the San Andreas Fault System: Implications for seismic moment release. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 116, B06401, doi:10.1029/2010JB008117.

### C

Calais, E.: From Earthquakes to Mountains: the Earth's Crust in Motion.ppt. *Dean's Freshman Honor Seminar (SCI 110)*.Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Associate Professor of Geophysics.

Calais, E.: Measuring the deforming Earth.ppt. *Geospatial Topics in Engineering – ENGR 103*, Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences.

Calais, E.: GPS and its applications in Geophysics, lecture 2008. *Geospatial Topics in Engineering – ENGR 103*, Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences.

Collins, A. S.; Windley, B. F. (2002): The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. *Journal of Geology*, **in press**.

Collins, A. S. (2006): Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana. *Gondwana Research* 9(1-2): 3-16.

## D

Dalziel, I. W. D. (1991): Pacific margins of Laurntia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, **19**, 598-601.

Dalziel, I. W. D. (1997): Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, **109**, 16-42.

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

De Wit, M.; Bowring, S.; Ashwal, L.; Randrianasolo, L.; Morel, P.; Rambeloso, 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.

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.

Donald L. Turcotte; Gerald Schubert. (2002): *Geodynamics*. Second Edition. 828 pages.

## E

Edward, A.; Keller; Nicholas Pinter. (1996): *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall. Pp 338.

## F

Fitzsimons, I. (2000): Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for the three separate collisional orogens. *Geology*, **28**, 879-882.

Foucault, A. et Raoult, Ed. J. F. (2001): *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, 5<sup>ème</sup> édition, 380 pages.

Fournou, J. P.; Roussel, J. (1994): Imaging of the Moho depth in Madagascar through the inversion of gravity data: geodynamic implications. **6**: 512-519.

## G

Gavin P. Hayes; Eric S. Jones; Timothy J. Stadler; William D. Barnhart; Daniel E. McNamara; Harley M. Benz; Kevin P. Furlong; Antonio Villaseñor. (2014): Seismicity of the Earth 1900–2013, East African Rift (Poster). U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.

Goncalves, P. (2002): *Pétrologie et géochronologie des granulites de ultra-hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (Centre-Nord Madagascar)*. Thèse. Numéro d'Ordre: D.U. 1375. Univ Blaise Pascal.

Goncalves, P.; Nicollet, C.; Montel J. M. (2004): Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Significance of a petrographical P-T path in a polymetamorphic context. *Journal of Petrology* **45**(10): 1923-1957.

Grégoire, V.; Nédélec, A.; Monié, P.; Montel, J. M.; Ganne, J.; Ralison, B. (2009): Structural reworking and heat transfer related to the late-Panafrican Angavo shear zone of Madagascar. *Tectonophysics*.

## H

Handke, M. J.; Tucker, R. D.; Ashwal, L. D. (1999): Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, **27**, 351-354.

Hessami, K.; Jamali, F.; Tabassi, H. (2013): Major Active Faults of Iran (poster). Ministry of Science, Research and Technology,

International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Seismotectonic Department, Seismology Research Center.

Hoffman, P. F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, **252**, 1409-1412.

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

## K

Kröner, A.; Braun, I.; Jaeckel, P. (1996): Zircon geochronology of anatectic melts and residues from high-grade pelitic assemblages at Ihosy, southern Madagascar: evidence for Pan-African granulite metamorphism. *Geological Magazine*, **133**, 311-323.

Kröner, A.; Sacchi, R.; Jaeckel, P.; Costa, M.; (1997): Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: Single zircon ages and regional implications. *Journal of African Earth Sciences*, **25**, 467-484.

Kröner, A.; Hegner, E.; Collins, A. S.; Windley, B. F.; Brewer, T. S.; Razakamanana, T.; Pidgeon, R. T. (2000): Age and magmatic history of the Antananarivo block, Central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science*, **300**, 251-288.

## L

Lardeaux, J. M.; Martelat, J. E.; Nicollet, C.; Pili, E.; Rakotondrazafy, R.; Cardon, H. (1999): Metamorphism and tectonic in southern Madagascar: an overview. *Gondwana Research* 2: 355-362.

## M

Martelat, J. E.; Nicollet, C.; Lardeaux, J. M.; Vidal, G.; Rakotondrazafy, R. (1997): Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta*, **10**, 94-114.

Martelat, J. E. (1998): Evolution Thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. *Unpublished thesis*. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand, France.

Martelat, J. E.; Lardeaux, J. M.; Nicollet, C.; Rakotondrazafy, R. (2000): Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian research*, **102**, 1-20.

Meert, J. G.; Voo, R. V. D. (1997): The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *Journal of Geodynamics*, **23**, 223-235.

Moine, B. (2008): L'avancement des travaux de cartographie géologique de Madagascar. PGRM. *Communication personnelle*.

Muhongo, S.; Kröner, A.; Nemchin, A. A. (2001): Single zircon evaporation and SHRIMP ages for granulite-facies rocks in the Mozambique Belt of Tanzania. *Journal of Geology*, **109**, 171-189.

McMenamin, 1990.

## N

Nédélec, A.; Ralison, B.; Bouchez, J. L.; Grégoire, V. (2000): Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo: A key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections. *Tectonics* **19**: 997-1020.

Nicollet, C. (1988): Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure: Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. *Unpublished thesis*, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France.

Nicollet, C. (1990): Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: *Granulites and Crustal Evolution* (eds Vielzeuf, D. & Vidal, P.), pp. 391-310. Kluwer Academic publishers, Mathematical and physical sciences.

## O

Oliver Heidbach; Mark Tingay; Andreas Barth; John Reinecker; Daniel Kurfeß; Birgit Müller. (2009): World Stress Map (Poster). Helmholtz Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences.

## P

Paquette, J. L.; Nédélec, A.; Moine, B.; Rakotondrazafy, M. (1994): U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology*, **102**, 523-538.

Paquette, J. L.; Nédélec, A. (1998): A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**, 45-56.

Piper, J. D. A. (2000): The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangea? *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 131-146.

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.

Pili, É.; Ricard, Y.; Lardeaux, J. M.; Sheppard, S. M. F. (1997a): Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics* 280(1-2): 15-29.

Powell, C. M.; McElhinny, M. W.; Meert, J. G.; Park, J. K.; (1993): Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, **21**, 889-892.

## R

Raharimananirina, C. (2011): Le plateau continental de l'extrême Sud de Madagascar – Etudes tectonique et géophysique. Thèse. ESPA. Université d'Antanarivo.

Rajaonarison, T. A. (2013): Determining correction parameters for precise GPS

positioning in Madagascar. DEA. Faculté des Sciences. Université d'Antananarivo.

Rakotomalala, J. M. S. (2007): Etude de la sismicité de Madagascar en relation avec la tectonique cassante. DEA. Faculté des Sciences. Université d'Antananarivo. Rakotoari manana, R. H. (2001): Geology and petrology of the Dabolava region, westcentral Madagascar, with emphasis on granite-hosted gold mineralisation. Unpublished thesis, *Master in natural sciences, geology*: 1-89.

Rakotondraompiana, S. A.; Albouy, Y.; Piqué, A. (1999): Modèle de lithosphère pour l'île de Madagascar (Océan Indien Occidental): nouvelle interprétation des données gravimétriques. Lithospheric model of the Madagascar island [western Indian ocean]: a new interpretation of the gravity data. *Journal of African Earth Sciences* 28(4): 961-973.

Rakotondraompiana, S. A. (2005): La géodynamique de la Partie Centrale de Madagascar. Thèse. Faculté des Sciences. Université d'Antananarivo.

Randrianasolo, E. B. (2009): Nouvelles méthodes de cartographies sur le socle protérozoïque du sud de Madagascar." Thèse.

Rindraharisoana, E. J.; Guidarelli, M.; Aoudia, A.; Rambolamanana, G., (2013): Earth structure and instrumental seismicity of Madagascar: Implications on the seismotectonics. *Tectonophysics*, 594, 165-181.

Rindraharisoana, E.J.; Tilmann, F.; Yuan, X.; Rumpker, G.; Reiss, M.; Rambolamanana, G.: Lithosphere structure in southern Madagascar from receiver function and ambient noise surface wave dispersion analysis (Poster). German Research Centre for Geosciences, GFZ, Potsdam, Germany; Institute and Observatory of Geophysics Antananarivo, Science Faculty, University of Antananarivo, Madagascar; University of Frankfurt, Frankfurt, Germany.

Robert J. Twiss; Eldridge M. Moores. (2007): Structural Geology. Second Edition. 717 pages.

## S

Shackleton, R. M. (1986): Precambrian collision tectonics in Africa. In: Collision Tectonics (eds Coward, M. P. & Ries, A. C.), pp. 329-349. *Geological Society Special Publication*, London.

Stamps, D. S.; Calais, E.; Saria, E.; Hartnady, C.; Nocquet, J. M.; Ebinger, C. J.; Fernandes, R. M. (2008): A kinematic model for the East African rift. *Geophys Res Lett* 35(L05304) doi: 10.1029/2007GL03278.

Stamps, D. S.; Flesch, M.; Calais, E. (2010): Lithospheric buoyancy forces in Africa from a thin sheet approach. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* doi 10.1007/s00531-010-0533-2.

Stamps, D. S.; Flesch, M.; Calais, E.; Ghosh, A. (2014): Current kinematics and dynamics of Africa and the East African Rift System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* doi 10.1002/2013JB010717.

Seth Stein; Michael Wysession. (2003): An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. 489 pages.

Stepancikova, P.: Tectonic\_geomorphology and paleoseis1.pdf

Stern, R. J. (1994): Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**, 319-351.

## T

TectonicLandforms.ppt.[homepages.wmich.edu/~kehew/.../Geos%20432-3.pdf](http://homepages.wmich.edu/~kehew/.../Geos%20432-3.pdf)

The internal Processes.ppt, [www.slideshare.net](http://www.slideshare.net)

Torsvik, T. H.; Smethurst, M. A.; Meert, J. G.; Voo, R. V. d.; McKerrow, W. S.; Brasier, M. D.; Sturt, B. A.; Walderhaug, H. J. (1996): Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - a tale of

Baltica and Laurentia. *Earth Sciences Revue*, **40**, 229-258.

Torsvik, T. H.; D.Tucker, R.; Ashwal, L. D.; Eide, E. A.; Rakotosolof, N. A.; Wit, M. J. d. (1998): Late Cretaceous magmatism in Madagascar: palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 221-232.

Torsvik, T. H.; Ashwal, L. D.; Tucker, R. D.; Eide, E. A. (2001): Neoproterozoic geochronology and paleogeography of the Seychelles microcontinent: the India Link. *Precambrian Research*, **110**, 14-59.

Tucker, R. D.; Ashwal, L. D.; Handke, M. J.; Hamilton, M. A.; Grange, M. L.; Rambeloson, R. A. (1999): U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of North-Central Madagascar. *The Journal of Geology*, **107**, 135-153.

## W

Wayne Thatcher, David P. Hill. (1991): Fault orientations in extensional and conjugate strike-slip environments and their implications. *GEOLOGY*, v. 19, p. 1116-1120.

Windley, B. F.; Razafiniparany, A.; Razakamanana, T.; Ackermann, D. (1994): Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: A review and reappraisal. *Geologische Rundschau*, **83**, 642-659.

## Z

Zhao, G.; Sun, M.; Wilde, S. A.; Li, S.; Zhang, J. (2006): Some key issues in reconstructions of Proterozoic supercontinents. *Journal of Asian Earth Sciences* **28**(1): 3-19.

<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

- [1] Maarten J. de Wit CIGCES, Geological Sciences, University of Cape Town, Rondebosch 7701, South Africa, (2003).
- [2] Martelat *et al.* “Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar” (October 1999).
- [3] Piqué *et al.* “Neogene and present extension in Madagascar: structural and geophysical data” (1998).
- [4] Nocquet, *et al.* (June 2003). “Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001”. *Geophysical Journal International* 154 (1): 72–88. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x.
- [5] Altamimi, *et al.* (July 2012). “ITRF2008 plate motion model”. *Journal of Geophysical Research* 117(B7).doi:10.1029/2011JB008930.
- [6] Calais *et al.*, (October 2006). “Continental deformation in Asia from a combined GPS solution”. *Geophysical Research Letters* 33.doi:10.1029/2006GL028433.
- [7] Ebinger, C.J. (2005). “Continental break-up: the East African perspective”. *Astro. Geophys.*
- [8] Saria, E (April 2014). “Present-day kinematics of the East African Rift”. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119 (4). doi:10.1002/2013JB010901.
- [9] DeMets, Charles; Gordon, Richard; Argus, Donald (2010). “Geologically current plate motions”. *Geophys. J. Int* 1–80: 39. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- [10] Horner-Johnson, Benjamin; Gordon, Richard; Argus, Donald (May 2007). “Plate kinematic evidence for the existence of a distinct plate between the Nubian and Somalian plates along the Southwest Indian Ridge”. *Journal of Geophysical Research* 112 (B5).doi:10.1029/2006JB004519.
- [11] Stamps, Sarah *et al.* (2008). “A kinematic model for the East African Rift”. *Geophysical Research Letters* 35 (5). doi:10.1029/2007GL032781.

## TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE .....	i
LISTES DES FIGURES .....	ii
LISTE DES TABLEAUX .....	iv
LISTE DES ABREVIATIONS .....	v
<b>1 Introduction.....</b>	<b>1</b>
<b>2 Rappels théoriques .....</b>	<b>3</b>
2.1 Définition et concepts généraux sur la plaque tectonique .....	3
2.2 Frontières entre plaques .....	3
2.2.1 Les frontières divergentes ou zones d'accrétion.....	4
2.2.2 Les frontières convergentes ou zones de subduction.....	4
2.2.3 Les frontières transformantes ou zones de coulissage.....	5
2.3 La géomorphologie .....	5
2.4 La géomorphologie tectonique .....	6
2.4.1 La forme du terrain créée par la faille normale.....	6
2.4.2 La forme du terrain créée par la faille inverse.....	8
2.4.3 La forme du terrain créée par la faille de décrochement.....	10
2.5 Tectonique active .....	11
2.5.1 Faille .....	11
2.5.2 Le mécanisme au foyer et le type de faille .....	12
2.5.3 Théorie d'Anderson pour les types de faille.....	12
2.5.4 Séisme .....	14
2.6 Théorie du rebond élastique .....	15
2.7 Critère de Coulomb .....	17
2.8 Géologie et Géomorphologie.....	17
2.8.1 Relation en géologie .....	17
2.8.1.1 Principe de superposition .....	18
2.8.1.2 Principe d'horizontalité à l'origine .....	18
2.8.1.3 Principe de succession des faunes et flores.....	18
2.8.1.4 Principe d'inclusion .....	18
2.8.1.5 Principe du cross section .....	19
2.8.2 Modèle de drainage .....	19
<b>3 Zone d'Etude .....</b>	<b>23</b>
3.1 Synthèse de la géologie Précambrienne.....	23
3.1.1 Histoire tectonique du Rodinia.....	23
3.1.2 Histoire tectonique du Gondwana.....	25
3.1.3 Histoire tectonique du socle Précambrien de Madagascar .....	27
3.1.4 Les zones de cisaillement à Madagascar .....	29
3.2 Situation géographique de la zone d'étude.....	32
3.3 Géologie locale de la zone d'étude .....	33
3.3.1 Type du sol.....	34
3.3.2 Situation géologique .....	35
3.4 Géomorphologie de la zone d'étude .....	41
<b>4 Méthodologie .....</b>	<b>44</b>

4.1	Investigation des structures actives.....	44
4.1.1	Sismicité.....	44
4.1.2	Relation en géologie.....	45
4.1.3	Carte des failles et intrusion des dykes.....	48
4.1.4	Forme du terrain.....	49
4.2	Déduction des contraintes régionales.....	49
4.2.1	Théorie d'Anderson pour les types de faille.....	49
4.2.2	Contrainte agissant dans une région en extension.....	50
4.3	Estimation des déformations près d'une faille en utilisant le modèle du rebond élastique.....	50
<b>5</b>	<b>Résultats.....</b>	<b>51</b>
5.1	La topographie.....	51
5.2	Les failles et dykes Quaternaires.....	51
5.3	Géomorphologie d'une faille.....	52
5.4	Système de drainage.....	53
5.5	Répartition des contraintes et types de faille.....	54
5.6	Vitesse de la déformation.....	54
5.7	Profils topographiques.....	55
5.8	La sismicité.....	56
<b>6</b>	<b>Discussions et interprétations.....</b>	<b>57</b>
6.1	La topographie.....	57
6.2	Les failles et les dykes Quaternaires.....	57
6.3	L'évidence d'une faille normale.....	58
6.4	L'interprétation du drainage.....	59
6.5	La répartition des contraintes et les directions de l'extension.....	60
6.6	L'interprétation des profils topographiques.....	62
6.7	L'évidence de la sismicité.....	62
6.8	L'estimation de la déformation.....	63
<b>7</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>65</b>
<b>8</b>	<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>66</b>

**Titre du mémoire: EVALUATION DE LA TECTONIQUE ACTIVE DE LA PARTIE CENTRALE SUD DE MADAGASCAR: REGION D'IHOROMBE, DISTRICT D'IHOSY.**

**RESUME**

*Le mouvement anormal (anomalie) trouvé par la station GPS temporaire nommée AMBI, placée dans le village d'Ambia, district d'Ihosy nous amène à faire des études plus détaillées concernant cette zone. Il s'agit de l'évaluation et de l'investigation de la tectonique active de la région concernée.*

*L'évaluation de la tectonique active de la partie centrale sud de Madagascar a été faite à partir des données sismiques Malagasy ainsi que les données sismiques du PASSCAL Project, et l'investigation des caractéristiques géomorphologiques créée par les types de faille active ainsi que les caractéristiques structurales d'âge Quaternaire dans notre zone d'étude.*

*Nos résultats mettent clairement en évidence que la partie centrale sud de Madagascar est tectoniquement active. Elle est animée par un régime d'extension E-O (dans la partie Ouest et Centre de notre zone d'étude) et EES-OON (dans la partie Est de notre zone d'étude). Il y a donc une légère rotation de l'extension d'E-O vers EES-OON dans la partie Est de notre zone d'étude. Basé sur les données géologiques et géomorphologiques, le district d'Ihosy est animé par un system de Horst et Graben.*

**Mots Clés:** tectonique active, géomorphologie, faille, dyke, zone de cisaillement, contrainte, extension, horst, graben.

**ABSTRACT**

*The abnormal movement (anomaly) found by the temporary GPS station named AMBI, placed in the village of Ambia, district of Ihosy brings us to make these retailed studies concerning this zone. It is about the assessment and the investigating of the active tectonics of the region concerned.*

*The assessment of active tectonics of the south-central part of Madagascar was made from the Malagasy seismic data as well as the seismic data from PASSCAL Project, and the investigation of the characteristics geomorphologies created by types of active faults, also the characteristics structural of Quaternary ages in our study zone.*

*We have found that the south-central part of Madagascar is tectonically active. It is acting by a regime of E-W extension (in the Western and Central part of our study zone) and EES-WWN extension (in the Eastern part of our study zone). There is slightly rotation of the extension E-W to EES-WWN in the Eastern part of our study zone. Based on the geological data and geomorphologies, the Ihosy district is acting by the system of Horst and Graben.*

**Key Words:** active tectonics, geomorphology, fault, dike, shear zone, stress, extension, horst, graben.

**Encadreur:**

Professeur RAMBOLAMANANA Gérard  
Responsable du Laboratoire de Sismologie et Infrasons  
Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo.

**Co-encadreur:**

Docteur STAMPS Dorothy Sarah, PhD  
Professeur Assistante,  
Virginia Tech,  
Département des Géosciences.

**Impétrant:**

**Nom:** RAJAOALISON  
**Prénoms:** Herimitsinjo Liantsoa Dinah  
Mamy Arthur  
**Tél:** +261 33 75 287 57  
**Email:** r\_herimitsinjo@yahoo.fr