

2.3 Cadre géologique et structural

2.3.1 Notion d'altération et d'érosion

L'atmosphère la biosphère, l'hydrosphère et le climat sont des facteurs essentiels dans les modifications subies par les roches. Une altérite peut-être définie comme une roche provenant de l'altération des roches mères (roches endogènes ou exogènes). L'altération commence par celle des roches mères et se poursuit au niveau des produits d'érosion. Les actions de cette altération sont les suivantes :

- Altérations mécaniques : ce sont essentiellement des dislocations dues aux variations de température entraînant le déchaussement de la roche en agrégat ou en minéraux.
- Altérations chimiques : elles sont dues à l'action de l'hydrolyse qui peut être soit simple par exemple mise en solution des roches salines soit complexe par la réaction des ions cristallins avec H^+ et OH^- mais aussi par des ions plus ou moins associés à l'eau CO_3^- ou CO_3H qui s'attaque au carbonate. On aboutit à des processus de solubilisation.

Par ces deux phénomènes les éléments rocheux secs sont morcelés et réduits de volume jusqu'à la taille des sables, limons ou argiles ensuite drainés en aval par des agents érosifs (eau, vent,...)

2.3.2 La géologie cristalline de Madagascar

Madagascar faisait partie du Gondwana, Le socle cristallin précambrien de l'île recouvre la côte orientale et la côte ouest par des dépôts sédimentaires. Cette couverture, dont l'âge s'échelonne du carbonifère terminal à actuel, enregistre les stades successifs de rifting afro-malgache (Mésozoïque inférieur à moyen : Besairie & Collignon, 1972). Tandis que la partie centrale est occupée par une multitude litho métamorphique complexe, un environnement favorable au magmatisme, zone de collision et de suture, fusion et des zones volcaniques récentes.

Le PGRM a révisé d'une façon systématique la cartographie géologique de Madagascar en 2012 et a évoqué 6 domaines selon leurs formations et faciès. Ces domaines ainsi que les sous-domaines sont illustrées sur la carte en figure 12.

2.3.3 *La géologie structurale de Madagascar*

Suite au mécanisme de dislocation ainsi que des coalescences continentales antérieures, la structure géologique de Madagascar est marquée par des failles et des zones de cisaillement réparties en trois grandes zones selon Windley et al (1994) :

- Le cisaillement d'Angavo- Ifanadiana qui traverse du Nord au Sud les hauts plateaux centraux de Madagascar ;
- Le cisaillement de Toamasina-Manongarivo qui longe la suture Betsimisaraka dans sa partie Nord-Ouest entre Toamasina et la presqu'île d'Ampasindava ;
- La faille de Bongolava-Ranotsara, de nature chevau-décrochante (Rolin, 1991) qui serait une structure gondwanienne réactivée au Crétacé et qui serait alors responsable de la formation par accréation des intrusions circulaires qui la longent (Lardeaux et al, 1997).

Selon Collins et al en 2002, le socle Précambrien d'âge Archéen à fini-protérozoïque (-3.2 Ga à 560 Ma) a été subdivisé en plusieurs unités tectono-métamorphiques (figure 13) :

- Cinq blocs tectono-métamorphiques stables du Nord au Sud : le Bloc d'Antongil (Paléoarchéen), le bloc d'Antananarivo (Mésoarchéen), le bloc d'Ikalamavony-Amboropotsy (Protérozoïque moyen) ; Le bloc de Vohibory et le bloc de Tolagnaro-Ampanihy (Protérozoïque) ;
- Trois nappes de charriage sur les blocs stables : la nappe de Bemarivo essentiellement formée par des terrains du Protérozoïque moyen , traversé par des intrusions magmatiques récentes du Néoprotérozoïque ; la nappe de Tsaratanana avec trois ceintures magmatiques (ceinture de Maevatanana , ceinture d'Andriamena et ceinture de Befandriana-Alaotra-Beforona) et la nappe d'Itremo.
- La suture Betsimisaraka, vestige de la fermeture d'un océan durant la coalescence gondwanienne.

Cette vision de Collins et al (2002) a été confirmée en partie par les données du PGRM (2012) avec la disparition de la suture Betsimisaraka et l'organisation en domaines et sous-domaines (figure 12).

LES GRANDS DOMAINES DE MADAGASCAR

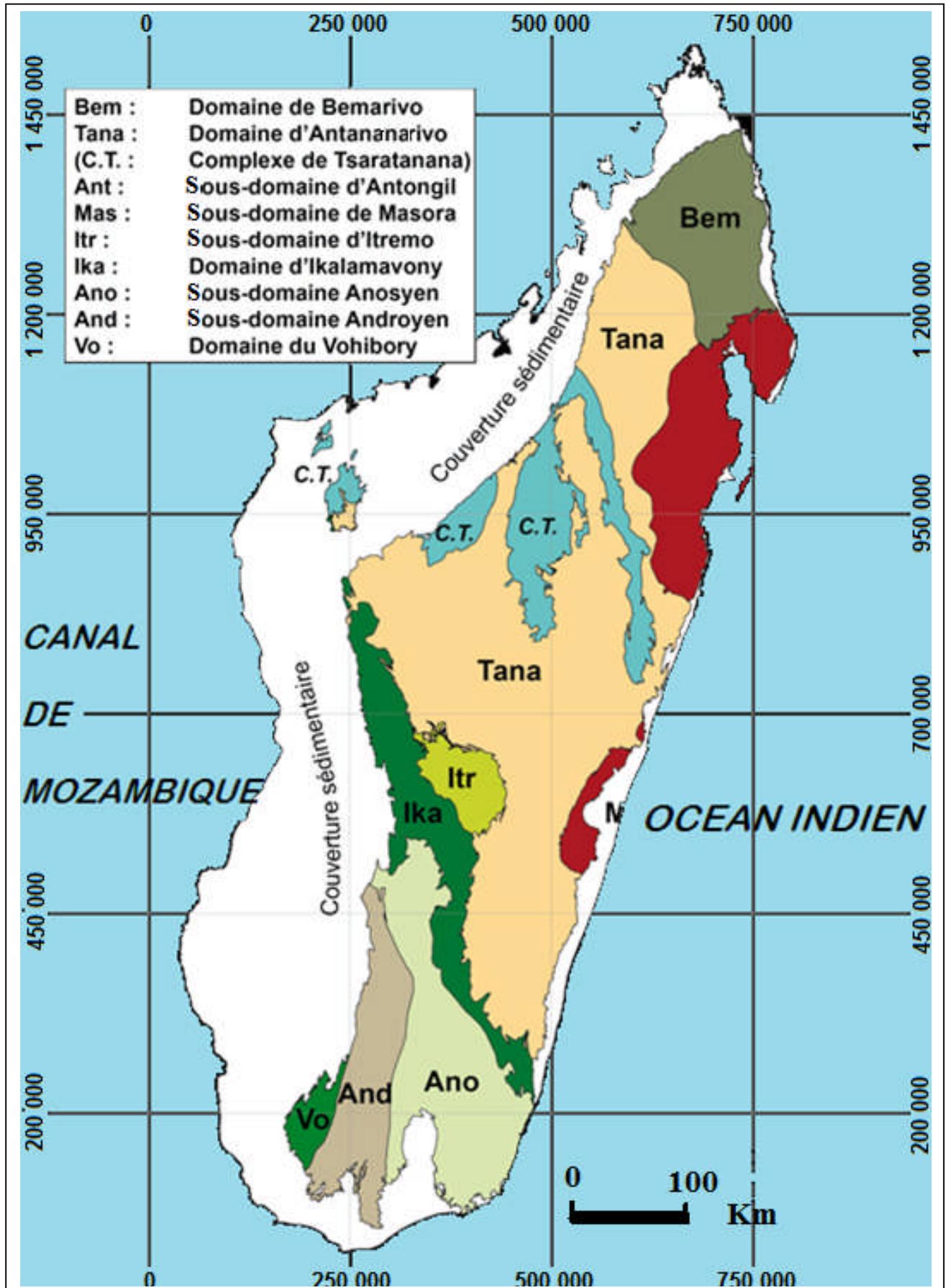


Figure 12: Carte des grands domaines de Madagascar (PGRM 2012)

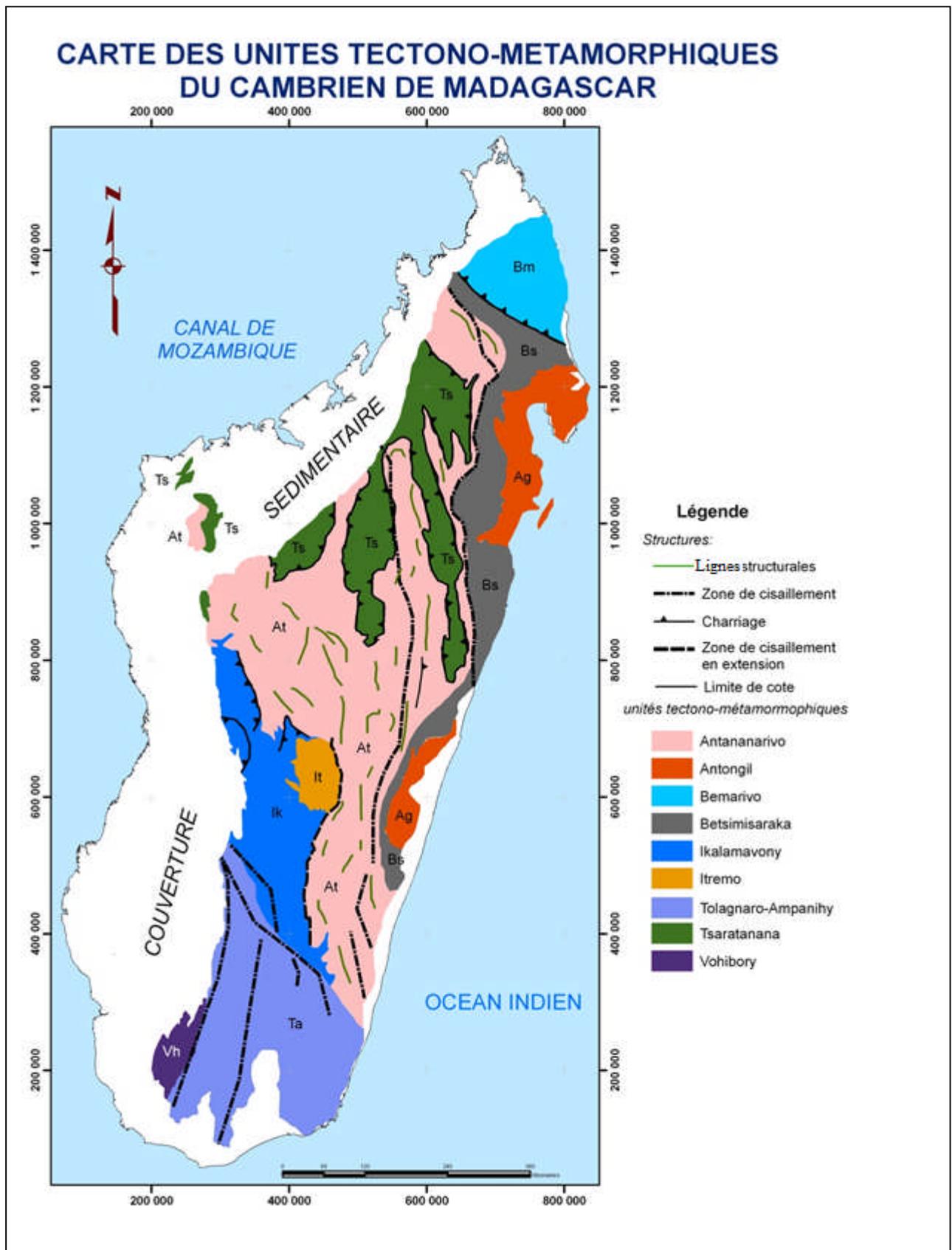


Figure 13: Carte des unités tectono-métamorphique de Madagascar (Collins et Al 2002)
(Source : Collins et al, 2002)

2.3.4 Contexte géologique de la zone d'étude

2.3.4.1 Le socle

Les Formations dans la région d'Alaotra sont constituées de gneiss, de migmatites en majeure partie et d'un peu de granites, de roches mélanocrates basiques (dolérite et gabbro intrusif, amphibolite), de roche volcanique (basaltes) et d'alluvions lacustres. (Besairie, 1973)

Le socle ancien est composé de :

-Paragneiss qui forme la majeure partie du substratum où on distingue des micaschistes à deux micas et biotite, des amphibolites, des gneiss à cipolin avec des marques de passage témoin d'un évènement sismique sous forme de diaclase.

- Roche éruptive ancienne, qui comprend de granites, des pegmatites, des gabbros, des péridotites et de l'orthogneiss.

2.3.4.2 Le remplissage sédimentaire

Dans la partie Sud du Fossé (bassin d'Ankay), la série sédimentaire, discordante sur le socle précambrien, présente de bas en haut (Laville et al 1996) :

- des argiles blanches avec parfois, à leur base, des lits de galets à ciment argileux ou siliceux ;
- des séquences gréso-argileuses ; les structures sédimentaires des corps gréseux sont des chenaux, litages, obliques, granoclassement...témoins d'une mise en place dans un régime fluvial ;
- une série silto-gréreuse jaunâtre, ravinant, représentant les derniers termes visibles de l'ensemble fluvial ;
- des sables argileux sombres, riches en micas détritiques, bioturbés, confinés dans les marécages actuels.

La partie Nord du bassin d'Alaotra est constitué par des formations de deux sources :

- des formations lacustres à 3 niveaux :

- les hautes terrasses, où les formations lacustres se manifestent par une nappe tendue formée de sable jaune siliceux résultant du démantèlement des Haute-Terres ; ces sables jaunes ont subi des altérations par lessivage ayant comme résultats des bancs de sable blanc;

- les terrasses moyennes qui sont formées de sable grossier légèrement argileux, qui d'épaisseur maximale d'environ 40 m ;
- les alluvions récentes, qui se composent de sable gris ou blanc, de limons et de vases tourbeuses noirâtres ; elles constituent le fond de la cuvette.

- les formations fluviales qui sont d'origine récente, à stratification entrecroisée témoin d'un milieu troublé, granulométrie hétérogène et d'une épaisseur environ 30m.

2.3.5 Caractéristique structurale de la région

Dans l'axe de l'île de Madagascar, l'ancienne surface de nivellement du socle fini tertiaire, l'Angavo, a été disloquée par des failles plio-quadernaires. Celles-ci délimitent la dépression subméridienne de l'Ankay-Alaotra. Ce fossé d'effondrement est divisé en deux bassins comblés par des dépôts fluviaux et lacustres plio-pléistocènes : le bassin d'Alaotra au Nord, et celui d'Ankay-Mangoro au Sud, séparés par le seuil d'Andaingo. (Laville et al 1996)

La création de ce bassin met en évidence un rift induit par une extension E-W qui est contemporain du volcanisme alcalin et des structures extensives d'Afrique orientale et du Canal de Mozambique d'âge Mésozoïque inférieur à moyen.

A l'intérieur du bassin, des failles encore actives sont évoquées par Laville en 1996, de direction dominante NW-SE et certaines NS (figure 14).

CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

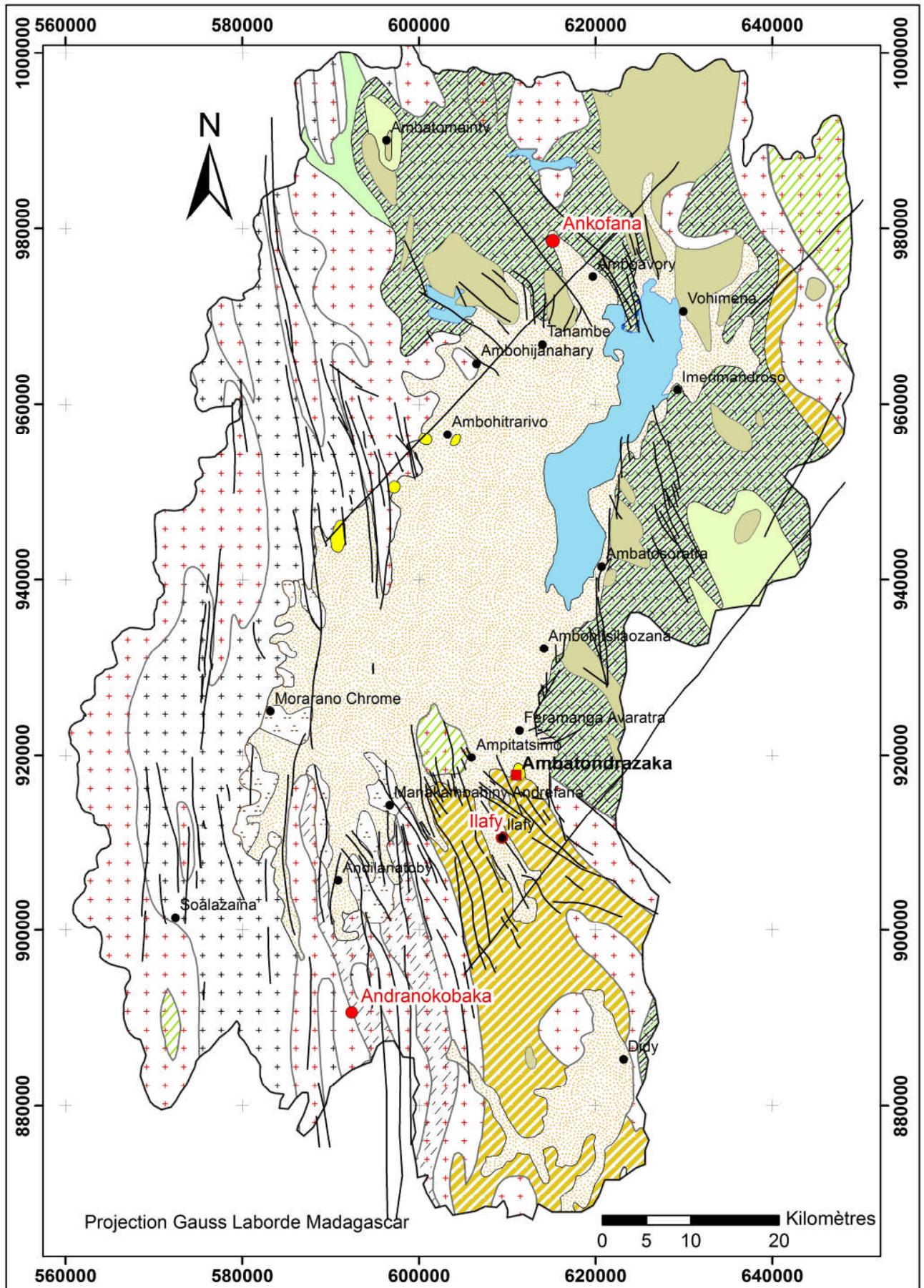
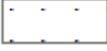
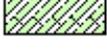
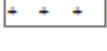


Figure 14: Carte géologique du bassin versant d'Alaotra
Fond : Base de données Ministère de l'énergie et mines

LEGENDE

●	Localité
■	Chef lieu de Région
—	Faille
	Lac_Alaotra
	Alluvions, Sables
	Grès, Argiles kaoliniques
	Gneiss, Leptynites, migmatites à graphite
	Migmatites, leptynites d'Andrababe-Behanana, gneiss, khondalites,
	Complexe gréso-basaltique
	Charnockites
	Gneiss et migmatites à amphiboles, amphibolites, amphibolo pyroxénites
	Granites migmatitiques, migmatites granitoïdes
	Migmatites, Quartzites à magnétite
	Migmatites
	Gabbros, orthoamphibolites, orthopyroxénites

CHAPITRE 3 : GENERALITES SUR LES LAVAKA

3.1 Description

Lavaka : selon Riquier (1954), il s'agit d'une forme d'érosion hydrique caractérisée par une grande excavation, creusée dans le flanc d'une colline. Les lavaka dessinent une véritable crique ovoïde à parois verticales ou des formes digitées plus ou moins ramifiées mais présentant toujours une paroi verticale. Ils peuvent atteindre quelques centaines de mètres en diamètre et possèdent des profondeurs de 10 à 50 mètres à fond plat.

Cette forme particulière des lavaka est montrée sur la figure 15 avec ces éléments :

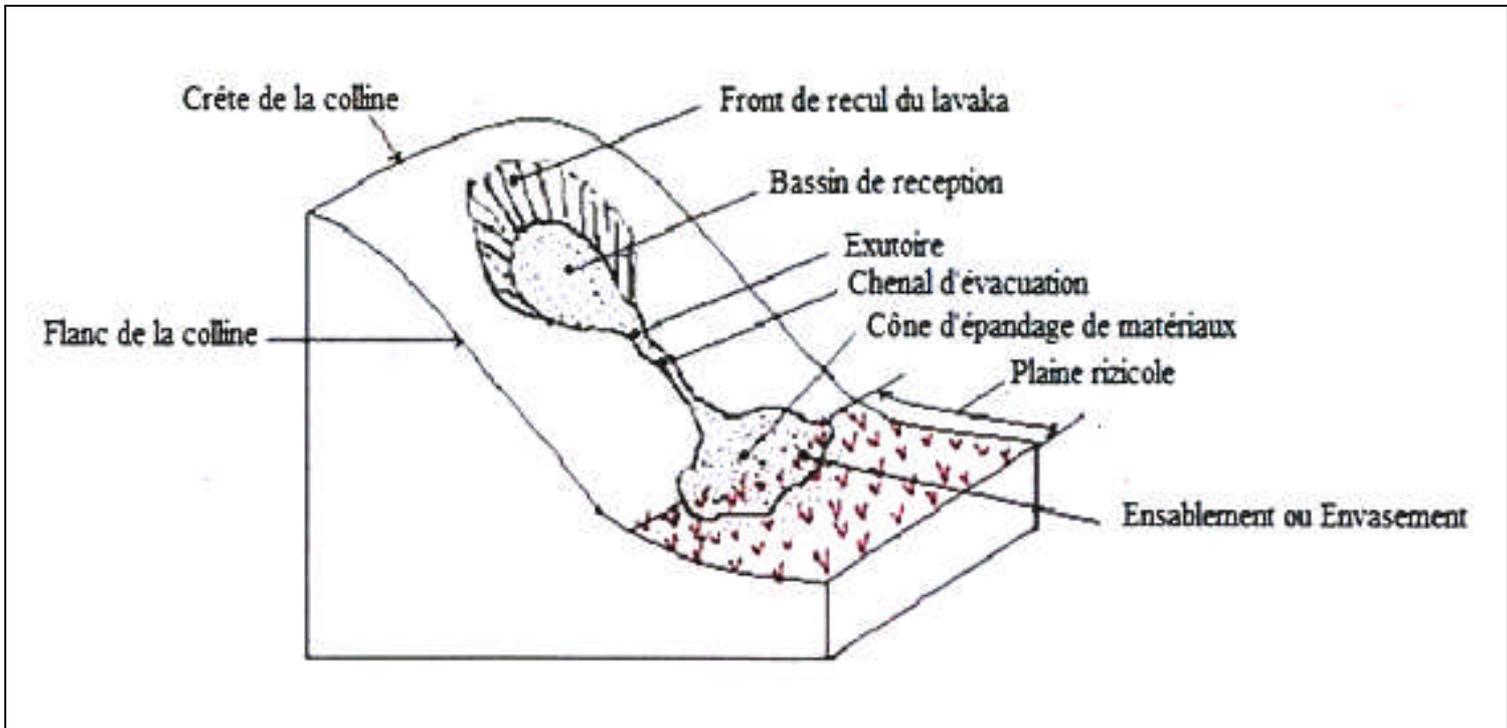


Figure 15: Forme classique de lavaka avec ces éléments constitutifs

Source : RINAELINTSOA, 2014

3.2 Formation et évolution

Le point commun de l'évolution des lavaka partout à Madagascar est l'existence de l'horizon pédologique C, ferrallitique endurci en surface (Riquier, 1954). L'auteur a expliqué sur une vue de profil l'évolution spacio-temporelle d'un lavaka (Figure 16).

Pour d'autres auteurs, tels que Raunet et Andriamampianina, pour qu'il y ait lavaka, il faut que la surface topographique soit figée sous ces horizons d'accumulation durcis. Lorsque cet horizon est constitué par des produits meubles, sol non ferrallitique, sable et alluvion peu évolué ou lessivé, horizons superficiels de sol ferrallitique normaux, il n'y a pas de développement de lavaka.

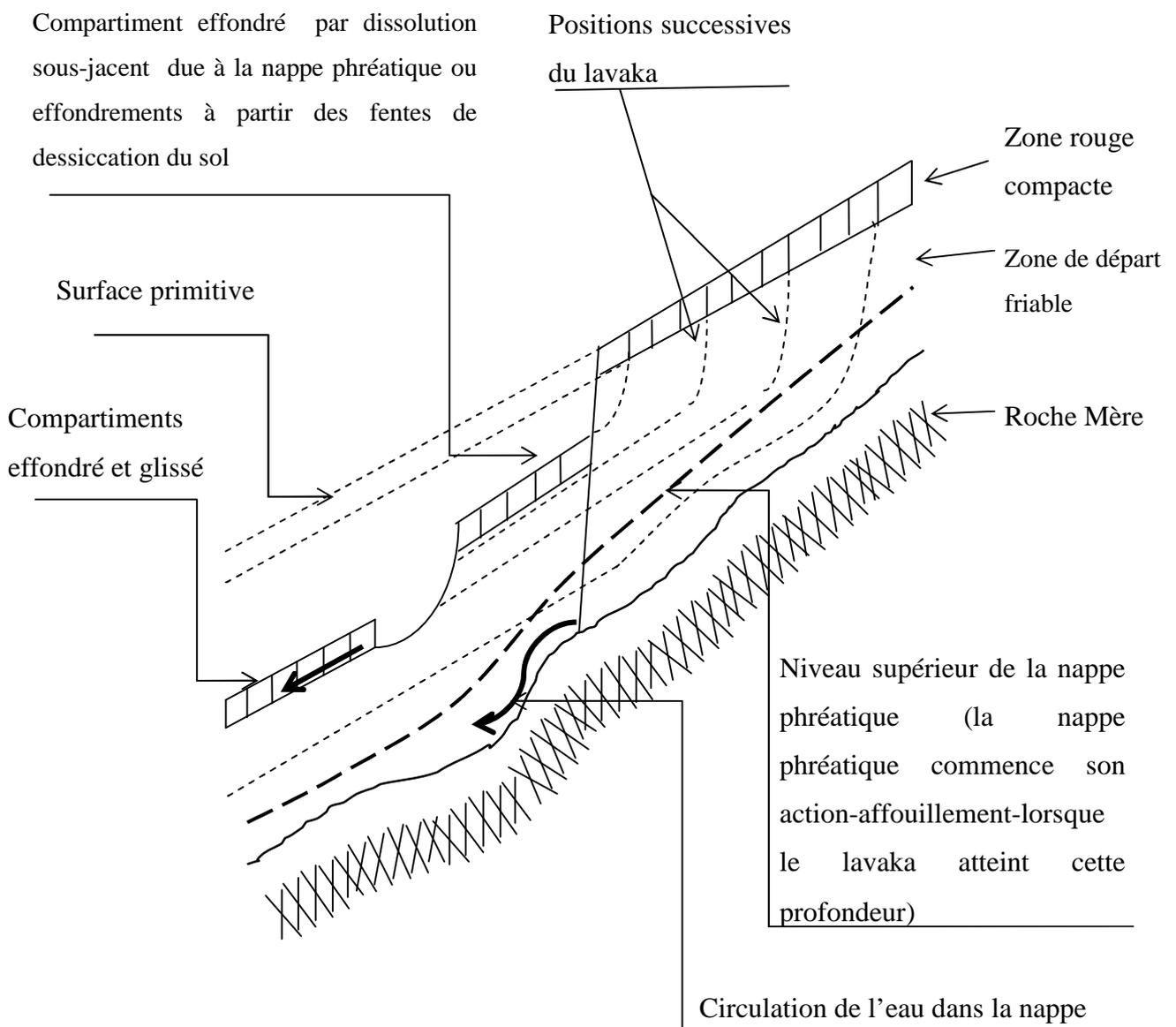


Figure 16: Vue de profil d'une évolution de lavaka (Source : Riquiers, 1954)

Rabarimanana et al (2003) ont établi aussi un modèle de fonctionnement de lavaka, ils évoquent des facteurs naturels externes, facteurs artificiels externes et des facteurs internes. Parmi ces facteurs de lavaka, il leur est apparu que le réseau de drainage est primordial, plus précisément, l'efficacité à drainer les nappes souterraines.

Cette capacité drainante semble résulter du sous écoulement dans une épaisse couche de sol dépourvue de couverture végétale, Le facteur d'état principal est la mise en charge de la nappe phréatique libre ou semi captive sous diverses formes d'induration superficielle notamment la carapace ferrallitique imperméable. Le drainage est limité d'une part par cette carapace ferrallitique et d'autre part par les alluvions imperméables qui remplissent certaines vallées, notamment les bas-fonds rizicoles. L'érosion en lavaka se produit là où la carapace est affaiblie ou détruite.

Les facteurs déclenchant (climat, déforestation, destruction, divers systèmes d'aménagement, mouvements tectoniques et mouvements de masse) sont susceptibles de détruire la carapace et enfin le ruissellement ne fait qu'accentuer les effets érosifs et le drainage des produits des lavaka.

3.3 Envergure d'envasement des lavaka

Des données d'envasement acquises par l'ORSTOM en fin juin 2005 par échosondage et mises en relation avec des mesures antérieures faites en 1987 permettent de chiffrer une dégradation spécifique d'un ordre de grandeur de 2 000 tonnes/km²/an, ce résultat étant variable suivant les valeurs de masse volumique retenues.

Il est intéressant de souligner que cette valeur apparaît cependant comme un standard régional puisqu'on la retrouve, dans un même contexte morpho structural et climatique sur le bassin versant et le barrage de la Sahamaloto en rive Ouest du lac Alaotra (2400 tonnes/km²/an avec $\rho_s = 0,8$ tonnes/m³ (Rafanomezana et al, 2005).