

ECHANTILLONS APPARTENANT A LA FORMATION DE L'ISALO IIa

1. Echantillon B3705H

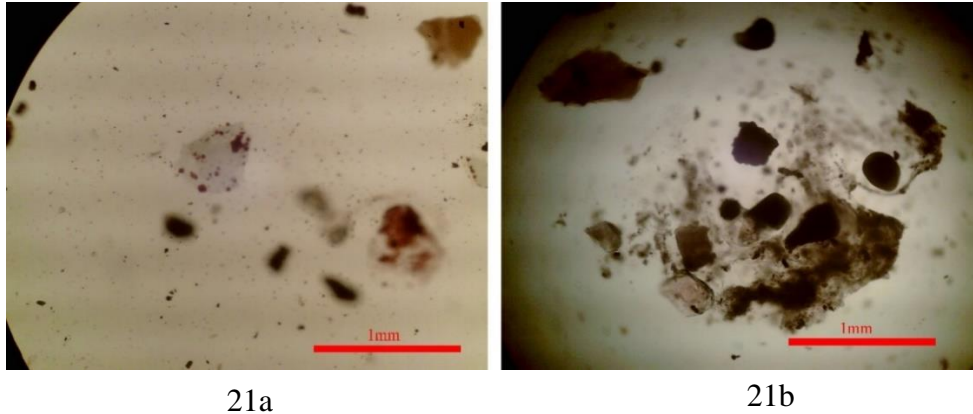


Photo 21 : Capture d'image n°1 (21a) et n°2 (21b) l'échantillon B3705H en LN

Pour cet échantillon, la répartition des minéraux est très variée comme pour la photo 21a et 21b prise sur la même lame mince. Elle varie de 10 à 30 %

Ici, les minéraux opaques ainsi que le zircon commencent à se dissiper, et nous pouvons voir apparaître la biotite (photo 21a).

2. Echantillon B3706H

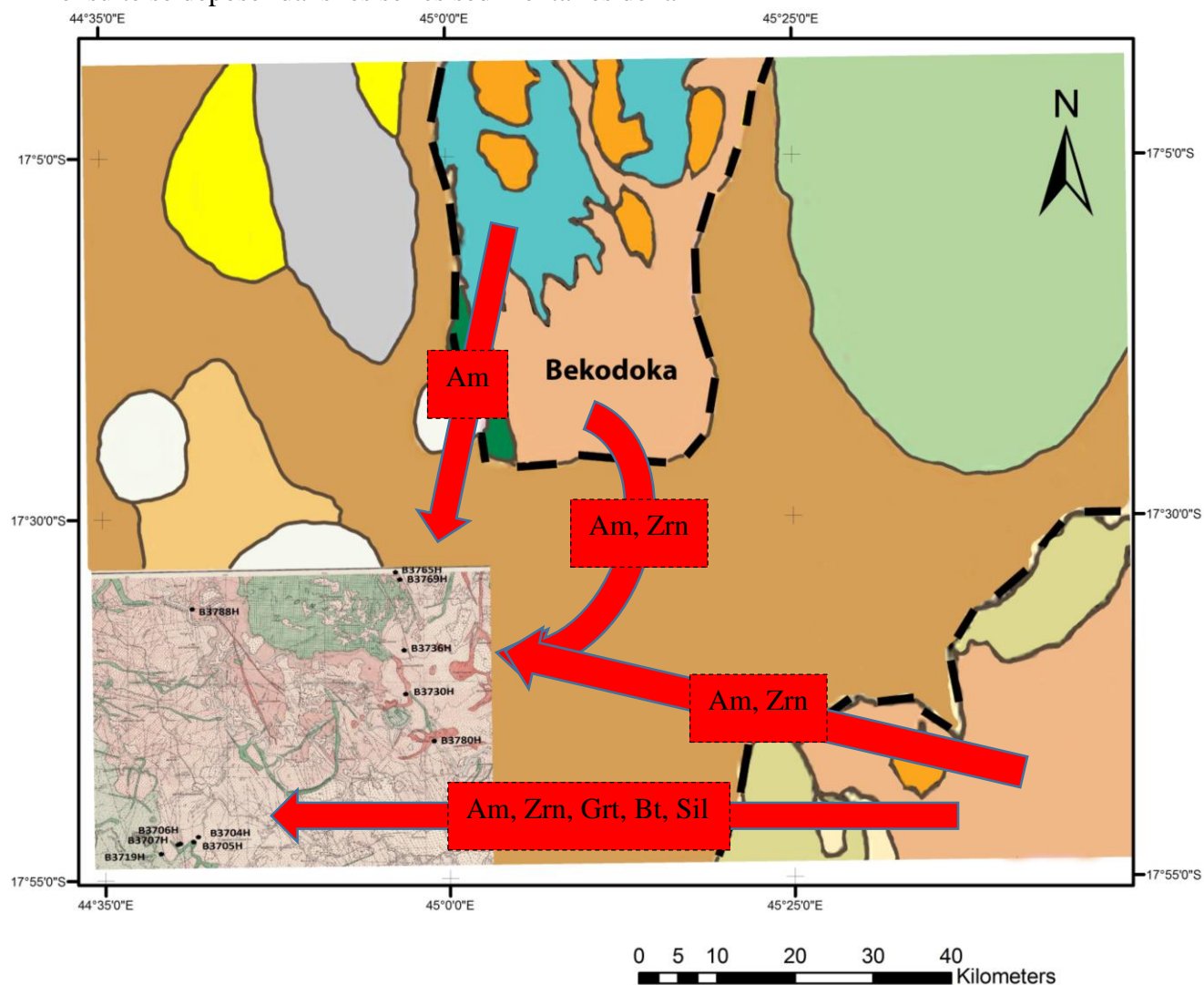


Photo 22 : Capture d'image de l'échantillon B3706H en LN

Une quantité notable de biotite à mosaïque de petits cristaux en forme de paillette et de lamelle se voit sur la lame mince. Le minéral opaque dans la photo 22 au centre droite avec une forme pentagonale présente le faciès caractéristique de la pyrite qui est souvent associée à la biotite.

IV.3. PROVENANCE DES MINÉRAUX IDENTIFIÉS

L'illustration de l'image ci-dessous est une superposition de carte géologique en forme de couches surmontée par une carte géologique établie par le Service géologique. Ces cartes représentent l'origine des différents minéraux venant du socle aux alentours et qui viennent ensuite se déposer dans les séries sédimentaires de la zone d'étude.



Légende:

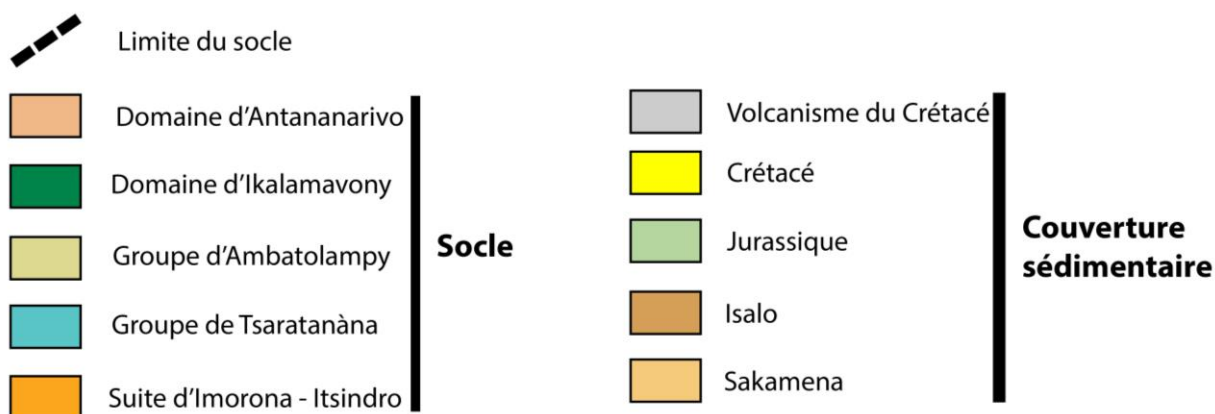


Figure 15 : Carte représentant le transport des minéraux venant du socle (Source : auteur)

Les minéraux observés dans la carte précédente illustre leur transport venant des socles aux alentours qui sont du domaine d'Antananarivo et du dôme de Bekodoka. Ce sont des minéraux se formant sous des conditions de métamorphisme propres à eux. En étudiant leur origine de tous les minéraux présentes dans nos lames minces, on a pu les présenter sous-forme de tableau qui est le suivant.

Tableau 10 : Origine des minéraux présents dans les lames minces

	Détritique	Néogénétique	Résiduel	Métamorphique	Magmatique
Zircon	++				
Plagioclase	+++		++		
Amphibole				++	
Biotite	++			+++	
Pyrite	+++	+	+		
Magnétite	++	++	+	++	
Hématite	++	++	+	++	
Grenat				++	++
Sillimanite				++	
Epidote	+			+	

Légende :
 +++ : Très abondant
 ++ : Moyennement abondant
 + : Peu abondant

IV.3.1. LA FORMATION DES DEPOTS

Les processus de base impliqués dans la formation des dépôts de minéraux lourds et légers dans la zone de Bemolanga sont marqués par quelques points suivants :

- Les minéraux issus des roches magmatiques, des roches métamorphiques venant de la formation cristalline du domaine d'Antananarivo et du domaine d'Ikalamavony se désagrègent et s'érodent en fournissant des éléments détritiques aux systèmes fluviaux.
- Les cours d'eau tels que les ruisseaux et les rivières transportent des éléments détritiques vers l'Ouest.
- Les sédiments peuvent être finalement déposés dans une variété de paramètres côtiers, tels que les deltas et les estrans, ainsi que les chenaux et les plaines inondables des cours d'eau dans la zone de la plaine côtière.

- Les sédiments nouvellement déposés sont travaillés par les actions des vagues, des courants littoraux et le vent, qui peuvent effectivement trier les grains en fonction de leur taille et densité.

En conséquence, les minéraux lourds sont triés ensemble, produisant des accumulations de sédiments sur une vaste région. C'est pourquoi, les dépôts des minéraux opaques, du zircon et du grenat sont les minéraux les plus observables dans nos échantillons.

Les minéraux lourds, stables chimiquement et résistants mécaniquement sont essentiels à ce type de processus ; ces minéraux avec une grande stabilité peuvent poursuivre le voyage d'un socle à un autre. Contrairement aux minéraux légers tel que l'amphibole, elle est instable chimiquement et s'altère facilement en donnant des oxydes de fer.

SOURCE DES MINERAUX

- Zircon

En observant le résultat de l'abondance du zircon dans nos lames minces, sa présence dans la formation de l'Isalo I est d'environ 25%, et celle de la Sakamena et de l'Isalo II est négligeable. Sachant que ces trois formations sont sédimentaires, on peut poser deux hypothèses qui expliquent l'existence du zircon détritique :

Hypothèse 1 : il subit le processus sédimentaire (érosion – transport – dépôt) venant des formations cristallines soit du domaine d'Antananarivo à l'Est, soit du dôme de Bekodoka (cf. figure 15). Il possède un degré d'altérabilité faible, physiquement et chimiquement. Donc il ne peut y avoir que des déformations minimales. Seuls les angles sont sub-arrondis et arrondis.

Hypothèse 2 : il vient avec l'apparition des dykes en tant que minéral accessoire, puis les roches s'altèrent et les sédiments subissent quelques transports.

- Minéraux opaques

La présence des minéraux opaques est très fréquente dans toutes les formations sédimentaires (Sakamena, Isalo I, Isalo II). Ces minéraux peuvent être caractérisés sous quatre espèces différentes : l'hématite, la magnétite, la pyrite et la galène. Ces minéraux peuvent être considérés comme ciments des grès ferrugineux qui sont de nature chimique et se représentent en précipitation in situ de matière minérale.

- Amphibole

La présence de l'amphibole semble logique car son produit d'altération n'est autre que les oxydes de fer qu'on trouve presque sur toutes les lames minces.

- **Grenat et sillimanite**

Ces deux minéraux sont des minéraux lourds communs dans le sable et le grès de l'Isalo I (photo 20). Ces minéraux indiquent un degré de métamorphisme intermédiaire à élevé (faciès amphibolite à granulite) comme pour le cas de la roche du sous – domaine d'Ikalamavony.

- **Biotite**

La biotite se forme à un grade de métamorphisme inférieur. La provenance de la biotite présente dans la formation de l'Isalo IIa vient de la formation cristalline du domaine d'Antananarivo, plus précisément de l'orthogneiss de la suite de Betsiboka et des schistes du groupe d'Ambatolampy.

IV.3.3. MINERALOGIE DES SEDIMENTS TERRIGENES

- **Micas (biotite et muscovite)**

La présence des biotites dans la formation de l'Isalo IIa, identifiées dans nos lames minces (photo 21 et 22) est utile dans le diagnostic des environnements de dépôt. Les paillettes de mica ont tendance à être vannées sur des environnements de haute énergie par des courants forts et turbulents, et emportées pour être déposées dans des environnements de basse énergie. Les sables micacés ont donc tendance à être absents dans des environnements bien vannés. Leurs lieux de dépôt adéquats sont les deltas à pente extérieure, le plateau extérieur, les chenaux sous-marins et les cônes.

- **Grès et conglomérats**

Les grès et les conglomérats servent d'hôtes intermédiaires pour les minéraux lourds trouvés dans nos échantillons. Cette formation est souvent dominée par des grains de sable, suivi par le limon et l'argile. Ces roches peuvent être cimentées par la silice, et secondairement par les minéraux d'oxyde de fer.

Les grès moins matures contiennent des grains de feldspaths (photo 21 de l'Isalo I : orthose), micas (photo 27 de l'Isalo IIa : biotite), amphiboles (photo 19 de la Sakamena : hornblende)

ANALYSE LITHOLOGIQUE PAR GRANULOMETRIE

La lithologie est un indicateur important du milieu de dépôt. Ainsi, la forme, la taille, et le tri des grains sédimentaires ont une relation forte au processus physiques qui caractérise un environnement de dépôt. Une compréhension de l'environnement sédimentaire peut aider à la compréhension du processus diagénétique conduisant au développement du réservoir.

La taille des grains d'un sédiment dépend essentiellement de l'énergie du courant de dépôt. Généralement, les courants de haute énergie produisent des sédiments à gros grains et les environnements de plus basse énergie produisent des sédiments à grains plus fins. La dimension des grains a tendance à diminuer dans la direction de transport, et le tri augmente avec l'énergie de courant.

Les faciès sédimentaires affichent généralement des profils verticaux caractéristiques dans lesquelles la dimension des grains fins s'accroît vers le haut ou reste constante. La détermination de ces variations verticales de la taille des grains est précieuse dans le diagnostic de l'environnement de dépôt.

A l'aide de la figure 16, on va déterminer les environnements de dépôts à l'aide de l'analyse de la taille des grains :

- La formation de l'Isalo I et de l'Amboloando inférieur se forme par accrétion latérale avec apparition des chenaux de sable. Le profil du granoclassement est normal (gréso-conglomératique à la base et grés-silteux dans la partie sommitale) pour l'Isalo I et leur base est décapée. Ces deux formations sont typiques d'une séquence de chenal dite **Chenal de sable** ou **Cône alluvial**.
- La formation de l'Argile de base montre un profil d'affichage évolutif qui s'élargit de plus en plus vers le haut avec des changements brusques de faciès (intercalation avec des grès). Les exemples incluent des bars, des barrières de sables, des bars marins peu profonds et même des dunes éoliennes. Mais comme cette formation possède des nodules carbonatés à *Septaria*, on peut le classer à des **bars marins peu profonds**.
- Pour la formation de l'Amboloando Moyen, la taille des grains demeure constante. Celle-ci va conduire à la fusion des deux faciès (argilo-gréseux) pour donner un simple profil de granulométrie verticale. Dans notre cas, un chenal de sable de bar deltaïque, qui se forme vers l'extérieur et se rétrécit à la base va former un **couplet deltaïque**.
Pour remarque, la surface qui divise ces deux faciès est parfois difficile de déterminer à partir des diagraphies, nécessitant une étude détaillée des carottes et des cuttings.
- La formation d'Amboloando Supérieur possède un environnement de dépôt proche de l'Isalo I et de l'Amboloando Moyen (**chenaux sinueux**) : base décapée avec sa différence, l'hétérogénéité des grains (intercalations de grès).

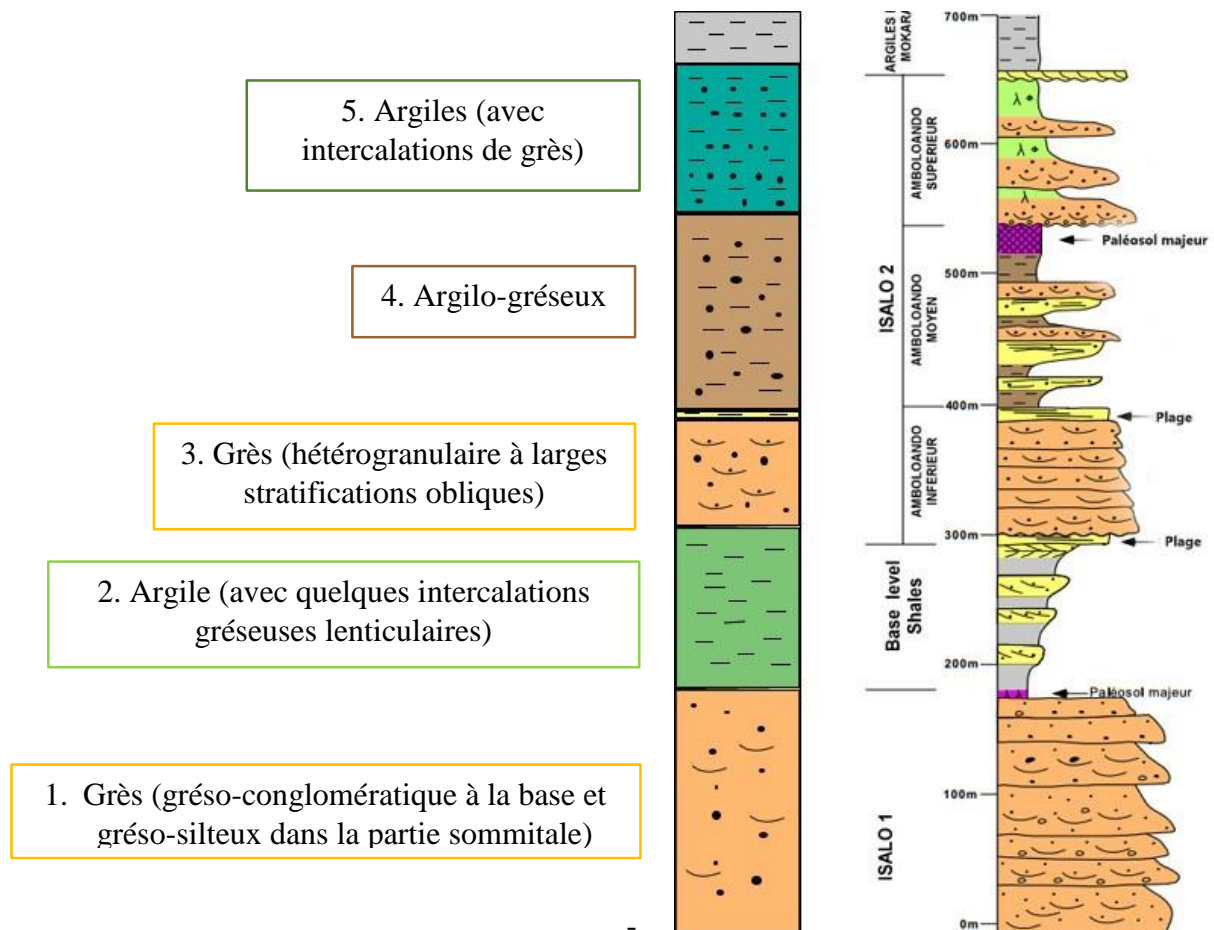


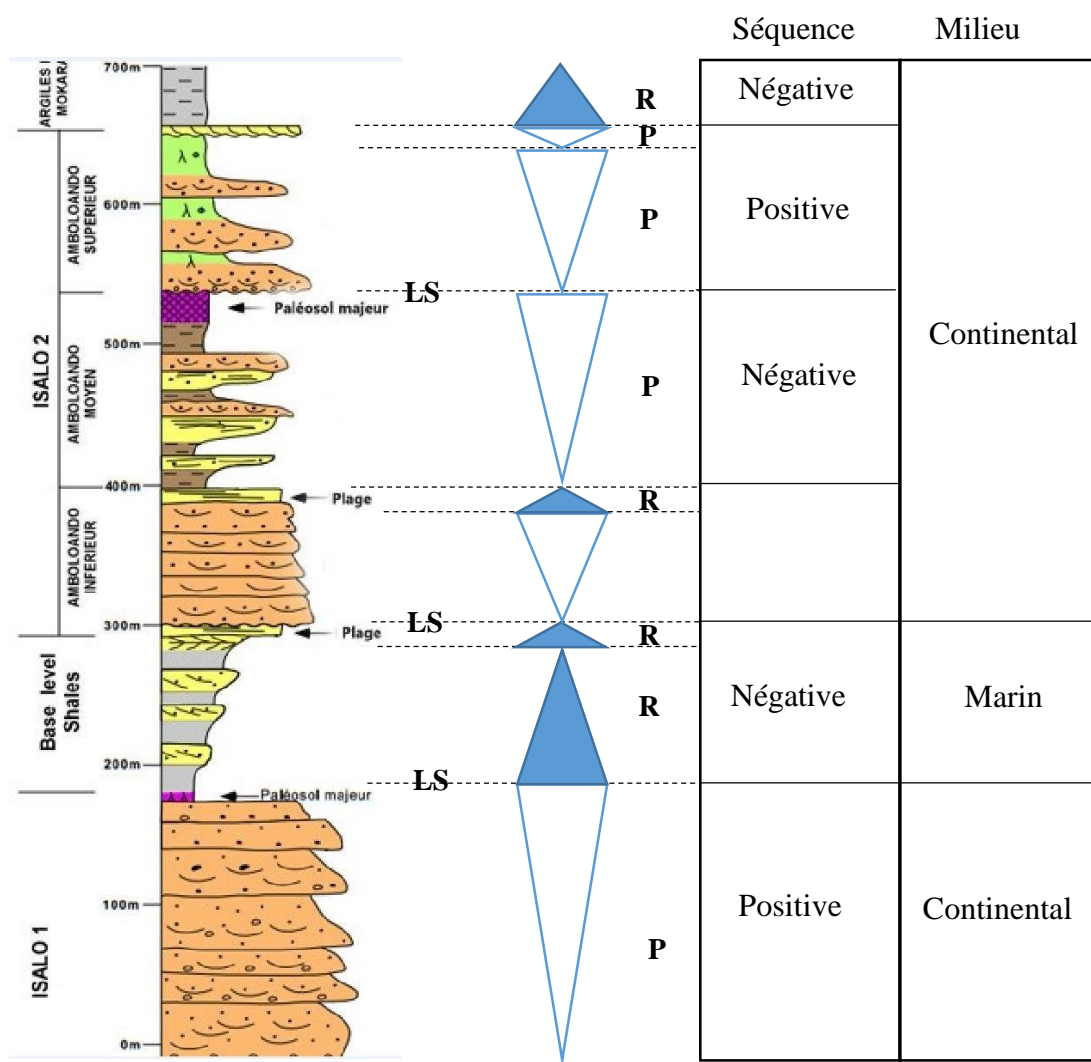
Figure 16 : Formations lithologiques et lithostratigraphiques de la zone de Bemolanga (Source : TOTAL E&P 2009)

IV.3.5. SCHEMA SEQUENTIEL

La construction de notre schéma séquentiel nécessite quatre (04) identités :

- Séquence positive et négative : la séquence est négative si la granulométrie ou l'énergie croît vers le haut, et négative si la granulométrie ou l'énergie décroît vers le bas
 - Isalo I
 - Base grés-conglomératique et sommet grés-silteux : séquence positive
 - Argile de base
 - Argile en alternance avec intercalation gréseuse : séquence négative
 - Amboloando inférieur
 - Grès hétérogranulaire : pas de remarque
 - Amboloando moyen
 - Dépôts hétérolithiques argilo-gréseux : séquence négative

- Amboloando supérieur
Chenal fluviatile hétérogranulaire, qui veut dire présence de grès en alternance avec des argiles : séquence positive
 - Grès de Mokara
Base à grès fins hétérogranulaires
 - Argile de Mokara
Dépôt silto-argileux avec intercalation de faisceaux grés-micacés : séquence négative
- Limite de séquence : la limite de séquence est définie par la limite de discordance des couches, ou avec plus de difficulté, le long des conformités, c'est-à-dire que les visuellement les couches sont conformes et il est difficile de déterminer les limites de séquence. Seuls la diagraphie et les données paléontologiques peuvent les différencier. Pour notre cas, il existe trois limites de séquences : la première limite est entre l'Isalo I et l'Argile de base qui est marquée par l'existence d'un paléosol majeur. La deuxième limite qui est entre l'Amboloando inférieur et l'Argile de base se caractérise par une érosion de la plage et un hiatus (interruption de dépôt sédimentaire). Et la troisième limite qui est entre l'Amboloando supérieur et l'Amboloando moyen se caractérise par un paléosol, suivi d'une érosion puis un hiatus
- Indice de fossile :
La présence de nodules carbonatés à *Septaria* présente dans l'Argile de base signifie un milieu de sédimentation marin
La présence de bois silicifié dans le Grès de Mokara signifie un milieu de sédimentation continental
- Indice de structure :
L'Amboloando inférieur possède des grès hétérogranulaires à larges stratifications obliques
Le Grès de Mokara possède des grès à stratification oblique
La présence d'un grès entrecroisé ou à stratification oblique est une indice d'une régression continentale



R : Rétrogradation

P : Progradation

LS : Limite de Séquence

Figure 17 : Schéma séquentiel (Source : auteur)

IV.4 ANALYSES ET INTERPRETATIONS STRUCTURALES PAR IMAGE SATELLITE

En ce qui concerne notre étude, l'objectif est la détection de toutes les structures situées dans les images satellites telles que les structures morphologiques et linéamentaires, cette dernière pouvant influencer de façon significative l'ensemble de la fracturation de la zone d'étude.

IV.4.1. CARTOGRAPHIE DES LINEAMENTS

La cartographie des linéaments est réalisée en traçant directement les structures linéaires et circulaires sur une image radar rehaussée et une image en composition colorée. Les linéaments tracés sont systématiquement vérifiés pour éviter des redondances de traçage de linéament sur les images satellites qui sont présentées ci-dessous (Figure 18).

La représentation de deux cartes à la fois nous aide à l'observation des linéaments. Toutefois, les structures linéaires observables sur une carte ne le sont pas sur l'autre.

La dernière étape sera la superposition des deux cartes de linéaments obtenues dans les quatre directions afin de créer une carte de synthèse des linéaments. Pour éviter la répétition de segments

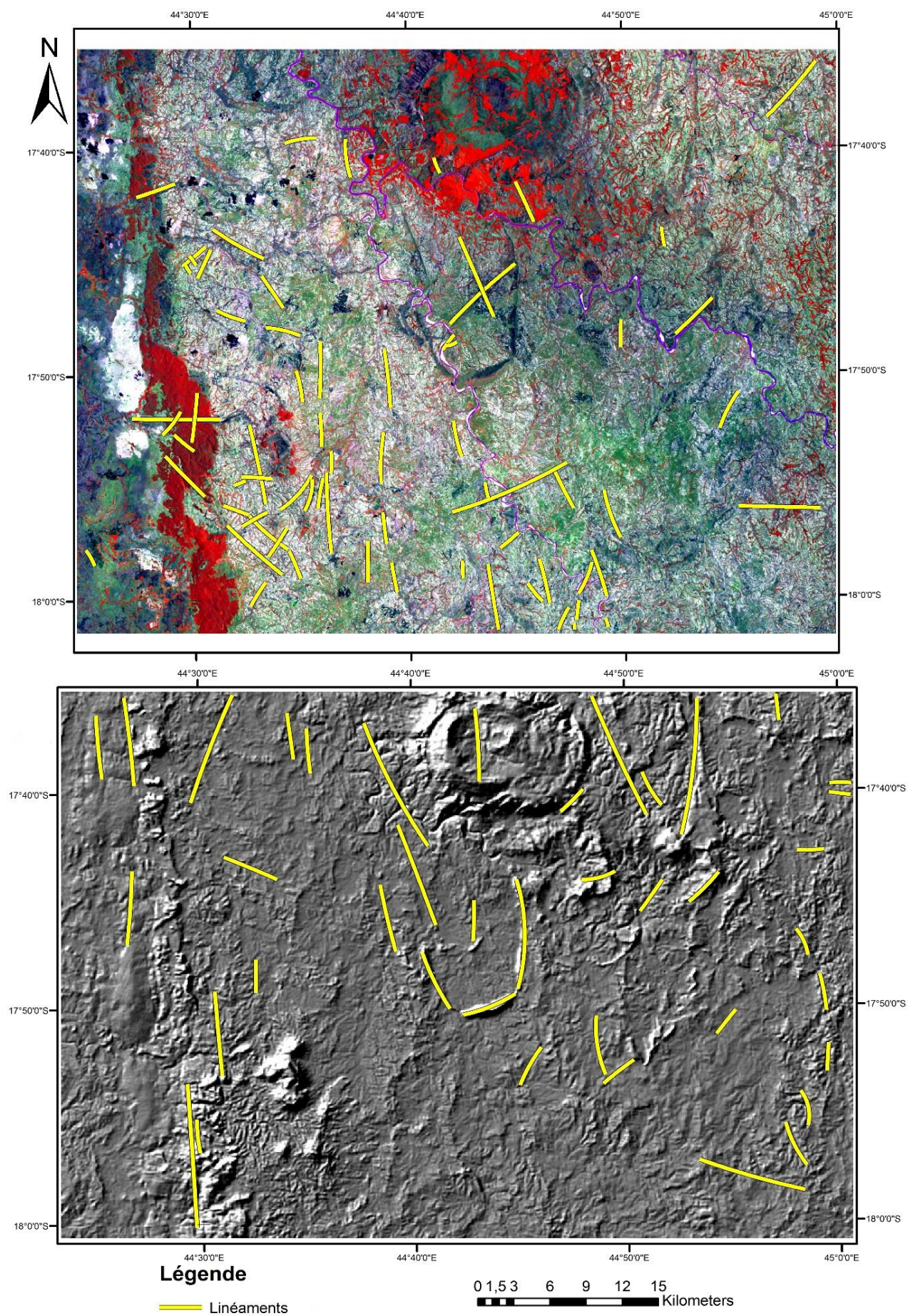


Figure 18 : Linéaments modélisés sur l'image satellite (a) et sur l'image radar (b)

Tableau 11 : Résumé statistique des linéaments

Résumé statistique	
Méthode de calcul:	Fréquence
Intervalle de classe:	10.0 Degrés
Filtre Azimuth:	Désactivé
[0 ; 10[10,18%
[10 ; 20[3,70%
[20 ; 30[1,85%
[30 ; 40[7,40%
[40 ; 50[4,62%
[50 ; 60[2,77%
[60 ; 70[3,70%
[70 ; 80[2,77%
[80 ; 90[2,77%
[90 ; 100[4,62%
[100 ; 110[0%
[110 ; 120[3,70%
[120 ; 130[1,85%
[130 ; 140[3,70%
[140 ; 150[4,62%
[150 ; 160[8,33%
[160 ; 170[10,18%
[170 ; 180[23,14%
Type de données:	Bidirectionnelle
Population:	108

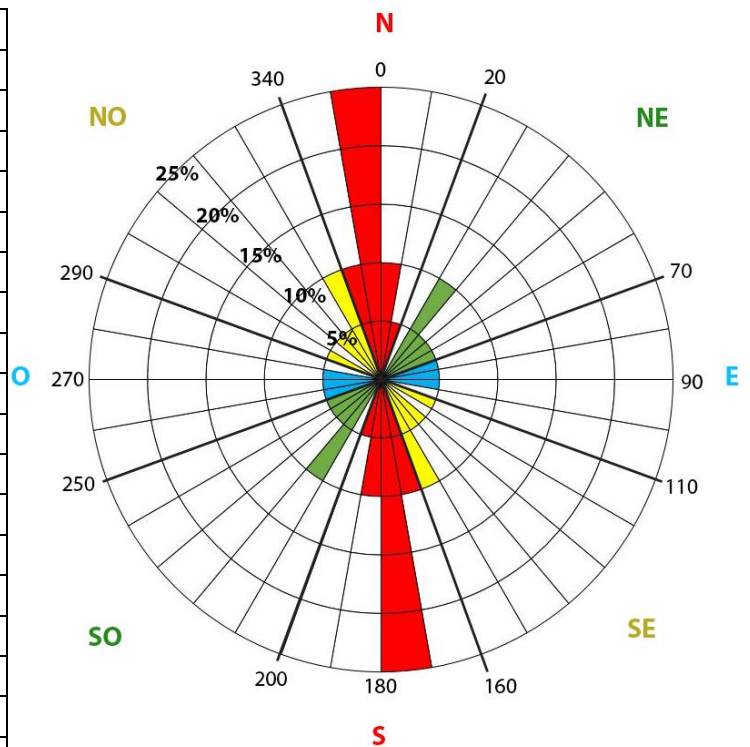


Figure 19 : Rosace directionnelle des linéaments

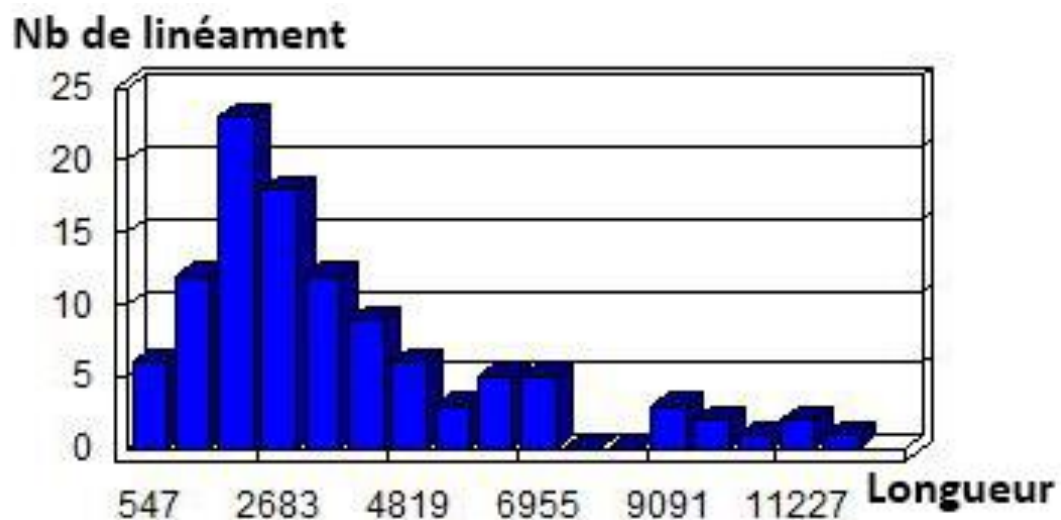


Figure 20 : Histogramme des longueurs sur nombre de linéament