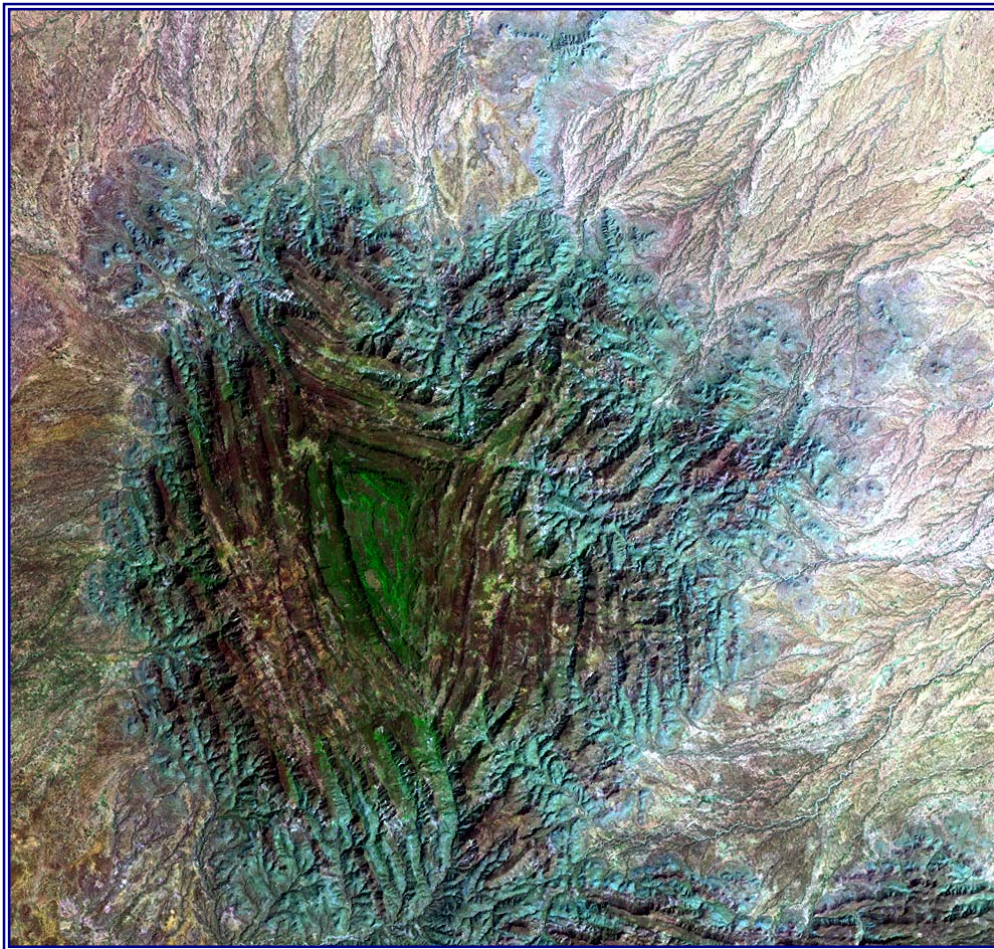


---

*Master 1 de Sciences de la Terre et de l'Univers  
Travail d'étude et de recherche*

*LOPEZ GONZALEZ Téodolina*

## L'Étalement Gravitaire de la Ride de Chebis dans le Bassin de l'Ogaden, Ethiopie.



Tuteur : M. Daniel Mège

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Planétologie de Nantes

---

Mai - Juin 2006

---

## **RESUME**

L'étalement gravitaire prend place dans toutes les chaînes de montagnes et à toutes les échelles. Cependant la difficulté de contraindre l'étalement réside dans le fait que dans ses régions la tectonique et la géologie y sont compliquées. Le secteur d'étude de la ride de Chebis se trouve dans le bassin de l'Ogaden en Ethiopie. Cette ride est caractérisé par une morphologie due à la présence d'un étalement gravitaire et est dans un état de préservation exceptionnel. Si à partir de son étude, on peut caractériser et comprendre le mécanisme de l'étalement, elle pourra nous servir comme modèle en « grandeur nature ». En effet, ces contraintes aux limites sont très faibles à cause de son contexte intraplaque et sa géologie est simplifiée. Pour ce faire, on va réaliser la première carte géologique détaillée de la zone puis des coupes géologiques. A partir de là, on observe en profondeur le comportement des failles et des horsts mais aussi le fluage de la couche d'évaporites. En effet, l'étalement se réalise avec le comportement ductile de la formation gypseuse qui forme la base de la ride. On a pu retrouver l'extension maximum de la ride de sa zone ouest qui varie entre 25 et 38,5% (la différence entre ces deux valeurs est expliquée l'étude). Pour mieux comprendre ce qui se passe dans ce secteur, une comparaison sera effectuée avec les grabens des CanyonLands dont les caractéristiques lithologiques et morphologiques sont proches de celles observées sur la ride.

*Mots-clés* : Etalement gravitaire ; Fluage ; Extension maximum ; CanyonLands.

---

## **ABSTRACT**

Gravitational spreading takes place in all mountains range and at any scales. However, spreading is difficult to compel in this regions because tectonic and geology are difficult to understand. The studied location is the range of Chebis in the Ogaden Basin. This range is characterised by a spreading morphology in an exceptional preservation. If with his study, we can characterize and learn more about gravitational spreading, it will become an interesting natural model. Indeed, his internal plate context is associated with low stress limits and with a simplified geology. We will realize the first detailed geological map of the location study and geological cross-section. After that, we observe faults and horsts behaviour but also the flow of the evaporites. In fact, spreading is the consequence of the ductile behaviour of the gypsum sequence that forms the base of the range. The maximum extension of the west side of the range varies between 25% and 38,5% (differences between this two values are explicated in this study). We will also do a comparison between the grabens of the CanyonLands which have the same lithology and morphology than the range of Chebis. This comparison will allow us to understand more about the spreading process of Chebis.

*Keywords*: Gravitational spreading; Flow; Maximum extension; CanyonLands.

## Présentation du laboratoire de Planétologie de Nantes

Le stage de TER de master 1 que je réalise sous la direction de M. Mège s'effectue dans le laboratoire de Planétologie et de Géodynamique (UMR CNRS 6112) de l'Université des Sciences et Techniques de Nantes.

Il est sous la direction de M. Christophe Sotin et compte dix-huit enseignants – chercheurs, trois personnes chargées de recherche, trois post-doctorants et neuf doctorants.

Les thèmes de recherche principaux du laboratoire sont au nombre de cinq :

- ❖ Domaines océaniques
  - Rupture continentale et pré-océanisation.
  - Dynamique et segmentation des dorsales fossiles et actives.
  - Fusion du manteau lié à la subduction d'une dorsale active.
  - Dynamique de formation des corps ophiolitiques.
  
- ❖ Dynamique interne des planètes
  - Modélisation des instabilités dans le manteau (par exemple la convection).
  
- ❖ Surfaces terrestre et planétaires
  - Relations tectonique – géomorphologie sur Terre et Mars.
  - Pétrographie et altération des surfaces par télédétection.
  - Caractérisation des biomasses par télédétection.
  
- ❖ Satellites des planètes géantes
  - Dynamique interne des satellites galiléens

Les thèmes principaux de développement méthodologique principaux comprennent la modélisation numérique, l'imagerie hyperspectrale et la modélisation analogique.

Ce laboratoire a des coopérations nationales avec différents partenaires scientifiques comme avec le CNES, l'institut de Physique du Globe de Paris et de Strasbourg, l'Institut Universitaire Européen de l'Etude de la Mer, du laboratoire de Météorologie de l'ENS Paris, l'institut d'Astrophysique Spatiale à Orsay, et d'autres laboratoires universitaires français.

Des coopérations existent également à l'échelle européenne avec différentes universités situées en Espagne, Finlande, Portugal et les Pays-Bas. Mais aussi à l'échelle mondiale dans des pays comme les U.S.A, la Nouvelle-Zélande, l'Allemagne, l'Afrique du Sud, l'Ethiopie.

Au sein du laboratoire, mon tuteur travaille sur la tectonique et la géomorphologie des grandes provinces volcaniques sur les planètes telluriques.

## INTRODUCTION

L'étalement gravitaire joue un rôle majeur dans l'évolution des grands reliefs, de la ride topographique aux chaînes de montagnes qui s'écroulent sous leurs poids. En surface, l'étalement s'exprime par un régime tectonique distensif et l'on retrouve ce mode d'extension crustale dans les hauts plateaux des Andes et du Tibet (Peulvast et Vanney, 2001, p.50).

Pour ce travail, l'étalement gravitaire est étudié à l'échelle d'un plateau sédimentaire dans le bassin de l'Ogaden, où est située la ride de Chebis. Cette ride montre des structures d'étalement dans un état de préservation exceptionnelle.

Le bassin de l'Ogaden, situé au sud-est de l'Ethiopie entre les latitudes 4 et 8° N et les longitudes 40 et 48 °E recouvre une superficie de 350 000 km<sup>2</sup> et peut contenir jusqu'à 4000 m de sédiments datant de la fin du Paléozoïque jusqu'au Tertiaire (Worku et Astin, 1991). La ride de Chebis est située entre les latitudes 41° 30' E - 41° 45' E et les longitudes 6° 15' N - 6° 30' N, dans ce même bassin. La carte géologique de l'Ethiopie la décrit comme un plateau de nature basaltique reposant sur une formation de gypses. Or les données de terrains, montrent que ce plateau est en fait constitué de grès du Crétacé supérieur reposant sur des calcaires, qui reposent eux-mêmes sur une formation de gypse. L'objectif de ce travail est d'abord d'effectuer la première cartographie géologique détaillée du site, puis de discuter la géométrie des structures et leurs origines. Les données utilisées sont en plus de quelques informations de terrains, principalement des données de télédétection, images satellites provenant d'ASTER et de Landsat, des données topographiques obtenues à partir d'ASTER, de SRTM et des cartes topographiques de la région.

Pour ce faire, je vais tout d'abord présenter les travaux antérieurs effectués sur la géologie de l'Ogaden et sur l'étalement gravitaire, une présentation de la méthodologie de travail, une interprétation des résultats et finir par une discussion où je comparerais une étude réalisée dans les CanyonLands et mon étude quant à la ride de Chebis.



Source : NASA World Wind

*Légende de la photo en page de garde :*  
Image satellite Landsat de la butte de Chebis (1/200 000<sup>e</sup>)

## *Remerciements*

Je tiens à remercier mon maître de stage, M Mège pour toutes les connaissances que j'ai pu apprendre à ses côtés mais aussi pour sa patience et sa disponibilité envers une étudiante parfois un peu trop curieuse.

M. Morizet pour le dérangement que j'ai pu lui occasionner par mes nombreux passages dans le bureau.

Mes collègues de Master 1, qui se reconnaîtront je pense, pour leurs compagnies et leurs bonnes humeurs durant les pauses et avec lesquelles j'ai pu échanger quelques conseils pour le bon déroulement du stage.

Je remercie aussi Olivier, une personne chère à mon cœur pour les conseils et sa présence dans mes moments de doutes.

# *Table des matières*

Présentation du laboratoire	-1-
-----------------------------	-----

---

## **INTRODUCTION** -2-

### **I/ TRAVAUX ANTERIEURS** -3-

1) GEOLOGIE DE L'OGADEN	-3-
2) L'ETALEMENT GRAVITAIRE	-5-
3) INTERET DE L'ETUDE DE LA RIDE DE CHEBIS	-8-

### **II/ DONNEES ET METHODOLOGIES** -9-

1) DONNEES DE TERRAINS	-9-
2) DONNEES D'IMAGERIES	-9-
A. IMAGERIE ASTER	-9-
B. IMAGERIE LANDSAT ET ETM	-9-
3) DONNEES TOPOGRAPHIQUES	-9-
A. DONNEES SRTM	-9-
B. DONNEES ASTER	-10-
4) METHODOLOGIE EMPLOYEE	-10-

### **III/ RESULTATS** -10-

1) CARTE GEOLOGIQUE	-10-
2) CARACTERISATION DE L'ETALEMENT	-13-
3) L'ETALEMENT GRAVITAIRE DE LA BUTTE DE CHEBIS	-16-

### **IV/ DISCUSSIONS** -18-

1) COMPARAISON DES GRABENS DES CANYONLANDS AVEC LA RIDE DE CHEBIS	-18-
2) LES BORDS LIBRES DU WABI GESTRO ET WABI SHEBELLE	-18-
3) PERIODE DE DEVELOPPEMENT DES STRUCTURES	-19-

## **CONCLUSION** -20-

Références bibliographiques	-21-
-----------------------------	------

---

Annexes

## **Liste des figures :**

- Figure 1 :** Carte structural du bassin de l'Ogaden, avec la localisation \_\_\_\_\_ -4-
- Figure 2 :** Colonne stratigraphique du Permien au Tertiaire avec la succession des dépôts des rifts du Karoo (d'après Worku et Astin, 1992). \_\_\_\_\_ -4-
- Figure 3 :** Effet des changements de viscosité dans la couche ductile (d'après Van Wyk de Vries et Matela, 1998). \_\_\_\_\_ -5-
- Figure 4 :** Les différentes manifestations morphologiques dans le paysage de l'étalement sous forme de sackung au sommet de montagnes (d'après Kinakin et Stead, 2005). \_\_\_\_\_ -6-
- Figure 5 :** Formation d'un graben asymétrique associé à l'accommodation en profondeur par les évaporites (d'après Moore et Schultz, 1999). \_\_\_\_\_ -7-
- Figure 6 :** Coupe transversale d'un complexe de graben dans le Needles District (d'après Moore et Schultz, 1999). \_\_\_\_\_ -7-
- Figure 7 :** Photo de la ride de Chebis vue depuis le Sud-Est (d'après information de terrains de M. Mège). \_\_\_\_\_ -8-
- Figure 8 :** Image Landsat de la ride de Chebis avec le tableau récapitulatif l'association des formations et des couleurs de l'image (ce travail). \_\_\_\_\_ -11-
- Figure 9 :** Evolution d'une rivière dans un graben. Le creusement de la rivière continu en même temps que le mouvement des failles (ce travail). \_\_\_\_\_ -11-
- Figure 10 :** Carte géologique de la ride de Chebis (ce travail). \_\_\_\_\_ -12-
- Figure 11 :** Coupe A de la ride de Chebis (ce travail). \_\_\_\_\_ -14-
- Figure 12 :** Coupe B de la ride de Chebis (ce travail). \_\_\_\_\_ -14-
- Figure 13 :** Coupe C de la ride de Chebis o (ce travail). \_\_\_\_\_ -15-
- Figure 14 :** Déformation d'un échantillon de gypses à différentes températures sous pression de confinement de 200 MPa. (d'après Mercier et Vergely (1992), modifié). \_\_\_\_\_ -16-
- Figure 15 :** Schéma du déroulement de la formation d'un graben par l'apparition de failles normales à des temps différents (d'après Moore et Schultz (1999), modifié) \_\_\_\_\_ -18-



## **Liste des annexes :**

**Annexe 1:** Carte structural du bassin de l'Ogaden, avec la localisation d'un des rifts du Nil Bleu et de la ride de Chebis (d'après Hunegnaw et al, 1998). \_\_\_\_\_ I

**Annexe 2:** Bloc diagramme d'une portion d'un complexe de graben des CanyonLands pour expliquer le modèle de grabens symétriques (d'après McGill et Stromquist, 1979). \_\_\_\_\_ II

**Annexe 3 :** Deux modèles a et b pouvant expliquer le comportement de la couche d'ignimbrites (d'après Van Wyk de Vries et Matela (1998), modifié). \_\_\_\_\_ III

**Annexe 4:** Tableau des caractéristiques des capteurs du satellite ASTER (d'après [www.usgs.com](http://www.usgs.com), modifié). \_\_\_\_\_ IV

**Annexe 5:** Localisation du Wabi Gestro dans le but de réaliser le profil de la rivière pour déterminer l'erreur relative de SRTM avec le logiciel ENVI (ce travail). \_\_\_\_\_ IV

**Annexe 6:** Profil du Wabi Gestro pour déterminer l'erreur relative de SRTM avec le logiciel ENVI (ce travail). \_\_\_\_\_ V

**Annexe 7, pages V, VI, VII :** Tableau des épaisseurs (ce travail) déterminé par des altitudes de nombreux points pour pouvoir ensuite réaliser un graphique (ce travail).

## I/ TRAVAUX ANTERIEURS

### 1) Géologie de l'Ogaden

La géologie de l'Ogaden ne suscita de l'intérêt que durant les années 1973 -1974 avec les études d'ORSTOM, pour son potentiel hydrologique et agronomique. Cependant, à cause de ses ressources minières, un certain L. Usoni réalisa une étude en 1952 pour essayer de cartographier ces ressources. La connaissance de la géologie et de la stratigraphie fit un bond avec les nombreuses études sismiques qu'ont effectué les compagnies pétrolières pour le potentiel pétrolier de la région. Très peu d'études ont été réalisés dans le secteur de Chebis sur la bordure ouest du bassin, elle se résume à une première carte géologique de Kazmin (1972) réactualisé par Tefera *et al* (1996). Les premières cartes topographiques réalisées à partir de photos aériennes ont été éditées en 2001.

Selon la carte géologique (Tefera et al, 1996), la région présente des terrains sédimentaires monoclinaux avec un très léger pendage vers le sud-est et de grands plateaux horizontaux sont découpés par l'érosion. Cette région est relativement sèche et l'altération y est très faible. La pluie tombe en deux courtes saisons et l'agent principal d'érosion est le vent (Riché et al, 1971). De ce fait, la pédogenèse est très faible sur les calcaires qui couvrent de vastes surfaces et s'expriment sous la forme de matériaux fins et rouges aux pieds des reliefs (Riché et al, 1971). Une autre étude pédologique (Riché et al, 1974) rentre dans le détail de la composition minéralogique des sols d'où il ressort une quantité élevée d'illites (Riche et al, 1974). Cette illite ne peut pas être due à un héritage d'une évolution des roches plutoniques et métamorphiques et ne provient pas non plus d'une roche mère calcaire. Une autre hypothèse a été avancée comme quoi elle aurait pu être d'origine éolienne, mais l'illite se retrouve en profondeur dans tous les profils étudiés. De ce fait l'hypothèse qu'ils retiennent est qu'elle a pu se former dans le profil à partir de feldspaths *in situ*. Il serait important de retenir que l'évolution des profils pédologiques et la présence de l'illite ne peuvent pas correspondre aux conditions d'altérations actuelles. En effet, l'interprétation des sols suggère un climat plus proche du climat sub-humide du Liban que du climat actuel.

La succession lithologique générale de l'Ogaden est constituée d'une base de Précambrien, des sédiments datant de la fin du Paléozoïque jusqu'au début du Tertiaire (figure 2), et des dépôts volcaniques du Cénozoïque associés à des roches sédimentaires (Carte géologique, 1996)

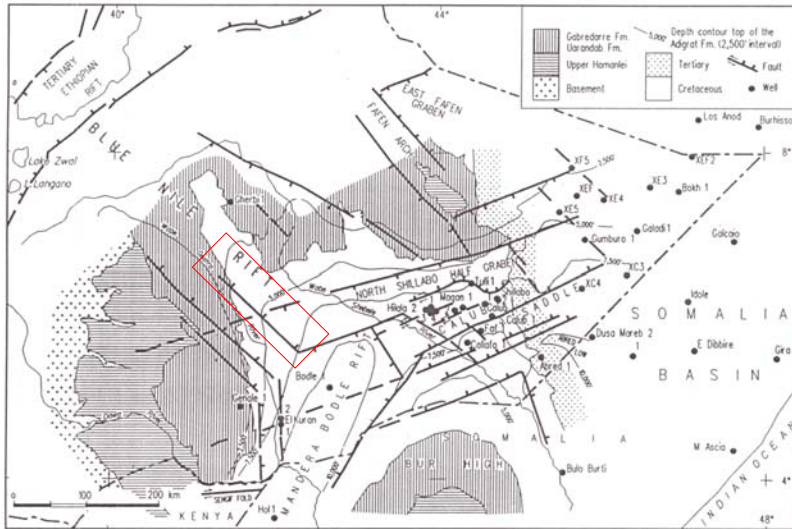
Le socle métamorphique du Précambrien consiste en des paragneiss et orthogneiss de faciès d'amphibolites et des granulites. Ils sont associés à des ceintures de roches volcano-sédimentaires. Ces roches, peu métamorphisées sont d'un faciès schistes verts pouvant atteindre parfois le « bas » faciès d'amphibolite.

Durant tout le Paléozoïque jusqu'au Permien, des dépôts se forment dans des bassins profonds. A partir du Permien et jusqu'à la fin du Trias, des dépôts continentaux connaissent une très large répartition (figure 2). Ces dépôts sont associés aux dépôts continentaux du Karoo (Worku et Astin, 1991). Tous les sédiments des rifts continentaux répartis dans la région Est du Gondwana ont cette dénomination ; ils se sont déposés dans les séries de rifts continentaux, marqueurs du début de la fracturation du Gondwana.

Deux grandes phases de transgression et de régression ont eu lieu lors du Mésozoïque.

La première débuta au Lias et dura jusqu'au Kimméridgien, avec des dépôts allant du bassin de l'Ogaden au sud-est jusqu'au nord-ouest de l'Éthiopie. A la fin de la rupture du Gwondana dans cette région, une subsidence se produit et combinée à des fluctuations eustatiques, des cycles de dépôts de carbonates (formation d'Antalo), de marnes et d'évaporites (Bosellini, 1992 ; Worku et Astin, 1991) se sont mis en place.

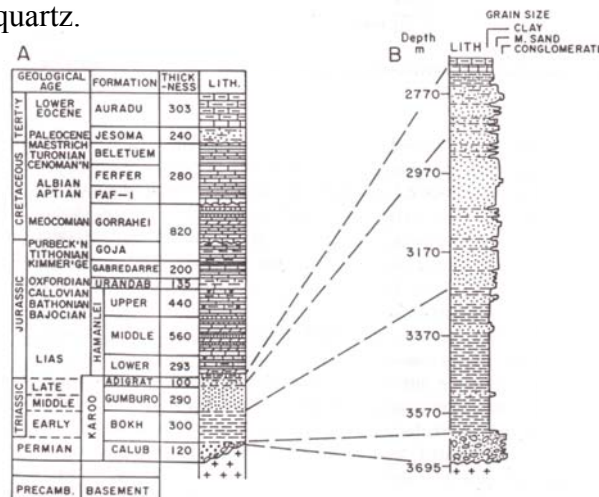
Le début de la régression commença à la fin du Jurassique et est marquée par des dépôts de gypses et des dépôts de calcaires (formation de Gabredarre). C'est un calcaire composé de calcarénites, d'oolithes avec des stratifications entrecroisées et de micrites oncolitiques avec des intercalations de marnes. Son âge est compris entre la fin de l'Oxfordien-Kimmeridgien au Portlandien (Bosellini, 1992).



Un système de rifts s'est mis en place au Crétacé inférieur (figure 1) dans la région du Soudan dont le principal rift qui nous intéresse est celui du Nil Bleu qui se prolonge dans le bassin de l'Ogaden (Salama, 1994).

**Figure 1 :** Carte structural du bassin de l'Ogaden, avec la localisation d'un des rifts du Nil Bleu (d'après Hunegnaw et al, 1998).

Une deuxième transgression eut lieu à l'Aptien mais du fait de sa répartition moindre, la succession des dépôts correspond à un faciès général de régression. Cette succession est constituée des évaporites de la formation de Gorrahei et repose de manière discordante sur les calcaires de Gabredarre. S'y superposent les calcaires de Mustahil et se termine par les grès Supérieurs. La formation de Gorrahei est surtout constitué de gypses avec des intercalations de marnes et est daté du Néocomien. La formation de Mustahil est un calcaire à marnes très fossilifères daté de l'Aptien-Albien (Bosellini, 1992). Il semblerait que cette formation soit un aquifère (Le Guillou, 1968). Le dernier dépôt appartient à la formation d'Amba Aradom (Bosellini, 2001) et ces grès, reposant en discordance sur les formations précédentes, sont de types fluviatiles comme l'atteste la présence de stratifications entrecroisées, des grains grossiers et des lentilles de quartz.



**Figure 2 :** Colonne stratigraphique du Permien au Tertiaire avec la succession des dépôts des rifts du Karoo. On retrouve a formation de Gorrahei mais du fait de la situation de la coupe dans le bassin de l'Ogaden, la formation de Mustahil et des Grès Supérieur ne se retrouve pas. On retrouve à la place trois autres formations de calcaires et une formation de grès, le Jesoma. Cependant la succession reste la même (d'après Worku et Astin, 1992).

Les premiers soubresauts de volcanisme commencèrent à la fin du Mésozoïque le long des marges du futur Afar.

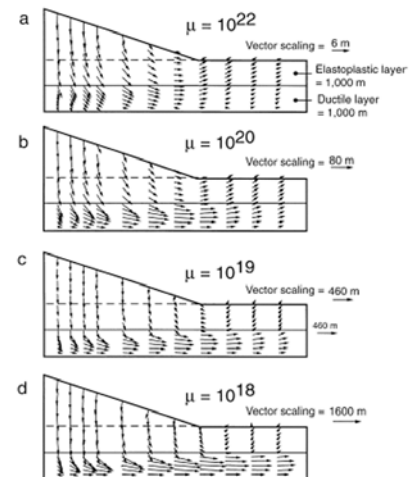
Le Cénozoïque est principalement volcanique en Ethiopie, mais son extension actuelle dans le bassin de l'Ogaden est limitée à quelque fonds de vallées.

## 2) L'étalement gravitaire

L'étalement gravitaire a été largement étudié dans les chaînes de montagnes et sur les volcans.

L'étude des volcans est intéressante car ils présentent des buttes coniques proches de la morphologie de Chebis. Le volcan Socompa situé dans le désert d'Atacama au nord du Chili a subi un effondrement par un étalement des couches sous-jacentes (Van Wyk de Vries, 2001). Des relations structurales indiquent que juste avant l'effondrement, la couche d'ignimbrites s'est fluidifiée et a été éjectée de dessous le volcan. La mobilisation catastrophique de substratum résulte de la rupture des éléments et du ciment des ignimbrites. Cette rupture est sûrement due à la fracturation progressive de la roche par des contraintes cisailantes. Les dépôts de l'avalanche couvrent une superficie d'environ 500 km<sup>2</sup>. L'étalement gravitaire est la conséquence de l'augmentation du poids du volcan sur une couche ductile ; le poids provoque la déformation des roches sous-jacentes. La nature de la déformation dépend des propriétés des matériaux composant le volcan et des couches sous-jacentes.

Le substratum va répondre initialement à la charge par un comportement élastique et par compaction (Van Wyk de Vries, 1998). Le substratum se déforme petit à petit de manière plastique ou ductile (figure 3). S'il existe une fine couche ductile, ou un décollement en dessous du volcan, le substratum va s'étendre radialement vers l'extérieur de l'édifice (annexe 3).



**Figure 3 :** Effet des changements de viscosité dans la couche ductile. La grandeur des flèches représente l'intensité de la déformation. Ce modèle est basé sur la charge du cône et les effets de la déformation en fonction du temps (d'après Van Wyk de Vries et Matela, 1998).

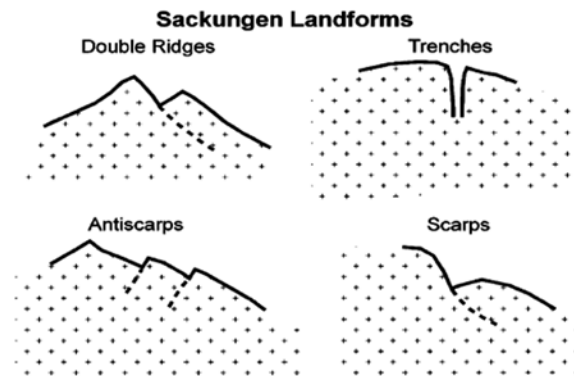
A l'échelle des chaînes des montagnes, il y a un conflit entre les forces de raccourcissement et le poids de la chaîne. Lorsque le poids de la chaîne prend le dessus des forces de raccourcissement, l'étalement débute et peut être marqué par la présence de hauts plateaux. L'étalement affecte toutes les chaînes de montagnes comme les Andes, l'Himalaya (caractérisé par les hauts plateaux), les Pyrénées et les Alpes.

A l'échelle du massif, on peut distinguer trois processus. Le premier est le fluage gravitaire d'origine profonde (deep-seated gravitational creep), le sacking et l'écoulement rocheux.

Le terme sacking a été introduit par Zischinsky (1966,1969) et décrit généralement des structures linéaires morphologiques produit par de l'étalement gravitaire sur les pentes. Les structures qu'ils forment dans les paysages sont des escarpements, des escarpements

antithétiques, des doubles rides et des fossés (dépressions linéaires) (figure 4). Plus généralement, les sommets sont caractérisés par un fossé sommital.

**Figure 4 :** Les différentes manifestations morphologiques dans le paysage de l'étalement sous forme de sackung au sommet de montagnes (d'après Kinakin et Stead, 2005).



Les escarpements des sackungs se forment aussi bien sur des roches plutoniques, que métamorphiques, sédimentaire ou volcaniques. Cependant, on ne connaît toujours pas précisément le rôle des différents facteurs. Des études montrent qu'il pourrait y avoir une relation entre les cycles de glaciations et de déglaciations, par érosion glaciaire et par décompression en profondeur des flancs de vallées. Ces deux processus associés génèrent des pentes prédisposées au développement du sackung mais n'initialise pas le mouvement (Gutiérrez-Santolalla et al, 2005 ; Kinakin et Stead, 2005 ; Ambrosi et Crosta, 2006). Gutiérrez-Santolalla *et al* (2005) propose aussi que les séismes puissent être à l'origine de la formation des escarpements des sackungs par l'observation de déformations soudaines. Lors d'une étude de la distribution des contraintes d'un modèle en 2D en utilisant une méthode aux différences finies (Kinakin et Stead, 2005), il en résulte que la formation des sackungs dépend de la répartition des champs de contraintes dans les rides asymétriques. Ces mêmes auteurs constatent que les facteurs de contrôle de la déformation des pentes sont l'existence de discontinuités dans les masses rocheuses et la cinématique de l'interaction des blocs entre eux.

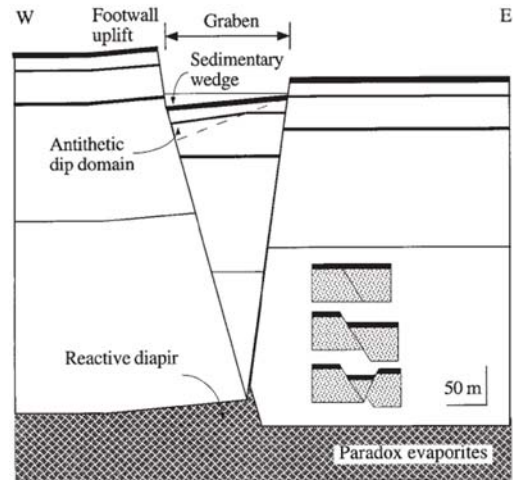
Ambrosi et Crosta, (2006) ont étudié cinq exemples de sackung dans les Alpes Centrales Italienne pour déterminer les relations entre les caractéristiques structurales et gravitationnelles. Pour eux, le sackung est un phénomène qui est contrôlé par plus de facteurs que les hypothèses précédentes. En effet, ces auteurs considèrent l'histoire géologique récente (les glaciations et déglaciations, les conditions périglaciaires, l'érosion et la profondeur des vallées, les contraintes tectoniques, uplift, sismicité et les glissements de terrains), les caractéristiques structurales (les joints, les failles et les foliations), le matériel des pentes (lithologie et ruissellements), les facteurs topographiques (longueurs des pentes et degrés) et les conditions des eaux souterraines. Néanmoins la caractéristique essentielle du sackung est qu'il suit les lignes de niveaux et ainsi il est possible de dire que la topographie est le facteur principal de contrôle de répartition.

Une étude de Moore et Schultz (1999) concerne les grabens préservés de la région du Canyon Lands, Utah. Cette étude est intéressante car les grabens de la région présente quasiment les mêmes structures que ceux de la ride de Chebis et la succession lithologique correspond à une formation d'évaporite recouverte par des roches sédimentaires clastiques et finissant par des grès.

Le site d'étude est une zone de faille nommé Needles District qui forment un système de graben sous forme d'arc de direction NW. La plupart des grabens se trouvent à l'Est de la rivière Colorado et forment une ride de 100 m à 6 km et sont espacés d'une distance oscillant entre 700 et 1 km.

Le but de l'étude de ce secteur exceptionnellement bien préservé est de caractériser l'accumulation des déplacements et l'accommodation des déformations le long de failles normales et leurs interactions avec les évaporites sous-jacentes qui fluent de manière ductile. Ces auteurs veulent montrer que le modèle de grabens symétriques peut ne pas être vrai partout (annexe 2).

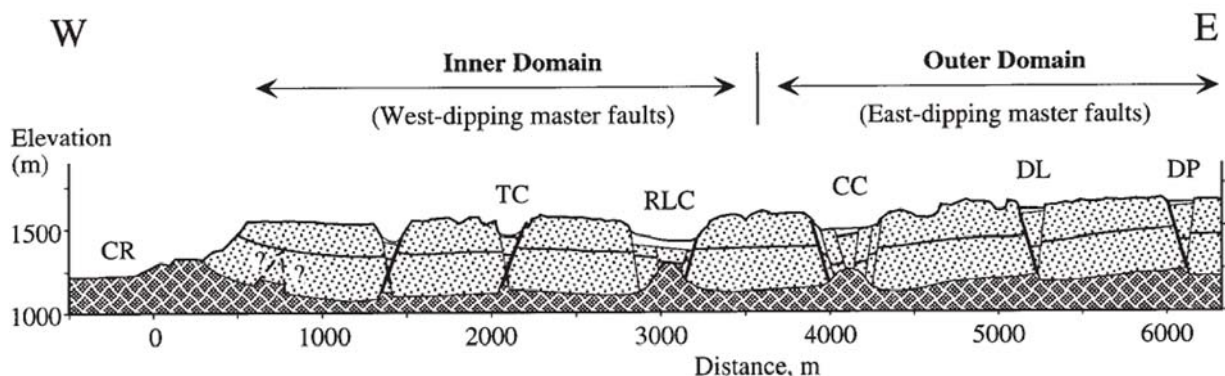
Ces grabens montrent un large degré d'asymétrie dans toute la zone et qui suggère selon leurs cinématiques, que les failles normales doivent être listriques et une des deux failles se prolonge plus profondément dans les évaporites que l'autre. Selon le schéma précédent, on peut aussi avancer l'hypothèse de la formation d'une première faille normale puis la formation d'une deuxième qui permet la mise en route du graben (figure 5). Ce qui provoque l'asymétrie est la différence de rejet entre les deux failles.



**Figure 5 :** Formation d'un graben asymétrique associé à l'accommodation en profondeur par les évaporites (d'après Moore et Schultz, 1999).

Deux domaines dans le Needless District sont distinguables, le domaine interne où les failles majeures sont celles avec un pendage vers l'ouest et celles du domaine externe ont un pendage vers l'est (figure 6). L'hypothèse pour expliquer cette disposition est que les grabens les plus proches de la rivière Colorado sont les plus vieux et/ou ayant subi le plus de déformation. Le mouvement d'extension des grabens est accommodé en profondeur par des diapirs « réactifs ». La croissance de ces diapirs est contrôlée par l'extension crustale au contraire des diapirs actifs qui sont contrôlés par la viscosité du sel.

La formation de l'extension a débuté lorsque la rivière Colorado a quasiment atteint le niveau d'évaporite.



**Figure 6 :** Coupe transversale d'un complexe de graben dans le Needless District où on voit nettement l'asymétrie des grabens provoqué par la formation de deux failles normales de part et d'autre, d'âge différent. Les évaporites accommodent la déformation par la formation de diapirs actifs ou réactifs (d'après Moore et Schultz, 1999).

### 3) Intérêt de l'étude de la ride de Chebis

Il est intéressant d'étudier cette zone car elle pourrait nous apporter des connaissances sur le phénomène de l'étalement gravitaire. En effet, les structures provoquées par l'étalement sont dans un état exceptionnel de préservation. Les études antérieures portaient surtout sur l'étalement des chaînes montagneuses ou de l'étalement des volcans. Dans les deux cas, les forces qui rentrent en jeu sont multiples et l'histoire géologique est compliquée. On ne peut expliquer ces phénomènes qu'à l'aide de données de terrains et de modèles numériques. Au contraire, le plateau de Chebis a une géologie simplifiée, il n'est composé que de trois formations géologiques quasiment horizontales et à cause de son contexte intraplaques, il y a peu de contraintes aux limites, hormis son poids. De ce fait, la seule force qui joue est le poids des couches superposées à la formation gypseuse. Cette observation grandeur nature pourrait faciliter l'appréhension des mécanismes sur des cas plus complexes.



**Figure 7 :** Photo de la ride de Chebis vue depuis le Sud-Est. On distingue les horsts qui lui donne sa forme caractéristique (d'après information de terrains de M. Mège).

## II/ DONNEES ET METHODOLOGIES

Les données mis à disposition et utilisés pour ce travail sont des données de terrains et de télédétections. Je vais employer plusieurs méthodes avec ces données telles que l'interprétation d'imagerie satellite et de la géomorphométrie.

### 1) Données de terrains

Les données de terrains acquises par mon tuteur concernent la stratigraphie, les mesures de pendages et la lithologie. Ces données collectées au Nord et au Sud-Est sur un plateau similaire de la ride de Chebis ont été utilisées. Elles permettent de considérer que les caractéristiques des roches observées sont identiques sur l'ensemble de la surface étudiée.

### 2) Données d'imageries

Les images utilisées sont des images Landsat et ASTER.

#### *a. Imagerie ASTER*

Le premier satellite TERRA du système EOS (Earth Observing System) a été lancé le 18 décembre 1999 et vole sur une orbite polaire de manière synchrone au soleil. ASTER est l'un des cinq instruments à bord de TERRA avec une combinaison unique de capteurs permettant une large couverture spectrale, une haute résolution spatiale dans la visible et le proche-infrarouge jusqu'à l'infrarouge thermique. Il possède trois capteurs, le VNIR, le SNIR et le TIR (annexe 4).

Les images utilisées proviennent du capteur VNIR avec les canaux 1, 2 et 3N qui correspondent respectivement aux canaux vert, rouge et infrarouge. La résolution spatiale est de 15 m. Cette combinaison permet de se rapprocher des couleurs réelles.

#### *b. Imagerie Landsat et ETM*

Les capteurs Landsat réfléchissent une grande partie du spectre électromagnétique visible et infrarouge. La résolution que j'utilise pour mon étude est une pseudo résolution à 14,25 m en composition colorée. Les bandes utilisées sont les bandes 7 pour le rouge, 4 pour le vert, 2 pour le bleu avec une résolution de 28,5 m et une bande panchromatique (bande 8) avec une résolution à 14, 25m. Une fusion est réalisée avec les trois bandes RVB et la bande panchromatique, c'est ce qui explique la pseudo résolution de mon image.

### 3) Données topographiques

#### *a. Données SRTM*

J'utilise également le modèle numérique de terrain de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). La dimension des pixels est plus ou moins de 90m.

La précision verticale absolue est de 16 m (90% de confiance) ([www.usgs.com](http://www.usgs.com)). L'acquisition est basée sur les techniques de l'interférométrie radar à base fixe (deux images d'un même secteur sont pris à deux endroits différents), ce qui permet de calculer l'élévation de la surface. Il a deux antennes dont une est attachée à un mât de 60 m de distance de la navette.

L'erreur relative que j'ai mesuré le long du profil de la rivière Wabi Gestro est d'environ 20 m (annexe 5 et 6).



*b. Données Aster*

Les canaux 3N et 3B du capteur VNIR servent à faire de la stéréoscopie avec des pixels ayant une dimension de 30 m.

Les données topographiques recouvrent également les cartes topographiques réalisées en 2001

4) Méthodologie employée

Pour la photo-interprétation de l'imagerie, j'utilise surtout les images Landsat car la combinaison des canaux permet de distinguer plus nettement les différentes lithologies. ASTER à quant à elle une vraie résolution de 15 m mais la composition colorée est moins propice pour l'étude lithologique. Le logiciel utilisé pour la visualisation des images est le logiciel ER Mapper et la carte géologique a été réalisée avec A. Illustrator. Le logiciel World Wind m'a permis de visualiser la zone en 3D et permet ainsi de mieux appréhender le relief.

La géomorphométrie (analyse quantitative du relief) quant à elle a été réalisée avec le logiciel Microdem pour la réalisation des coupes géologiques et la détermination des pentages.

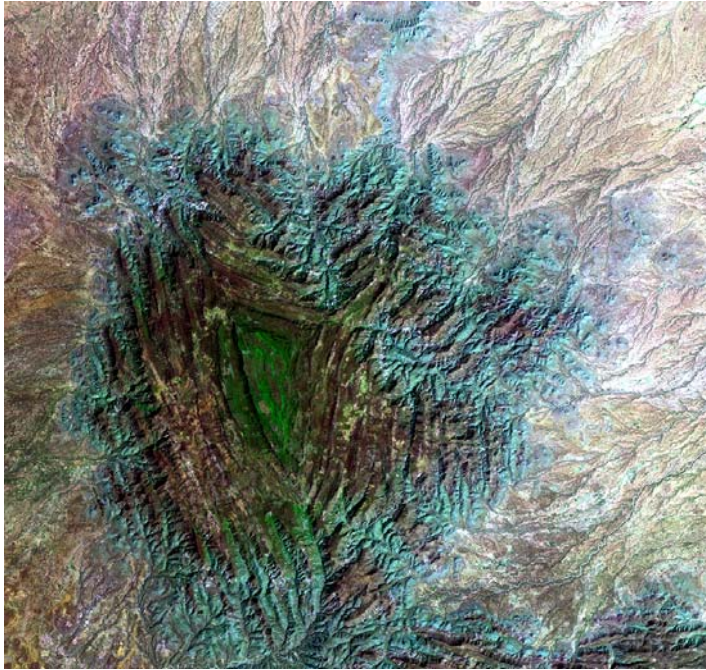
### III/ RESULTATS

1) Carte géologique

La réalisation d'une carte géologique a été nécessaire car celle de 1996 présente des stratigraphies et des limites stratigraphiques erronées. En effet, la butte de Chebis y est présentée comme un plateau basaltique et non comme des grès.

L'image Landsat, du fait de sa composition colorée permet de mieux distinguer les limites des couches et a servi comme image de base pour réaliser la carte géologique. A cause de l'absence de données de terrains, l'une des seules manières de faire la distinction est de se baser sur les différentes couleurs associées aux couches. Les changements de relief entre la formation des Grès Supérieur et les Calcaires de Gabredarre sont aussi un bon indice pour situer approximativement les limites. En effet à cause de l'érosion et de leur nature, les grès ont un relief marqué et très abrupt, les calcaires du fait de leur moindre résistance ont un relief plus lobé, et la formation gypseuse est caractérisé par un relief très mou, seulement marqué par l'incision des rivières.

Lors de la réalisation de la carte, un problème s'est posé pour la limite des couches des Calcaires du Mustahil car elles sont difficiles à identifier à l'ouest. Cette formation n'est observable que sur le côté Est où les limites apparaissent nettement. Il est possible d'avancer deux hypothèses : l'épaisseur de la formation diminue vers l'Ouest ou bien la direction d'éclairement venant de l'Est ne permet pas la visualisation précise des limites stratigraphiques. De ce fait, sur la carte géologique, le figuré du Grès Supérieur contient le calcaire de Mustahil (figure 10).

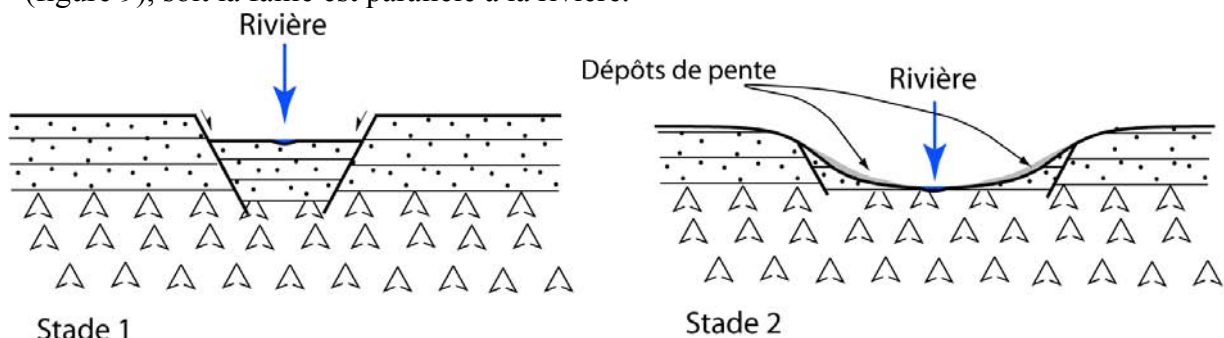


<i>Couleurs de l'image</i>	<i>Couches associées</i>
Violet sombre-vert	Grès Supérieur
Violet clair	Calcaire de Gabredarre
Bleu turquoise	« Main Gypsum »

**Figure 8 :** Image Landsat de la ride de Chebis avec le tableau récapitulatif l'association des formations et des couleurs de l'image (ce travail).

Le logiciel NASA World Wind permet de visualiser la topographie en 3D drapée sur les mêmes données Landsat et SRTM que celles utilisées pour l'établissement de la carte géologique. En corrélation avec la topographie, on observe des escarpements qui soulignent des horsts et des grabens. Les escarpements associés à des failles normales permettent de déterminer les sens de mouvement des horsts.

Comme dit précédemment, les failles ont été mises en évidence par les escarpements plus ou moins linéaires qu'ils engendrent. Ces failles sont nombreuses à la périphérie de la butte mais affectent en amont jusqu'au centre de la butte (figure 10). La localisation précise des blocs dont le sommet gréseux a été érodé est plus difficile à identifier. En effet, soit les escarpements disparaissent dans la lithologie plus meuble (figure 9), soit la faille est parallèle à la rivière.



**Figure 9 :** Evolution d'une rivière dans un graben. Le creusement de la rivière continu en même temps que le mouvement des failles. Cette rivière peut faire disparaître les escarpements sous les dépôts de pentes ou être parallèle à la faille (ce travail).

Il est intéressant de déterminer le pendage des couches pour savoir s'ils ont subi un basculement lors du jeu des failles. A partir de la topographie, en supposant que la pente est différente du pendage, la plupart des horsts ont un pendage horizontal prouvant qu'ils n'ont pas subi de basculement (figure 10). Seuls quelques horsts au centre de la butte ont un léger pendage, compris entre 0 et 15° pouvant être du à une érosion plus importante par les rivières.

La détermination de ces différents pendages a été réalisée à partir des profils topographiques obtenus grâce au logiciel MICRODEM.

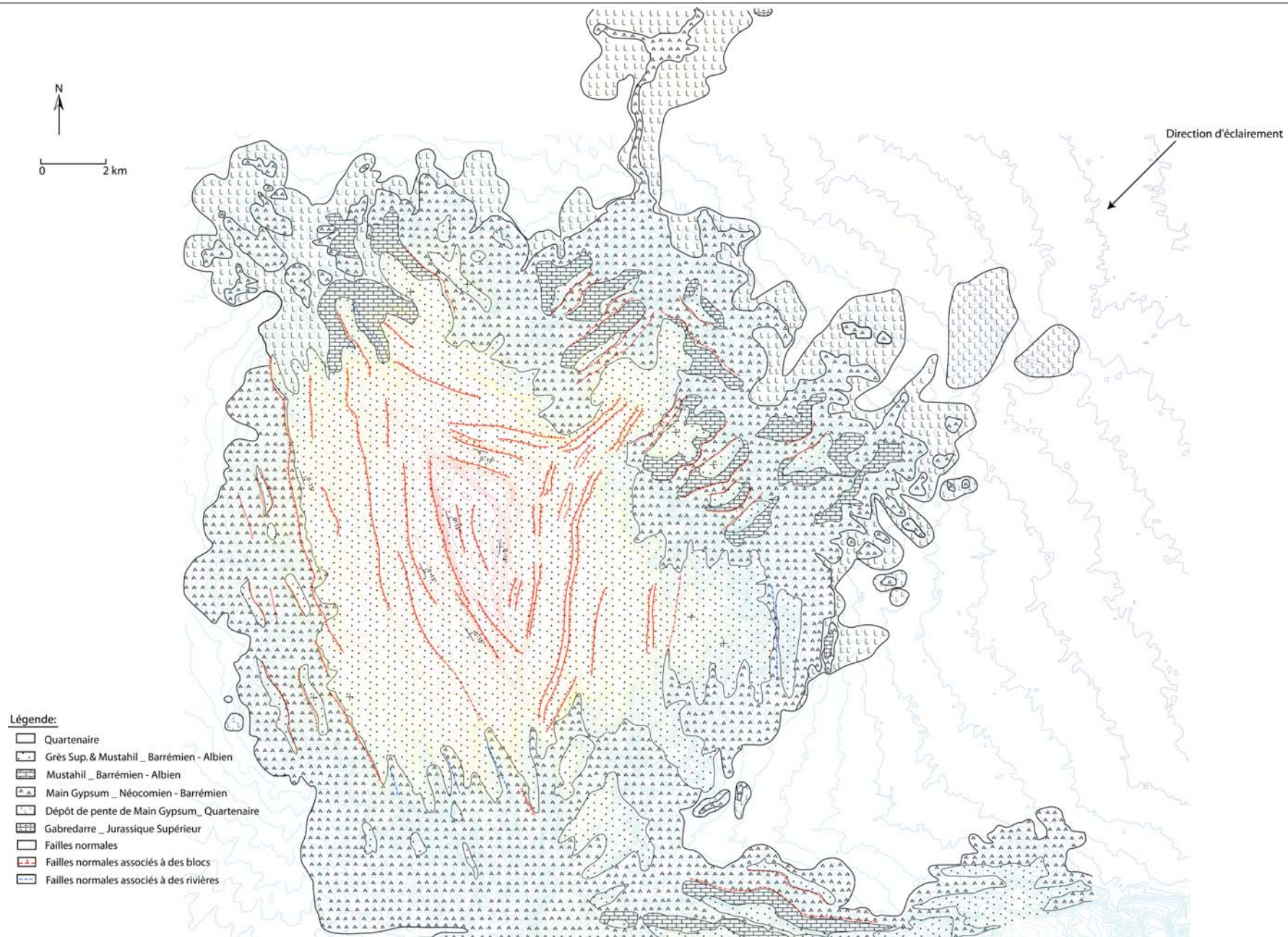


Figure 10 : Carte géologique détaillée de la ride de Chebis (ce travail).

## 2) Caractérisation de l'étalement

Pour caractériser l'étalement de manière quantitative, on réalise des coupes géologiques. Il faut pour cela déterminer les épaisseurs, réaliser les profils topographiques avec l'aide de Microdem, les compléter pour obtenir des coupes géologiques et pas la suite caractériser l'extension maximum de la butte.

Il existe deux méthodes pour obtenir l'épaisseur des couches :

- identifier la base et le toit de chaque formation sur des sites précis de l'image. Cependant il existe deux inconvénients, le premier est l'incertitude d'interpolation pour deux points proches (90 m pour SRTM) et le deuxième est qu'il n'est pas toujours possible de trouver les conditions d'affleurement appropriées.
- en considérant les couches monoclinales avec un pendage générale vers l'Est, on mesure l'altitude d'un grand nombre de limites de couches dispersées dans les affleurements n'ayant pas subit d'étalement et de comparer, par la suite, ces altitudes sur un graphique en fonction de la longitude. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de moyennner l'incertitude sur une grande quantité de données.

C'est la deuxième méthode que j'ai utilisé pour déterminer les épaisseurs (annexe 7) qui sont pour les différentes couches :

- ❖ Grès Supérieur : 400 m
- ❖ Calcaires de Mustahil : 220 m
- ❖ Gypses de Gorrahei : 300 m

Pour la formation du calcaire de Mustahil, l'épaisseur est plus importante que ce que l'observation de terrain ne laissait transparaître. Il n'est pas impossible qu'à cause de la variation de lithologie entre le sommet et la base du grès (données de terrains), la limite morphologique ne corresponde pas tout à fait à la limite stratigraphique entre ces deux formations. On peut voir qu'il y a une diminution des épaisseurs en allant vers l'est.

Grâce à ses valeurs, on peut réaliser les coupes géologiques. Les trois coupes que j'ai étudié se situent pour la coupe A (figure 11) du côté est sur des horsts séparés, pour la coupe B (figure 12), sur la bordure ouest en partant presque du sommet de la butte jusqu'au dépôt du Quaternaire et le profil C se trouvent au nord de la coupe B.

A partir de la coupe C (figure 13), on peut retrouver l'extension maximum de la butte avant que l'étalement ne débute. Pour ce faire, on suppose que le dernier horst composé de grès appartienne au même niveau stratigraphique que celui qui compose le sommet de la ride.

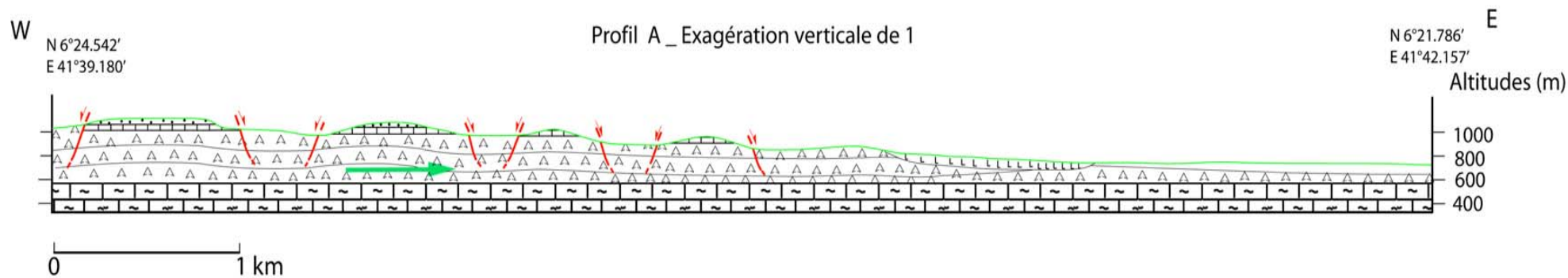


Figure 11 : Coupe A de la ride de Chebis où est représentée la succession de horsts et de grabens avec le sens de fluage des évaporites (ce travail).

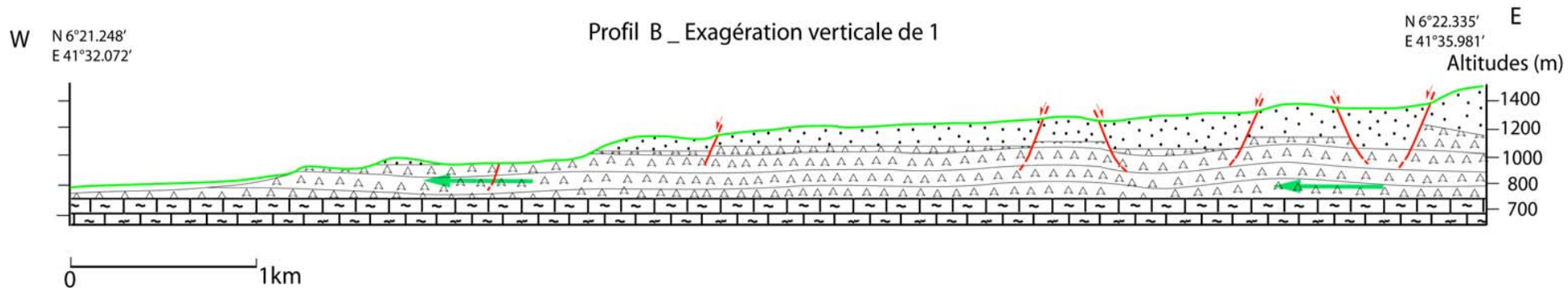
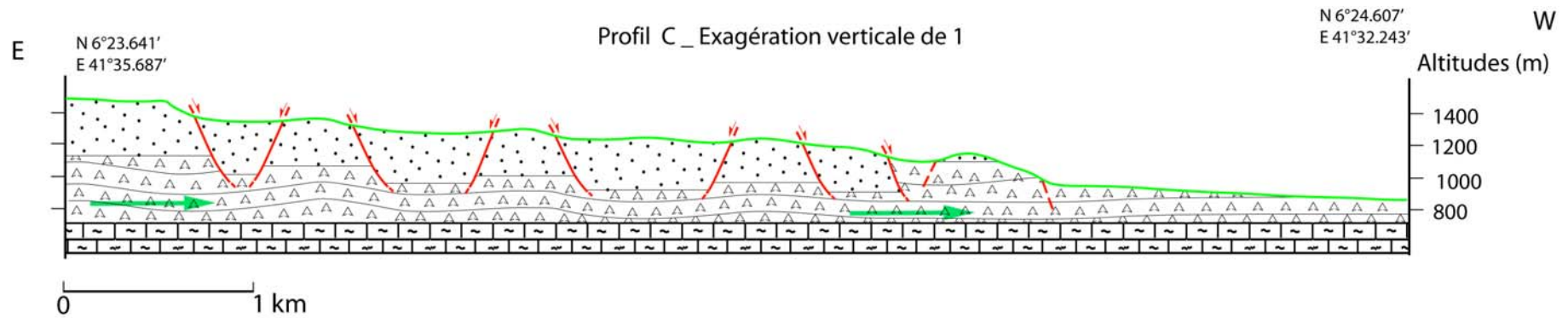


Figure 12 : Coupe B de la ride de Chebis où est représentée la succession de horsts et de grabens (ce travail).



**Figure 13 :** Coupe C de la ride de Chebis où est représentée la succession des horsts et de grabens qui a permis de caractériser l'extension maximum de le ride en considérant l'escarpement horizontal des failles (ce travail).

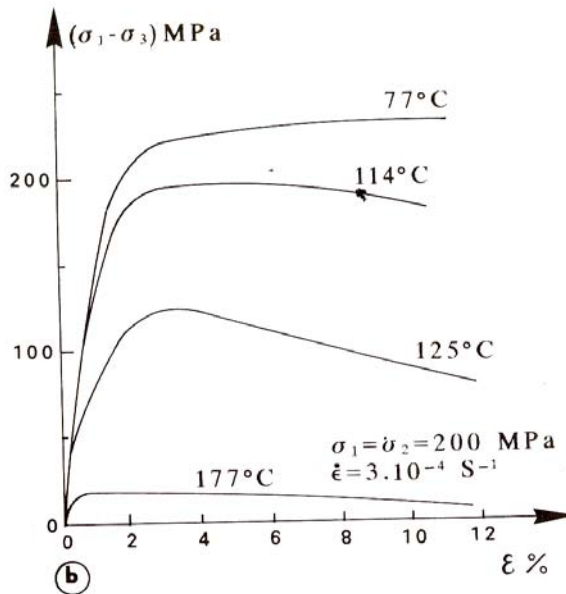
Légende

- Quartenaire :  Alluvions
- Dépôt de pente de Gorrahei
- Crétacé :  Grès Sup. & Mustahil (toit)
- Mustahil \_ Aptien - Albien
- Gorrahei (Main Gypsum) \_ Néocomien
- Jurassique sup. :  Gabredarre \_ Jurassique Supérieur
- Failles normales : —
- Sens du fluage des gypses : →

## 3) L'étalement gravitaire de la butte de Chebis

A partir des différents résultats obtenus, on peut maintenant comprendre le processus qui s'est mis en route pour expliquer la morphologie du plateau.

L'étalement gravitaire de la butte de Chebis se matérialise par la succession de failles normales conjuguées du cœur de la butte et à sa périphérie (figure 10). Ces failles et l'érosion des rivières ont atteint le niveau de gypses. Cet étalement semble être rendu possible par le fluage de ces derniers.



**Figure 14** : Déformation d'un échantillon de gypses à différentes températures sous pression de confinement de 200 MPa. Ce graphique nous montre que l'on peut avoir une déformation à une température faible mais avec un déviateur des contraintes important. Ceci peut être la modélisation de ce qui se passe pour l'initiation du fluage de la formation gypseuse de la butte (d'après Mercier et Vergely (1992), modifié).

L'étalement n'est possible que si le niveau de gypses est mis à nu pour devenir ainsi un niveau de décollement. Lors d'essais de compression triaxiale, à température croissante, on observe une transformation du gypse en semi-hydrate ( $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) ou en anhydrite ( $\text{SO}_4\text{Ca}$ ) qui libère de l'eau. Cette déshydratation provoque l'augmentation de la pression des fluides et diminue ainsi la résistance du gypse.

Les niveaux de décollement des nappes de charriages sont souvent formés d'argiles et de sel, de faible perméabilité. La déshydratation du gypse contenu dans ces niveaux peut fournir de grandes quantités de fluides qui, piégés dans ces niveaux imperméables, peuvent développer de fortes pressions interstitielles. Celles-ci diminuent donc la résistance au cisaillement des roches et peuvent former des plans de décollement (Mercier et Vergely, 1992, 178-180). Au contraire des chaînes de montagnes où le décollement se trouve sous une nappe de charriage, la seule force qui rentre en jeu et permet le fluage dans le cas de la ride, est le poids de la série stratigraphique (figure 14).

Si un niveau de décollement est formé et que l'érosion permet la formation de bords libres, le fluage dans le gypse s'accompagne de l'étalement des roches sus-jacentes. Le bord libre présentant un étalement plus important se situe du côté est de Chebis. Le Wabi Shebelle ne passe pas loin de la butte et ce fleuve doit être responsable de l'érosion du plateau originel dans la zone d'étude. Sur la carte géologique (figure 10), on remarque que la majeure partie des déplacements est vers l'est. Seuls quelques blocs du côté ouest se détachent mais l'étude de la carte géologique montre que l'étalement est moins important de ce côté-ci. Cette constatation est valable pour tous les autres plateaux. La rivière Wabi Gestro, situé à l'ouest de la ride, peut marquer la direction d'une structure tectonique. Deux flèches de sens contraires sont matérialisées sur la carte et elles représentent la séparation des blocs qui se réalise avec l'érosion des rivières secondaires.

Les coupes géologiques permettent de représenter le fluage des gypses et les déformations qu'il entraîne dans les couches sus-jacentes.

A partir de la coupe C, il est possible de retrouver l'extension maximum de la butte. Actuellement sa longueur est de 5,1 km, en considérant ou non la dernière faille car sa localisation n'est pas précise, l'extension varie entre 3,68 km et 4,01 km. La caractérisation de l'étalement varie quant à lui entre 1,42 km et 1,09 km. Ces valeurs représentent une extension d'environ 25% à 38,5% le long de cette coupe.

A partir des travaux antérieurs étudié dans le §I, on peut dire que l'étalement gravitaire que subit la ride de Chebis est un écoulement rocheux car il n'y a pas de plan général d'écoulement bien matérialisé à la base. Il nécessite pour sa mise en route, un niveau faible en profondeur, ici matérialisé par la formation gypseuse. Cela ne peut être un sackung car la crête n'est pas caractérisée par un fossé sommital, ni par des escarpements antithétiques. Il se peut cependant, que cela soit un fluage gravitaire d'origine profonde mais tout dépend sur quelle profondeur on se base pour amorcer le fluage.

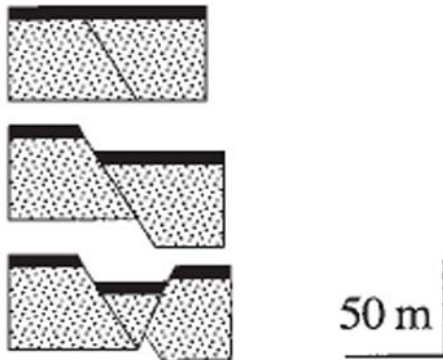
Une analogie peut être fait avec le volcan Socompa car, en plus des fractures dans le niveau d'ignimbrites, l'écoulement latérale de cette couche a été principalement du au poids du volcan situé au dessus. Même si cet écoulement se passe de manière plus lente pour la ride de Chebis, il en ait tout de même. Malheureusement, compte tenu des données actuelles, on ne peut vérifier si la formation gypseuse se déforme par des fractures tel que les ignimbrites sous le volcan Socompa.



#### IV/ DISCUSSIONS

##### 1) Comparaison des grabens des CanyonLands avec la ride de Chebis

Les grabens des CanyonLands se forment par l'extension de la zone et sont accommodés en profondeur par les évaporites. Cette extension n'a pu commencer que lorsque la rivière Colorado a creusé suffisamment en profondeur pour la création de bords libres. L'asymétrie des grabens se repère dans le paysage avec un rejet de faille plus important du côté de la faille majeure.



Ceci est expliqué par la formation d'une faille normale majeure où toute la déformation y est concentrée, puis une deuxième faille se met en place, forme le graben et décale le bloc en profondeur permettant la formation des diapirs. Ces diapirs qualifiés de réactifs ne se forment que lors d'une extension.

**Figure 15 :** Schéma du déroulement de la formation d'un graben par l'apparition de failles normales à des temps différents (d'après Moore et Schultz (1999), modifié).

On retrouve la création des bords libres dans la ride de Chebis par le Wabi Gestro et le Wabi Shebelle.

Lorsque l'on compare la coupe transversale des grabens des Canyonlands avec celles de la ride de Chebis, on retrouve une similitude dans la morphologie et le comportement des couches sus-jacentes aux évaporites. Sur la butte, pour expliquer le pendage compris entre  $0^\circ$  et  $15^\circ$ , on peut avancer l'hypothèse que ces horsts et grabens ont subi un léger basculement à cause de la présence d'une faille majeure située à l'ouest du graben. Cependant avec les données actuelles, on ne peut savoir si le comportement des évaporites des CanyonLands est le même que celui de la formation de gypse de Chebis.

##### 2) Les bords libres du Wabi Gestro et Wabi Shebelle

La structure tectonique que souligne le Wabi Gestro à une direction NW-SE qui est la prolongation du rift du Nil Bleu en Ogaden (Salama, 1994). La ride a fonctionné du Crétacé inférieur au Tertiaire et on peut supposer que le peu de horsts séparés structurellement que l'on observe à l'Ouest du secteur d'étude, soient des vestiges d'une érosion très rapide du au fonctionnement de la ride. Ainsi, on peut dire que les nombreux horsts de la zone Est ont subi une érosion moins rapide par le Wabi Shebelle.

Le Wabi Shebelli coule dans une gouttière bordée de manière plus ou moins continue d'escarpements concaves bordant des étendues variées (Riché et al, 1971). Différents arguments peuvent faire penser à une zone d'effondrement:

1. la ligne généralement NO-SE de la vallée qui est une des orientations préférentielles des fractures dans l'est africain.
2. près de Mustahil, on peut voir que la couche de calcaire dur de la rive plonge très nettement vers le fleuve.
3. A Kellafo, dans la vallée elle-même, différents affleurements calcaires isolés ne sont pas des buttes témoins mais des blocs basculés.

4. La fracturation s'est accompagnée d'épanchement de basalte à olivines visibles depuis Godé jusqu'à 100 km au nord d'Imi. Les épanchements présentent une forme d'arc cercle caractéristique.

Cependant, sur la carte de..., on ne retrouve pas de rift ou d'autres structures tectoniques de même direction. On peut donc penser qu'à partir de la carte de Hunegnaw *et al*, la rivière Wabi Shebelle ne souligne aucune structure tectonique.

### 3) Période de développement des structures

Les dépôts des gypses, des calcaires et des grès ont eu lieu durant tout le Crétacé inférieur et peut être au début du Crétacé supérieur pour les grès. Ces dépôts ont donc eu lieu durant la période d'activité du rift et sous un climat plus humide. Comme l'étalement touche les Grès Supérieurs alors on peut en déduire qu'il débuta après le dépôt de ces grès. Puisque le rift provoquait une subsidence et que le pouvoir érosif du Wabi Gestro devait être plus important, la bordure Ouest de la ride était soumise à une érosion beaucoup plus intense que la bordure Est. La morphologie que l'on observe aujourd'hui est la résultante d'une bordure ouest plus âgée que la bordure Est. L'étalement est plus important de nos jours sur la bordure Est mais l'érosion plus longue à cause du changement du climat.

## CONCLUSION

A partir des différentes données et les travaux antérieurs sur la géologie de l'Ogaden et l'étalement gravitaire, il a été possible de caractériser l'étalement de la ride de Chebis. Le premier objectif de l'étude est de réaliser la première cartographie détaillée de la ride de Chebis pour corriger les erreurs des cartes géologiques de L'Ethiopie. La réalisation de cette carte a été facilitée par les données de l'imagerie satellitaire, des données topographique et des informations de terrains. Par la suite, la réalisation des coupes géologiques a pu être possible pour comprendre la géométrie et l'origine des structures.

On a pu ainsi mettre en évidence un taux allongement de la ride de Chebis variant entre 25 et 38,5%. L'étalement qui touche cette ride a pour origine un écoulement rocheux sur une formation gypseuse ductile. Comme dit dans cette étude, il ne peut s'agir d'un sackung car on ne retrouve nul par sur la butte, les caractéristiques morphologiques de cet manifestation de l'étalement. L'analogie avec l'étalement et l'effondrement du volcan Socompa est possible car il résulte de la mobilisation d'une couche d'ignimbrites ductiles qui s'est fracturée sous le poids du volcan.

Le meilleur exemple pour comprendre l'étalement qui touche Chebis est l'exemple des grabens de CanyonLands dans l'Utah. Ceux-ci présentent une même morphologie ainsi qu'une succession lithologique comparable. L'initiation du fluage n'a pu être permis qu'avec l'érosion engendrée par la rivière Colorado qui a crée des bords libres. On retrouve ce même phénomène avec l'érosion du Wabi Gestro et le Wabi Shebelle.

L'asymétrie des grabens de CanyonLands peut être une explication du faible pendage que l'on observe au centre de la butte, mais il est impossible de préciser si le gypse l'acommode en profondeur par des diapirs réactifs.

L'hypothèse selon laquelle l'érosion et donc l'étalement est plus ancien sur la bordure ouest ne peut être vrai qu'en considérant deux facteurs :

- la présence d'une structure tectonique soulignée par le Wabi Gestro qu'il est possible d'associer avec le rift de Nil Bleu.
- Un climat plus humide lors du commencement du fluage des gypses.

Les données actuelles sont malheureusement insuffisantes pour approfondir les connaissances. En effet, il faudrait avoir des informations de terrain complémentaire pour avoir des limites lithologiques plus précises sur les cartes. Il faut essayer de découvrir comment le gypse réagit précisément sous la contrainte du poids de la ride, si par exemple il réagit en formant des diapirs réactifs tels que ceux de CanyonLands. La connaissance des comportements des failles normales pourrait être intéressante pour caractériser leur déformation et savoir si elles atteignent ou rentre profondément dans la formation gypseuse.

Il ne faut pas oublier que l'étalement qui touche cette ride pourrait nous servir comme un modèle de référence grandeur nature pour comprendre d'autres types d'étalement beaucoup plus complexes que l'on peut retrouver au niveau des chaînes montagneuses et des volcans.

# ***Bibliographie***

## ARTICLES :

- Ambrosi C. et Crosta G. B. (2006), Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps, *Engineering Geology*, 83 vol., 183-200.
- Bosellini A., Russo A. et Assefa G. (2001), The Mesozoic succession of Dire Dawa, Harar Province, Ethiopia, *Journal of African Earth Sciences*, 32 vol., No. 3, 403-417.
- Gutiérrez-Santolalla F., Acosta E., Rios S., Guerrero J. et Lucha P. (2005), Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees, *Geomorphology*, 69, 298-314.
- Hunegnaw A., Sage L. et Gonnard G. (1998), Hydrocarbon potential of the intracratonic Ogaden Basin, SE Ethiopia, *Journal of Petroleum Geology*, 21 vol., 401-425.
- Kinakin D. et Stead D. (2005), Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanism of rock slopes and the formation of sackung, *Geomorphology*, 65 vol., 85-100.
- Le Guillou J.L (1968), Point des connaissances acquises sur le bassin de Wabi Shebelli par l'équipe hydrogéologique et son consultant le professeur Aurouze, *Mission française d'étude du Wabi Shebelli (Ethiopie)*.
- McGill G.E. et Stromquist A. W. (1979), The grabens of Canyonlands National Park, Utah: Geometry, Mechanics and Kinematics, *Journal of Geophysical Research*, 84 vol., 4547-4563.
- McGill G. E., Schultz R. A. et Moore J. M. (2000), Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands grabens of SE Utah: Discussion, *Journal of Structural Geology*, 22 vol., 135-140.
- Moore J. M. et Schultz R. A. (1999), Faulted in jointed rocks, Canyonlands National Park, Utah, *GSA Bulletin*, 111 vol., No. 6, 808-822.
- Riché G., Ségalen P., Quantin P. et Lamouroux M. (1974), Les sols rouges de la partie nord du bassin du Wabi Schebelle (Ethiopie), *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, XII vol., n°3/4, 267-275.
- Riché G., Ségalen P., Zaoudie Telahoun Ato et Ameha Getachew Ato (1971), Evolution du relief et pédogenèse dans la basse vallée du Wabi Shebelli (Ethiopie), *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, IX vol., n°2.
- Van Wyk de Vries B. et Matela R. (1997), Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81 vol., 1-18.
- Van Wyk de Vries B., Self S., Francis P.W. et Keszthelyi L. (2001), A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105 vol., 225-247.
- Worku T., et Astin T. R. (1992), The Karoo sediments (Late Palaeozoic to early Jurassic) of the Ogaden Basin, Ethiopia, *Sedimentary Geology*, 76 vol., 7-21.

## Ouvrages :

- Bosellini A. (1992), The continental margin of Somalia. In: *Geology and Geophysics of Continental Margins*, (Watkins J.S., Zhiqiang F., McMillen K., Eds.), The American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Oklahoma (USA), 53 vol., 185-205.

Mercier J. et Vergely P. (1992), *Tectonique*, Dunod, Paris, 214 p.

Peulvast J.P et Vanney J.R (2002), *Géomorphologie Structurale, Terre, Corps Planétaire Solides*, Editions BRGM, Orléans, 524 p.

Salama R. B.(1994), The Sudanese buried saline lakes. In: *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems*, (M.R., Ed.), Geological Society of America, Special Paper 289, 33-46.

Site web (date de consultation le 5 Juin 2006):

[www.univ-nantes.fr](http://www.univ-nantes.fr)

[www.jpl.nasa.gov](http://www.jpl.nasa.gov)

[www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)

### Cartes consultés

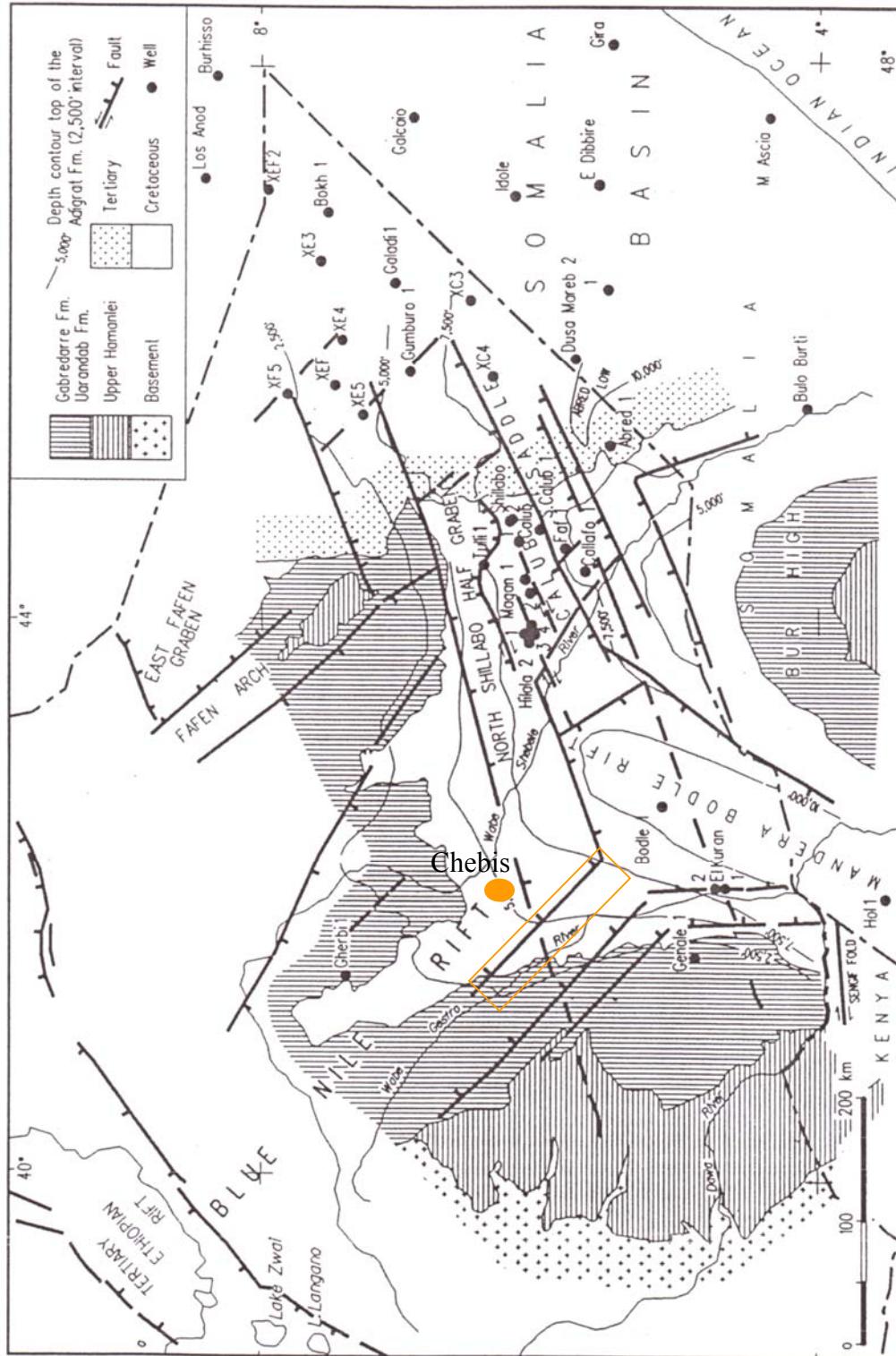
Kazmin V. (1972), *Geological map of Ethiopia*, échelle: 1/ 2 000 000e, Geological Survey of Ethiopia, Ministry of Mines, Addis Ababa, Ethiopia.

Tefera M., Chernet T. et W. Haro (1996), *Geological map of Ethiopia*, échelle: 1/2 000 000e, Geological Survey of Ethiopia, Ministry of Mines and Energy, Addis Abeba, Ethiopia.

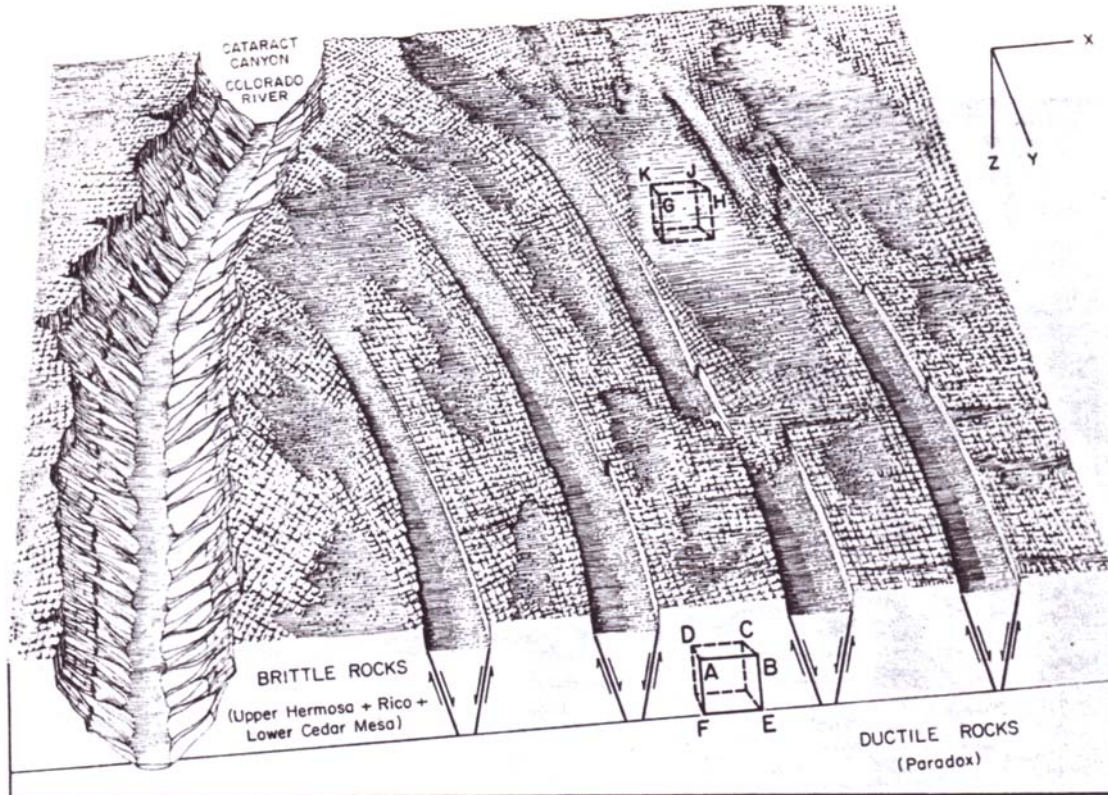
Ethiopian Mapping Authority (2001), *Chebis*, échelle: 1/ 50 000e, Addis Abeba, Ethiopia.

# Annexes

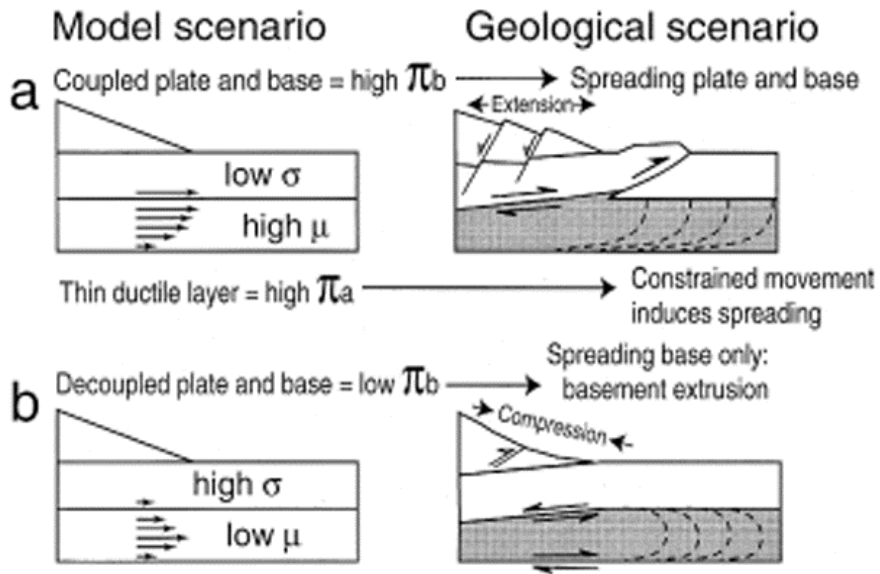
**Annexe 1:** Carte structurale du bassin de l'Ogaden, avec la localisation d'un des rifts du Nil Bleu et de la ride de Chebis (d'après Hunegnaw et al, 1998).



**Annexe 2:** Bloc diagramme d'une portion d'un complexe de graben des CanyonLands pour expliquer le modèle de grabens symétriques. Les deux cubes représentent la relation des éléments clés du modèle. Ils représentent deux volumes de matériels (d'après McGill et Stromquist, 1979).



**Annexe 3 :** Deux modèles a et b pouvant expliquer le comportement de la couche d'ignimbrites. Le modèle (a) considère un couplage entre la base et la couche, avec pour la base une forte viscosité mais une couche avec de faibles déformations. Ce modèle prévoit en surface de l'extension de la couche et du volcan. Le modèle (b) considère un découplage de la couche et de la base, ce qui provoque l'extrusion de la couche et de la compression sur le volcan (d'après Van Wyk de Vries et Matela (1998), modifié).

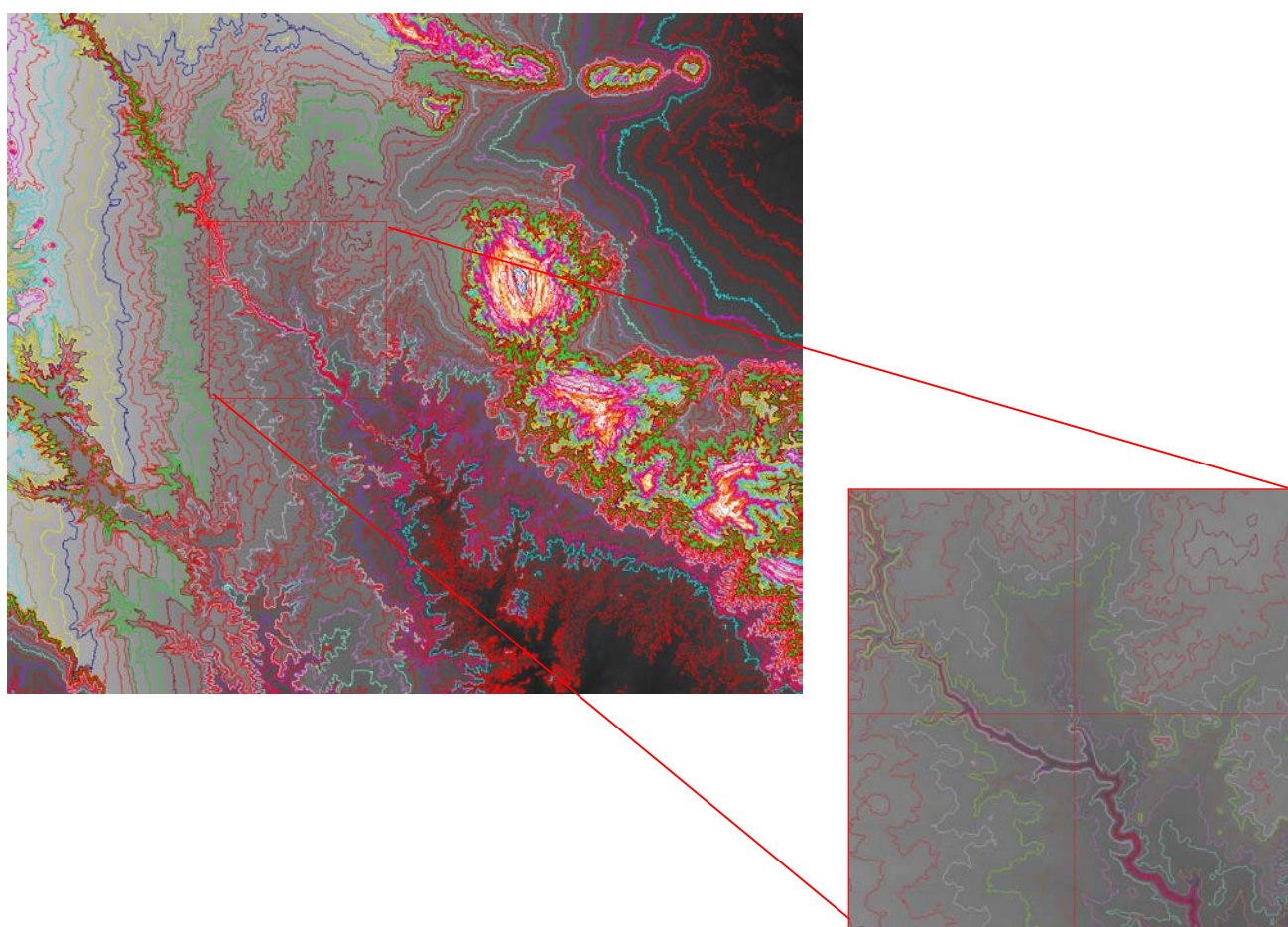




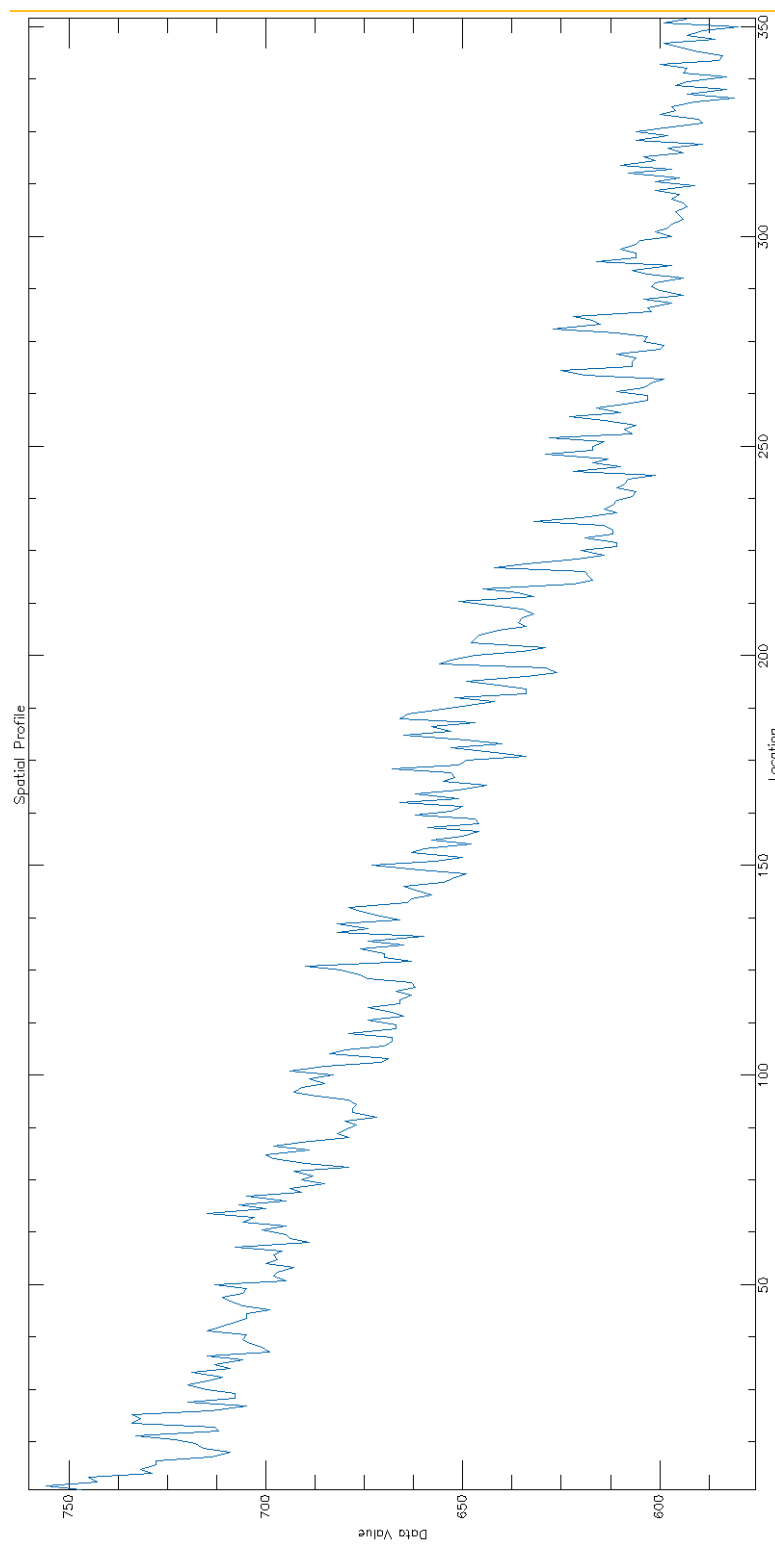
**Annexe 4:** Tableau des caractéristiques des capteurs du satellite ASTER (d'après [www.usgs.com](http://www.usgs.com), modifié).

Capteurs	Numéro de bandes	Bandes spectrales	Résolution spatiale
<b>VNIR</b>	1	0.52 – 0.60	15 m
	2	0.63 – 0.69	
	3N	0.78 – 0.86	
	3B	0.78 – 0.86	
<b>SWIR</b>	4	1.60 - 1.70	30 m
	5	2.145 – 2.185	
	6	2.185 – 2.225	
	7	2.235 – 2.285	
	8	2.285 – 2.365	
	9	2.360 – 2.430	
<b>TIR</b>	10	8.125 – 8.475	90 m
	11	8.475 – 8.825	
	12	8.925 – 9.275	
	13	10.25 – 10.95	
	14	10.95 – 11.65	

**Annexe 5:** Localisation du Wabi Gestro dans le but de réaliser le profil de la rivière pour déterminer l'erreur relative de SRTM avec le logiciel ENVI.



**Annexe 6:** Profil du Wabi Gestro pour déterminer l'erreur relative de SRTM avec le logiciel ENVI.



**Annexe 7**, pages V, VI, VII : Tableau des épaisseurs (ce travail) déterminé par des altitudes de nombreux points pour pouvoir ensuite réaliser un graphique. Ce graphique nous permettra d'avoir un ordre d'idée des épaisseurs.

Formations	Latitude	Longitude	Valeur pour 1°	Distance en km	Valeur à soustraire	Distance en km	Altitudes en m	
Grès	N06° 46' 00,95"	E041° 25' 27,90"	41,42	111,11	4602,67	4561,44	41,23	1749,00
	N06° 51' 04,95"	E041° 34' 33,62"	41,58	111,11	4619,51	4561,44	58,07	1668,00
	N06° 22' 47,83"	E041° 36' 23,62"	41,61	111,11	4622,90	4561,44	61,46	1552,00
	N06° 14' 03,20"	E041° 42' 03,98"	41,70	111,11	4633,29	4561,44	71,85	1368,00
	N06° 00' 06,74"	E041° 57' 46,27"	41,96	111,11	4662,49	4561,44	101,05	1297,00
	N05° 59' 49,97"	E042° 00' 14,73"	42,00	111,11	4667,07	4561,44	105,63	1272,00
	N05°58,0011'	E042°00,4931'	42,01	111,11	4667,53	4561,44	106,09	1270,50
	N05°56,8891'	E042°01,3425'	42,02	111,11	4669,11	4561,44	107,67	1238,50
	N05°56,4733'	E042°01,8210'	42,03	111,11	4669,99	4561,44	108,55	1176,00
	N05° 54' 07,69"	E042° 04' 39,69"	42,08	111,11	4675,25	4561,44	113,81	1246,00
	N06°00,7574'	E042°04,9800'	42,08	111,11	4675,84	4561,44	114,40	1143,40
	N06°01,1895'	E042°05,1595'	42,09	111,11	4676,17	4561,44	114,73	1034,50
	N06°01,7326'	E042°05,4460'	42,09	111,11	4676,70	4561,44	115,26	1021,50
	N06°01,5086'	E042°06,4909'	42,11	111,11	4678,64	4561,44	117,20	1008,30
	N06°01,3858'	E042°07,3087'	42,12	111,11	4680,15	4561,44	118,71	1007,80
	N05°51,9754'	E042°07,4258'	42,12	111,11	4680,37	4561,44	118,93	1084,50
	N05°52,0528'	E042°07,9122'	42,13	111,11	4681,27	4561,44	119,83	1125,80
	N06°01,6436'	E042°09,4075'	42,16	111,11	4684,04	4561,44	122,60	1038,30
	N06°01,6664'	E042°09,4909'	42,16	111,11	4684,20	4561,44	122,76	1045,10
	N06°02,3165'	E042°10,2999'	42,17	111,11	4685,69	4561,44	124,25	1071,70
	N06°02,7258'	E042°10,5185'	42,18	111,11	4686,10	4561,44	124,66	1029,70
	N06° 45' 03,25"	E042° 11' 09,84"	42,19	111,11	4687,29	4561,44	125,85	1121,00
	N06° 49' 03,76"	E042° 11' 58,43"	42,19	111,11	4687,73	4561,44	126,29	1028,00
	N06° 42' 52,65"	E042° 14' 15,08"	42,24	111,11	4693,01	4561,44	131,57	1087,00
Mustahil	N06° 45' 13,92"	E41° 26' 16,80"	41,44	111,11	4604,18	4561,44	42,74	1269,00
	N06° 44' 23,20"	E41° 26' 45,67"	41,45	111,11	4605,07	4561,44	43,63	1247,00
	N06° 26' 13,13"	E41° 34' 13,05"	41,57	111,11	4618,87	4561,44	57,43	1109,00
	N06° 25' 37,62"	E41° 36' 18,80"	41,61	111,11	4622,76	4561,44	61,32	1170,00

	N06° 25' 48,32"	E41° 38' 20,90"	41,64	111,11	4626,52	4561,44	65,08	1099,00
	N06° 15' 59,17"	E41° 42' 27,99"	41,70	111,11	4633,29	4561,44	71,85	1016,00
	N05° 48' 57,11"	E42° 11' 59,62"	42,19	111,11	4687,73	4561,44	126,29	997,00
Gypses	N06°05' 07,90"	E042° 17' 44,63"	41,29	111,11	4587,73	4561,44	26,29	719,00
	N06° 35,8630'	E041° 28,7218'	41,48	111,11	4608,84	4561,44	47,40	930,40
	N06° 50' 04,16"	E41° 41' 09,02"	41,68	111,11	4631,06	4561,44	69,62	936,00
	N05°47,0974'	E042°06,0139'	42,10	111,11	4677,76	4561,44	116,32	718,70
	N06°05' 20,16"	E42° 08' 08,49"	42,13	111,11	4681,06	4561,44	119,62	715,00
Jurassique	N06° 27' 14,73"	E41° 03' 12,25"	41,05	111,11	4561,44	4561,44	0,00	440,00
	N06° 31' 05,22"	E41° 40' 34,32"	41,68	111,11	4630,64	4561,44	69,20	640,00
	N06° 53' 30,41"	E41° 42' 56,54"	41,71	111,11	4634,40	4561,44	72,96	685,00
	N06° 45' 09,95"	E41° 52' 09,47"	41,86	111,11	4651,06	4561,44	89,62	612,00
	N06° 32' 47,53"	E41° 56' 59,99"	41,94	111,11	4659,95	4561,44	98,51	564,00
	N06° 34' 09,41"	E41° 55' 01,52"	42,92	111,11	4768,52	4561,44	207,08	505,00

## Epaisseur des couches

