Généralités sur le phosphate de chaux de la région de Thiès

1.1.Généralités sur les phosphates de chaux de Thiès

L'exploitation des phosphates constitue un facteur important dans la vie économique du Sénégal. Elle a débuté en 1949 par l'exploitation des phosphates d'alumine de Thiès et connait une expansion avec l'ouverture de la mine de Taïba en 1960 puis celle de Lam Lam en 1974. La région de Thiès porte en effet un potentiel important en phosphate de chaux d'ailleurs témoigné par les gisements de Taïba, de Lam Lam et du phosphate d'alumine de Pallo qui continuent à être exploités et des gisements de Pire Goureye et du périmètre de Lam Lam qui le seront ultérieurement.

A l'Eocène moyen, la région de Thiès submergée est traversée par plusieurs courants de phosphatogenèse accompagnés de silice expliquant la présence des silex à l'intérieur de la couche phosphatée. Lam Lam et Taïba correspondent à des gouttières d'orientation NE (Flicoteaux, 1980) caractérisées par une microfaune typique de mer ouverte favorable à la phosphatogenése. Les marnes papyracées d'âge Lutétien inférieur correspondent au mur des dépôts de phosphates de chaux. L'emplacement des lentilles de Lam Lam correspond à un graben d'orientation générale méridionale avec des manifestations volcaniques encore mal datées dont la disposition structurale a protégé les dépôts affaissés d'une altération postérieure très poussée. En effet, Tessier (1976) parle d'un petit graben d'effondrement. La lithologie de la région est donc différente. Elle est différente de Pallo à Taïba et à Lam Lam. La figure 1 montre cette différence de la lithologie dans ces trois localités de la région de Thiès.

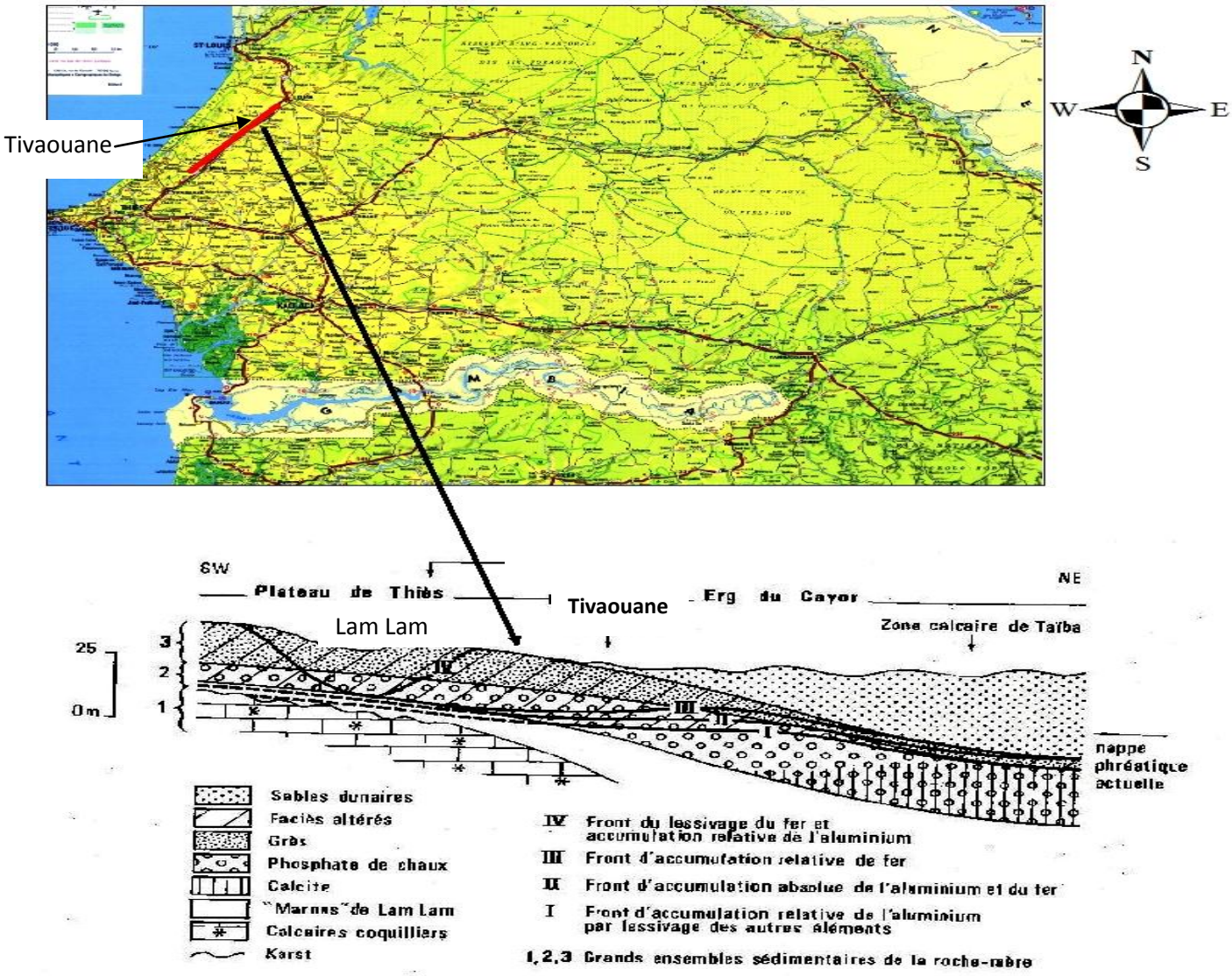

Figure 1 : Lithologie des formations de Thiès (Flicoteaux, 1980)

La distribution de la couche phosphatée est très irrégulière. L'épaisseur moyenne de la couche phosphatée est de 3,9 m pour un décapage moyen de 13,4 m au niveau de la lentille Sud (Sankharé, 2012) et se présente sous une couleur assez terne, gris pâle à blanc parfois jaune avec un aspect tendre poreux et pulvérulent avec des éléments figurés qui s'effritent au moindre contact. Elle est épaisse de 5 à 12 m à Taïba sous un recouvrement de 25 m (Tessier, 1950).

En effet, vers l'Est de la région de Thiès la formation phosphatée disparait ou passe à des faciès calcaires. Ces derniers renferment des intercalations d'argile et peuvent être très riches en phosphate de chaux. Vers l'Ouest, la formation phosphatée disparait sous un ravinement de la formation du Baol et est marqué par les premières manifestations volcaniques du Tertiaire.

La formation phosphatée est recoupée par des dykes de basalte qui à Taïba ne paraissent pas dépasser le niveau des argiles bariolées. Ces roches volcaniques se mettent généralement au niveau de la flexure notamment sur son flanc SE. A la lentille Sud de Lam Lam, les formations volcaniques ont une direction orientale de fracture. Elles correspondent à des sill de dolérites et des bréches volcaniques phosphatées à passées de silex (Sankaré, 2012). D'après les travaux de Crévolat (1979), ces roches basiques correspondent à des basanites (12± 1,5 millions d'années) et sont post-Eocène. Plusieurs familles de failles synchrones à la mise en place du volcanisme dans la lentille Sud ont été décelées.

- La naissance du bassin sédimentaire et son histoire géodynamique

La naissance du bassin est produite par l'existence de deux fossés subméridiens plus ou moins séparés par un ensellement médian. Ce dernier est localisé entre les embouchures actuelles des fleuves Sénégal et de Gambie. Ces fossés seront remplis par les dépôts de calcaire qui constituent le substratum continental. Ils sont limités au Nord et au Sud par des accidents majeurs jouant en failles transformantes et correspondant aux zones faillées. A partir du Lias jusqu'à l'Aptien moyen à supérieur, une frange récifale se développe dans le bassin. Cette frange est génératrice de formations carbonatées. Ces dernières constituent l'ossature de la plateforme continentale avec des dépôts argileux. Ces dépôts argileux sont dominants à l'Ouest tandis que les apports détritiques continentaux sont limités à la barrière orientale. L'influence des apports terrigènes reste prédominante.

Les formations terrigènes connaissent une nouvelle progression à la fin de l'Aptien. Durant l'Albien et le Turonien, les conditions de confinement ou anoxiques favorisent le dépôt des

argiles riches en matières organiques appelées « black shales ». Ces conditions sont notamment :

- La remontée rapide du niveau marin durant l'Aptien Supérieur et le Cénomanien Supérieur avec une avancée marine brutale envahissant la marge continentale et augmentant la tranche d'eau et le dépôt de la matière organique dans les bassins de sédimentation.
- La stagnation des eaux profondes
- L'arrivée des courants upwellings augmentant la concentration en matière organique (Wiedmann et al. , 1982).

Il s'ensuit une sédimentation terrigène au Crétacé avec la régression marine d'où un envahissement des dépôts continentaux notamment au Maestrichtien avec les sables aquifères. Le Crétacé est également marqué par des jeux de failles synsédimentaires et le soulèvement du horst de Diass. Ce horst est marqué au Paléocène par une frange récifale. A l'Eocène inférieur s'opère une transgression maximale de la mer vers l'Est. Cette sédimentation présente un caractère biochimique et chimique. Elle va persister jusqu'à l'Eocène moyen caractérisant le dépôt de la série phosphatée dans la région de Lam Lam et de Taïba. A la fin de l'Eocène Moyen plusieurs fractures normales avec des rejets verticaux marquent leurs empreintes dans le bassin sédimentaire occasionnant le retrait général de la mer et l'arrivée des dépôts continentaux : c'est la phase pyrèenne.

Cette phase de retrait est cependant marquée par une persistance d'une mer peu profonde à l'Ouest occasionnant les dépôts calcaires à l'intérieur de la couche phosphatée. Ce qui est d'ailleurs témoigné par la partie occidentale du bassin qui est plutôt marquée par une sédimentation chimique et biochimique notamment dans ce golfe constitué par Lam Lam, Tivaouane et Taïba. Ce qui explique la nature carbonatée de la couche phosphatée.

1.2. Cadre géographique des gisements de Thiès : axe anticlinal du dôme de Diass-lac de Guiers

Pour mieux cerner le bassin sédimentaire (Figure 2), il est délimité en trois axes d'études à savoir la zone du fleuve Sénégal, la zone Kolda-Vélingara et l'ensemble anticlinal dôme de Diass-Lac de Guiers domaine de notre zone d'étude.

Cet axe anticlinal du dôme de Diass au Lac de Guiers s'étend sur une grande superficie du Sénégal Occidental. Il a fait l'objet de plusieurs sondages d'eau et pétroliers qui ont révélé les premiers indices de phosphate.

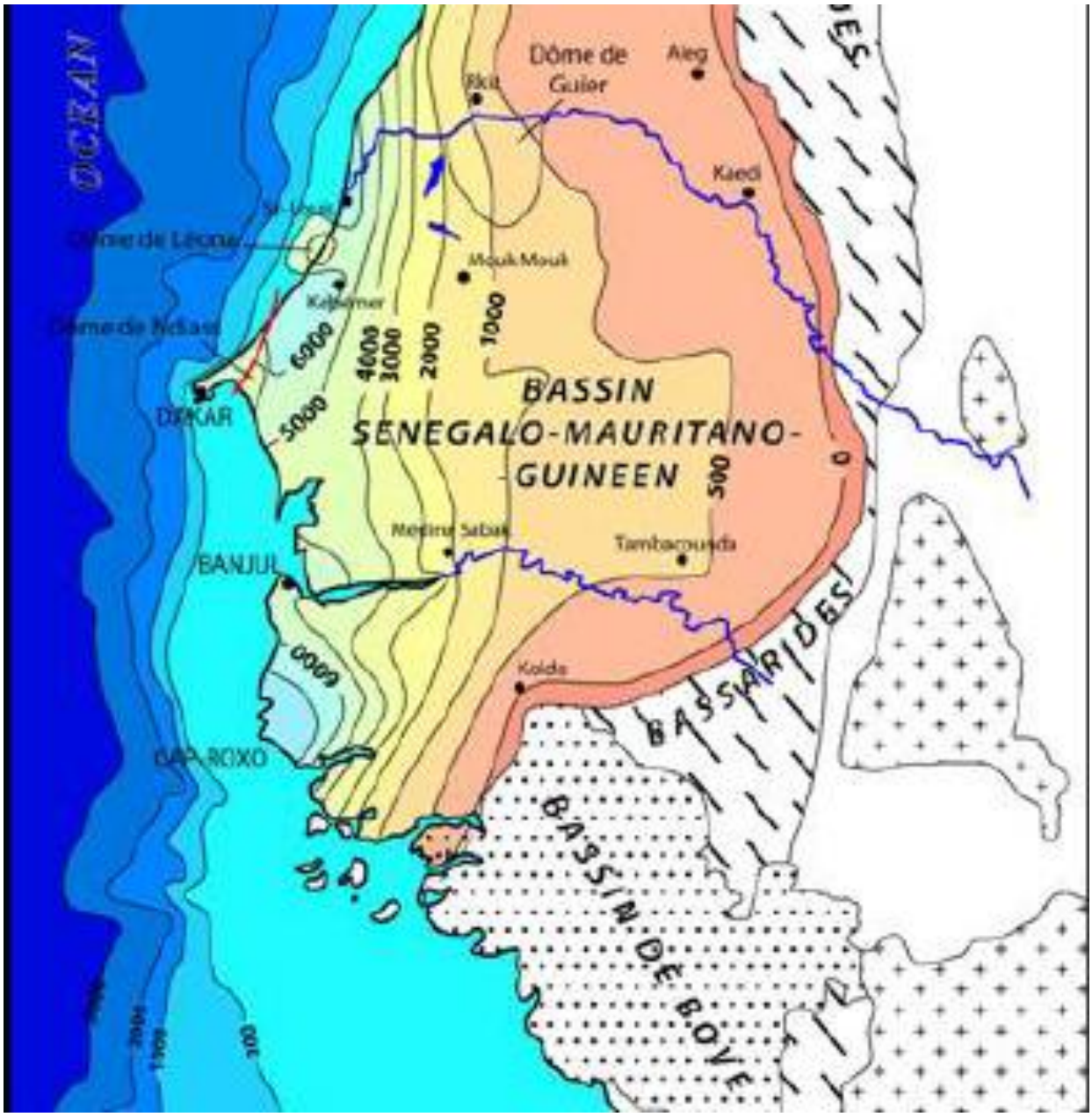

Figure 2 : Répartition schématique des principales formations du bassin sédimentaire sénégalais (PASMI 2009)

Les formations du Tertiaire affleurent au Sud du dôme et au Nord du lac de Guiers.

Le Crétacé est connu grâce à plusieurs sondages. Il est affleurant dans le dôme de Diass. Le Crétacé est essentiellement constitué de sables et d'argiles (sables maestrichtiens) qui

constituent les réserves aquifères du Sénégal. Le Paléocène est caractérisé par l'apparition des faciès carbonatés organogènes. Dans la partie inférieure de cet axe, les marnes et les argiles y marquent leur zone de prédilection. L'Eocène est formé des argiles et des marnes qui renferment souvent des niveaux phosphatés lenticulaires avec des attapulgites très fréquents.

Les niveaux phosphatés sont datés du Lutétien Supérieur et sont situés entre le Sud du dôme de Diass et le Nord du Lac de Guiers. Les gisements de Pire Goureye, Taïba, et du périmètre de Lam Lam se localisent principalement dans cette partie.

Le Lutétien est constitué des marnes, des argiles et des calcaires. Chino (1963) attribue au Lutétien Inférieur les niveaux phosphatés par l'étude des microfaciès. Cependant, Flicoteaux (1980) a montré que le phosphate de chaux type Lam Lam et les latéritoides phosphatés du plateau de Thiès appartiennent à l'Eocène Moyen, notamment du Lutétien Supérieur. Il en est de même des niveaux phosphatés de Taïba. Ces formations sont généralement discordantes sur un ensemble argileux. Cet ensemble est constitué par les calcaires et argiles phosphatées de Pallo et les marnes de Lam Lam. De nos jours, on considère l'essentiel de la minéralisation phosphatée (et en particulier celle de Taïba et de Lam Lam) d'âge Eocène Moyen notamment du Lutétien Supérieur.

1.3. Cadre de l'étude

1.3.1.Cadre géographique

Le périmètre de Lam Lam se situe au Sud du panneau de Tobène de Taïba au NNE de la région de Thiès (fig. 3). Il appartient au département de Tivaouane. La végétation est essentiellement constituée de palmiers, de manguiers, de cultures maraîchères. Le climat est de type sahélien avec une alternance de deux saisons : une saison sèche (Octobre à Juin) et une saison pluvieuse (Juillet à Septembre). La pluviométrie est comprise entre 400 et 500 mm. Les températures suivent l'influence de l'alizé maritime.

La géomorphologie de la zone est constituée d'une alternance de dunes et de Niayes. Le relief présente des dépressions favorables à la culture maraichère car la nappe phréatique affleure selon les saisons.

La population est essentiellement constituée de Peuhls et de Sérères vivant d'activités agro-pastorales.

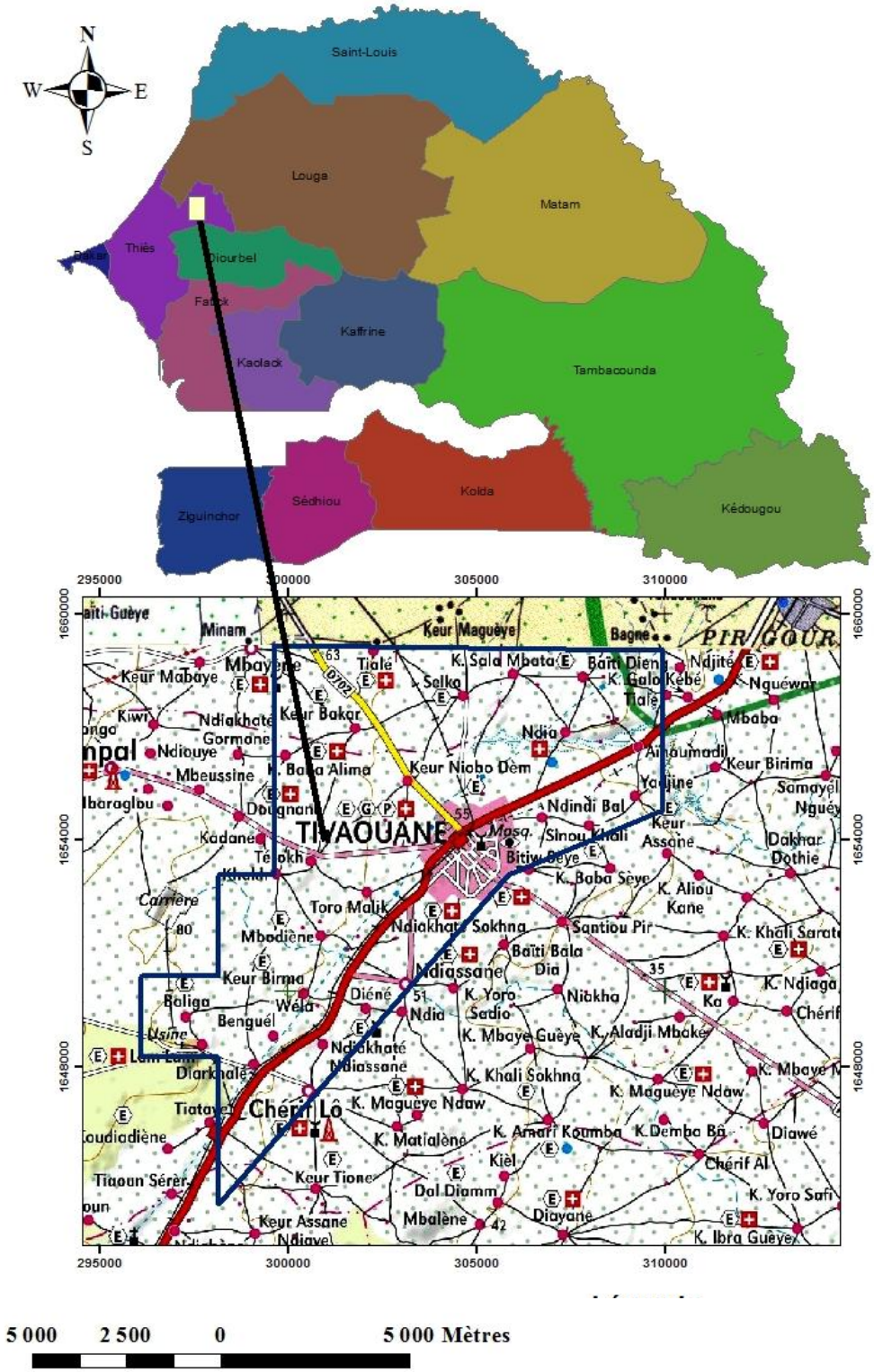

Figure 3 : Localisation géographique du périmètre de Lam Lam

1.3.2.Cadre géologique

Le bassin côtier sénégalo-mauritanien est constitué par des sédiments mésozoïques et cénozoïques transgressifs. Le maximum de la transgression est situé à l'Eocène. D'après

SPLENGER et al. , (1966), les sédiments dépassent 7000 m d'épaisseur à Dakar. Ils atteignent leur épaisseur maximale dans le plateau continental et le talus actuel. En surface, les affleurements antérieurs au Crétacé supérieur sont inexistants. Ceux d'âge crétacé supérieur et du Paléogène s'observent entre Dakar et Thiès, soit en Guinée Bissau et le long de la vallée du Sénégal sur la bordure orientale du bassin. Partout ailleurs, s'observent le continental terminal détritique altéré d'âge Mio-pliocène (Flicoteaux et Trompette, 1980 ; Tessier et al. , 1954) essentiellement constitué de sable argileux. On distingue également le quaternaire marin lacustre et fluviatile, les ergs éoliens sableux anciens et actuels.
Le permis d'exploration du grand périmètre de Lam Lam appartient à ce grand bassin sénégalo-mauritanien. Il se trouve entre les gisements de phosphate de chaux de Taïba, de Pire Goureye et de Lam Lam. Nous notons une forte altération des formations qui varie d'un endroit à un autre.

En effet, à Lam Lam le minerai est faiblement atteint par l'altération à cause d'une présence importante de couches volcaniques argilifiées et des argiles blanches. A Taïba, cette altération est restée moindre à cause de la présence d'argiles bariolée.

L'importance de cette altération pourrait résulter d'une série d'alternance de sédimentation, d'émersion d'altération d'ablation et de remaniement plus ou moins lointain se répétant de l'éocène jusqu'au Quaternaire. Selon Flicoteaux cette altération est plutôt autochtone et dépend de la lithologie de la roche mère (Flicoteaux, 1980).

1.4. Cadre structural

Le bassin sénégalo-mauritanien présente à première vue une structure d'ensemble simple, les couches étant généralement subhorizontales. Cependant, la présence de manifestations volcaniques dans la région de Thiès et de Dakar laisse supposer l'existence de fractures, dont les plus importantes délimitent le horst de Diass. Les fractures majeures présentent une direction subméridienne à Nord 20 E. Les rejets verticaux dominent. Ces accidents présentent généralement une histoire polyphasée avec parfois des jeux synsédimentaires. La région de Thiès avec sa richesse en phosphate est donc traversée par plusieurs familles de failles qui contrôlent sa phosphatogenèse. Ces failles ont des directions différentes et chacune d'elle contrôle précisément un gisement de phosphate donné comme nous le montre la figure ci-dessous (Fig 4). On distingue dans le secteur : les failles de Lam Lam, la flexure de Taïba, la faille de Tivaouane, la faille de Mboro et la faille de la falaise de Thiès.

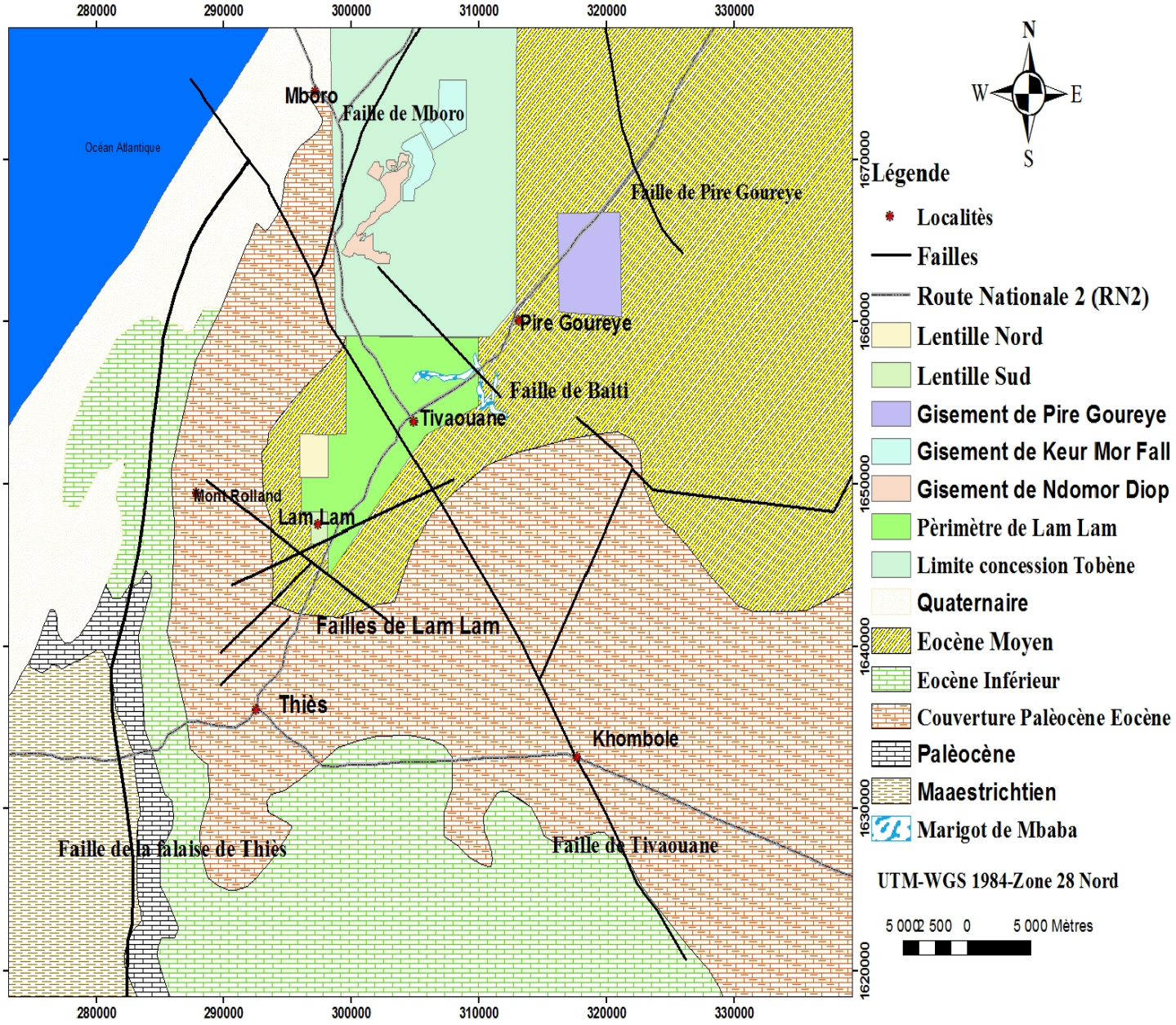

Figure 4 : Carte géologique et structurale et les gisements de phosphate de chaux de la région de Thiès (Plan minéral 1954 et PASMI 2009)

1.4.1.Les failles de Lam Lam

L'étude structurale de la lentille Sud montre plusieurs familles de failles. Sept familles principales ont été décelées. La faille F1 rappelant la direction de la flexure a une orientation NE-SW. Elle présente un couloir avec une épaisseur de 17 m de phosphate et est aussi accompagnée d'intrusions de dolérite en dykes. Cette faille présente aussi des phases de remontée et d'affaissement du toit du minerai. La faille F1 est souvent associée à d'autres failles de même direction notamment les failles F2 F3 F4 et F5. Les failles F2 et F3 sont la cause du soulèvement de la marne qui est alors atteinte à 6 m de profondeur. Ces deux failles associées à la faille F4 contrôlent l'axe volcanique des dolèrites en sill et des bréches volcaniques (Sankaré, 2012). En effet, Flicoteaux (1980) nous parle de cet axe volcanique dans sa thèse sur les phosphates de Thiès. La faille F5 est quant à elle une faille tardive. Elle cause la protection du minerai par son décalage et son rabaissement. Ainsi, une épaisse couche de 7 m de phosphate a été retrouvée dans son couloir. La partie Ouest de la lentille Sud est le domaine de prédilection des failles F6, F7 et F1 de directions opposées qui causent le rabaissement du minerai d'où sa protection. Cependant cette opposition de direction laisse une zone creuse d'extension du phosphate d'alumine.

L'analyse de ces failles montre que la lentille Sud est un petit graben marqué par un fossé d'effondrement. Ce fossé est limité par des cassures ayant rejoué à des époques récentes et favorisant la mise en place d'émissions de dolèrites associés à des brèches. Ce fossé constitue une paléo gouttière avec une direction préférentielle NE SW de la concentration des gîtes phosphatés (Brancart, 1971).

L'étude approfondie structurale de la lentille Nord serait très intéressante permettant une superposition de la continuité des failles de la lentille Sud et une meilleure compréhension du gisement de phosphate de chaux dans cette lentille. Flicoteaux (1980) avait cependant prédit une continuité de la flexure de Taïba dans cette lentille Nord.

1.4.2.La flexure de Taïba

L'altération très poussée du milieu affecte le Lutétien supérieur (principale période de la phosphatogenése), le Lutétien inférieur (les marnes de Lam Lam) et même l'Eocène inférieur. Cette altération s'est faite suivant la direction de la cuesta de Thiès. De plus, les chenaux sableux envahissent la formation phosphatée sous une distribution erratique. Ces chenaux de sable avec des épaisseurs de 10 m peuvent recouper toute la couche phosphatée sous les argiles du toit. D'après Flicoteaux (1980), ces chenaux correspondent à des tracés fluviatiles postérieurs à la formation phosphatée et antérieurs aux sables de recouvrement. Ce réseau des

chenaux dans la couche phosphatée est perpendiculaire à une flexure de 4 m de rejet orientée NE-SW. Cette flexure dénommée flexure de Taïba affecte les marnes de Lam Lam. Elle jalonne une paléo gouttière, site privilégié de concentration du phosphate de Taïba et de Lam Lam notamment dans la lentille Nord (Flicoteaux, 1980). Ces directions structurales NE-SW correspondent à des paléo-directions du socle. Ces jeux de failles ont causé la forme lenticulaire des phosphates de chaux de Lam Lam contrairement à Taïba qui est plutôt tabulaire. La région est en effet traversée par plusieurs failles qui contrôlent ses gisements. Ce qui est d'ailleurs attestée par la présence du volcanisme.

1.4.3.La faille de Tivaouane

Dans cette vaste zone du plateau de Thiès qui va jusqu'au Saloum, l'éocène a une épaisseur moyenne avec un dépôt central qui s'individualise au Nord de Thiès à l'approche de la faille de Tivaouane. Cette faille se prolonge au Nord Est du horst de Diass qui est clairement illustré par des altitudes variant entre -50 m et +50 m lui conférant une forme anticlinale.

La faille de Tivaouane a une direction générale subméridienne ou NE SW. Elle participe à l'approfondissement du toit du minerai d'où une meilleure protection de la couche phosphatée. Il importe de s'attarder sur cette direction qui est également celle des courants de la phosphatogenèse. En effet, les études structurales du bassin sédimentaire par le PASMI (2009) attestent d'une tectonique synsédimentaire qui entraine des variations d'épaisseurs très importantes des séries sédimentaires. D'ailleurs, au Nord de la faille de Tivaouane, on note un épaississement (100 m) des épaisseurs des couches à cause de l'arrivée des sables éoliens. Les dépôts des centres de l'Eocène Moyen sont situés au Sud Est de Tivaouane, le long de la faille. Dans le périmètre de Lam Lam, cette faille de Tivaouane traverse la partie centrale du permis et surtout la partie Nord-Est. Dans cette dernière partie, elle passe principalement à côté du village de Baiti Dieng, d'où l'appellation de la faille de Baiti Dieng. La faille de Baiti Dieng a été illustrée dans la carte map aérienne géophysique de 1979 du Plan Minéral. Cette carte montre également la continuité ou le prolongement de cette faille dans la partie Sud-est.

Au Nord, la faille de Tivaouane montre un prolongement par la faille de Mboro qui est parallèle à la côte.

1.4.4.La faille de Mboro

La faille de Mboro traverse la ville de Mboro. Elle se localise au Nord de Taïba le long de la grande côte. Cette faille constitue un prolongement de la faille de Tivaouane. En effet, avec cette faille et celle de Tivaouane, l'Eocène inférieur est plus profond notamment dans le compartiment oriental. Les dépôts résiduels de l'Eocène se localisent au Nord de Thiès et

dans le secteur des failles de Mboro et de Tivaouane. Elle a une direction générale NNE-SSW et semble contrôler la genèse du gisement de Taïba.

1.4.5.La faille de la falaise de Thiès

Cette faille borde la partie orientale du horst de Diass. Le plateau de Thiès présente un approfondissement régulier et progressif du toit du minerai avec toutefois des gradients plus serrés à l'approche de la faille de la falaise de Thiès (PASMI 2009). Le contrôle synsédimentaire se répète le long de la faille de la falaise de Thiès et dans une moindre mesure le long de la faille de Tivaouane. Ceci est en accord avec l'hypothèse de Diop (1996) et de Castelain (1965) selon laquelle le horst était au Paléocène un domaine émergé soumis à l'érosion sous l'action de cette faille.

Conclusion

La flexure de Taïba et les failles de Lam Lam, de Mboro et de la falaise de Thiès ont joué un grand rôle dans la conservation des dépôts sédimentaires dans la partie occidentale du bassin sédimentaire sénégalais. Ainsi, l'essentiel des gisements de cette partie du bassin sédimentaire ont été préservés grâce aux évènements tectoniques qui pourraient être le prolongement des failles transformantes océaniques sur le continent (figure 5). En effet, plusieurs zones de fractures ont été décelées au large du bassin sénégalo-mauritanien. Il est possible de les prolonger dans le bassin côtier et même parfois au-delà vers l'Est (PASMI, 2009).

L'étude structurale divise la partie occidentale du bassin sédimentaire en cinq domaines:

- Au sud, dans la région de Saloum, un domaine a été défini où les épaisseurs des séries augmentent progressivement en direction de la Casamance et suivant les directions des failles d'orientation SW NE.
- Le horst de Diass qui constitue une zone haute durant la sédimentation cénozoïque.
- La région du Sine et du plateau de Thiès où les épaisseurs des séries sont relativement homogènes.
- La presqu'île de Dakar et le graben de Rufisque où de nombreux compartiments faillés contrôlent le volume des sédiments accumulés le long de la marge.
- Le secteur Nord de la faille de Tivaouane regroupant notre zone d'étude où les épaisseurs des séries sont contrôlées par le jeu des failles.

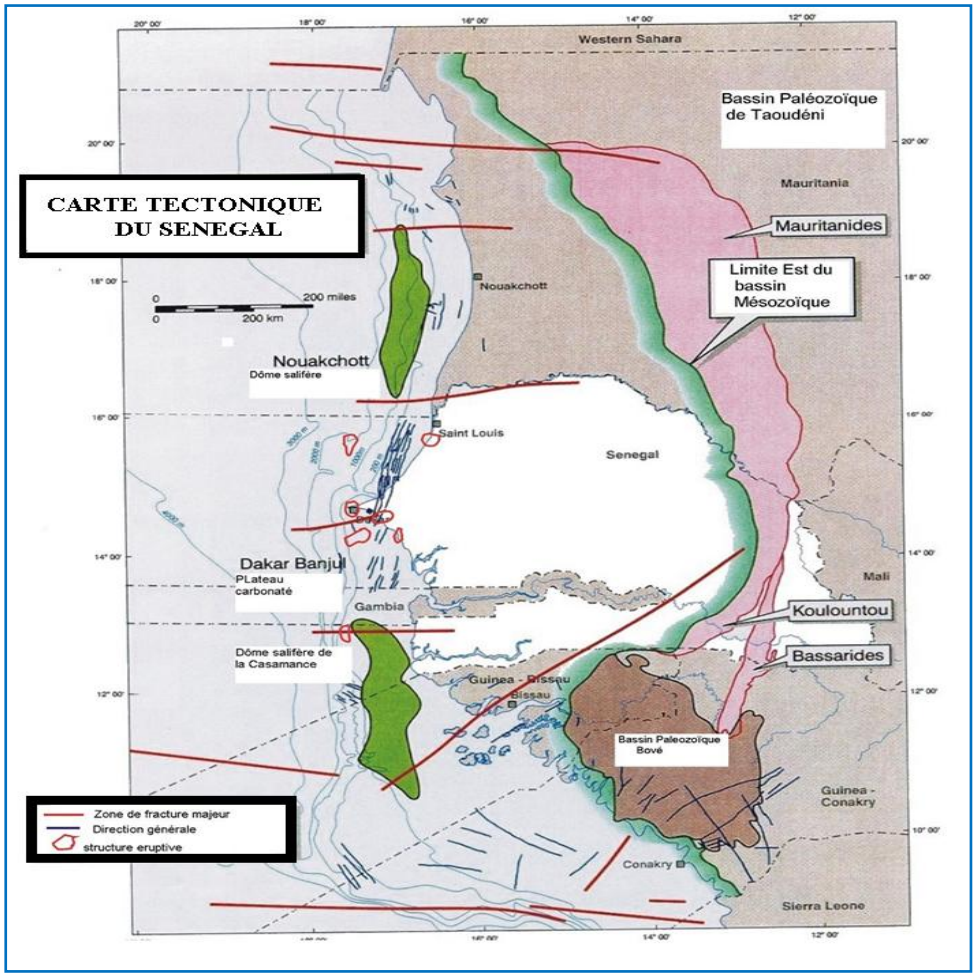

Figure 5 : Prolongement des failles transformantes océaniques de la marge ouest-africaine (P.D Rabinowitz (1975), C.C.S Mgbatogu 1982)

1.5. Description litho-stratigraphique des gisements de la région de Thiès

1.5.1.Les formations de Lam Lam

Les lentilles sont des dépôts sédimentaires qui se biseautent à leurs extrémités (figure 6). A Lam Lam, on distingue la lentille Sud et la lentille Nord. Ces dernières sont situées dans la moitié septentrionale du plateau de Thiès. Elles sont comprises entre un mur argileux appelé « les marnes de Lam Lam » daté de l'Eocène Moyen et un toit de cuirasse gréseuse. Elles correspondent à un graben d'orientation méridionale affecté de quelques manifestations volcaniques (Tessier, 1950). Cette disposition structurale protège les dépôts d'une altération postérieure très poussée.

La stratigraphie du secteur de Lam Lam comprend les formations suivantes :

- Les marnes de Lam Lam
- Le groupe des phosphates
- Le matériel volcanique
- Les formations cuirassées

- Les revêtements récents

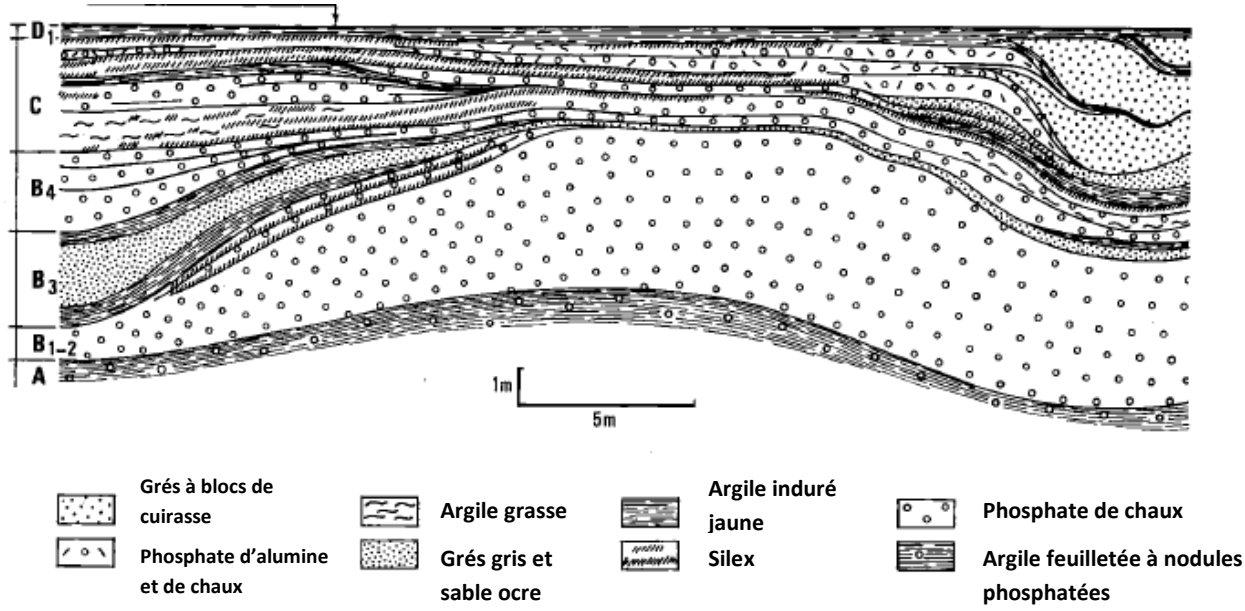

Figure 6 : Lithologie et stratigraphie des lentilles de Lam Lam (Flicoteaux, 1980)

1.5.1.1.Les marnes de Lam Lam

C'est une formation parfaitement homogène. Elle est d'origine marine. Ces marnes sont essentiellement constituées d'argile ou de marnes à attapulgite. On y distingue aussi de la montmorillonite à faible teneur avec des intercalations de nodules de phosphate de chaux. L'épaisseur est assez faible de 6 à 7 m. Ces marnes ont un aspect blanc à jaunâtre cependant très altéré car la stratigraphie se trouvant dans la zone fonctionnelle d'oxydation. En effet, on ne distingue pas une véritable nappe phréatique dans le secteur. Ces marnes sont donc soumises à des phénomènes de lessivage, de tassement, des circulations et des diffusions récents ou anciens. Ces marnes se terminent par une couche argileuse grasse à montmorillonite de 1 à 2 cm sur les marnes à attapulgite. D'après les travaux de Brancart (1971), ces marnes datent de l'Eocène Moyen.

1.5.1.2.Le groupe de phosphate

C'est un groupe d'origine marine avec une richesse en P_2O_5 et en microfaunes. En effet, sa riche teneur en P_2O_5 (37%) en fait sa particularité. Le groupe est réparti en trois formations :

* la formation alumineuse

*la formation à silex en plaquettes

*la formation à silex en nodules

1.5.1.2.1. La formation à silex en nodules

Elle est composée de deux membres :

Le membre inférieur (d'épaisseur 3 à 8 m) comprend des phosphates de chaux et de gros silex à Nummulites en ovoïdes déposés de façon irrégulière. A la base se trouve une alternance d'argile grasse bariolée, de granules phosphatés et de niveau de phosphate tendre et léger.

Le membre supérieur (d'épaisseur 3 à 4 m) est séparé du niveau précédent par un fin gré gris argileux. Le phosphate de chaux se présente avec de minces lits d'argile brune bariolée ocre et verte avec quelques silex lenticulaires décimétriques.

Cette formation à silex en nodules a subi d'importantes transformations épi génétiques complexes : une importance du cortex des silex, une fragilité des coprolithes et des restes de vertébrés, une friabilité du phosphate, une ferruginisation locale des organismes, une présence de granules et des imprégnations d'oxydes de manganèse et des traces de phosphate alumino-calciques (Tessier, 1950).

1.5.1.2.2.La formation à silex en plaquettes

C'est une alternance de lits de phosphate de chaux de silex à Daucines et d'argiles bariolées avec des intercalations de grés kaoliniques. Cette alternance a une épaisseur allant de 4 m à 10 m avec une présence d'intercalations de grés kaoliniques. Les phénomènes épi génétiques y deviennent plus accentués. Ils aboutissent à la formation de silex en plaquettes ou Cotton-rock friable. Ces silex montrent des tests d'organismes marins. Le phosphate de chaux à montmorillonite s'enrichit en kaolinite dans la moitié supérieure de la formation. La kaolinite est essentiellement constituée d'hématite et de goethite. Un horizon de brèches met fin à cette formation. Une lacune stratigraphique datant de l'Eocène Supérieur sépare ce niveau de chaux à la formation alumineuse.

Selon Capdecomme L. et Kulbicki G. (1954), cette richesse en phosphate de ces lentilles est due à la proximité de la zone Ouest de la région de Thiès. Cette zone serait proche d'une aire source d'arrivée des tests d'organismes.

1.5.1.2.3. La formation alumineuse

Cette formation alumineuse est décomposée en deux parties.

La partie inférieure a une épaisseur moyenne de 1,5 à 2 m. Elle se présente en minces lits de phosphate alumineux riche en microorganisme en plaquettes et joints argileux. La formation alumineuse est cependant plus fréquente dans la lentille Nord.

La partie supérieure (d'épaisseur moyenne 1 à 3 m) présente des éléments détritiques avec quelques récurrences du faciès basal et une forte teneur en « Feral » (%Fe_2O_3+%Al_2O_3). Cette

formation présente une forte altération et est à dominante kaolinite exclusive avec une limite inférieure franche.

1.5.1.3.Le matériel volcanique

Ce sont des brèches pyroclastiques dont l'origine volcanique est géologiquement reconnue. D'après Tessier (1976), la présence des foraminifères dans ces faciès montre que la formation a subi un processus de remaniement mécanique. Cependant, ces foraminifères étaient déjà fossilisés avant le volcanisme.

Ces roches volcaniques se présentent en sill intrusives dans les marnes. Ces sills notamment fréquents dans la partie Sud de la lentille Sud (Figure 7) sont d'âge post-Eocène moyen des formations antérieures. Dans la lentille Nord, la présence de dolérite est très significative.

Les parties profondes de ces roches volcaniques sont encore massives sombres et dures. Vers le haut, elles se présentent en roches argilifiées tendres grises verdâtres et sous forme de minces intrusions volcaniques très fréquentes. Cette argilification rend méconnaissables les faciès pyroclastiques originels : ce sont soient des filons argilifiés sur place et tronçonnée par le jeu des tassements intra-formationnels, soient de véritables éléments remaniés à l'état frais ou altéré (Flicoteaux, 1980).

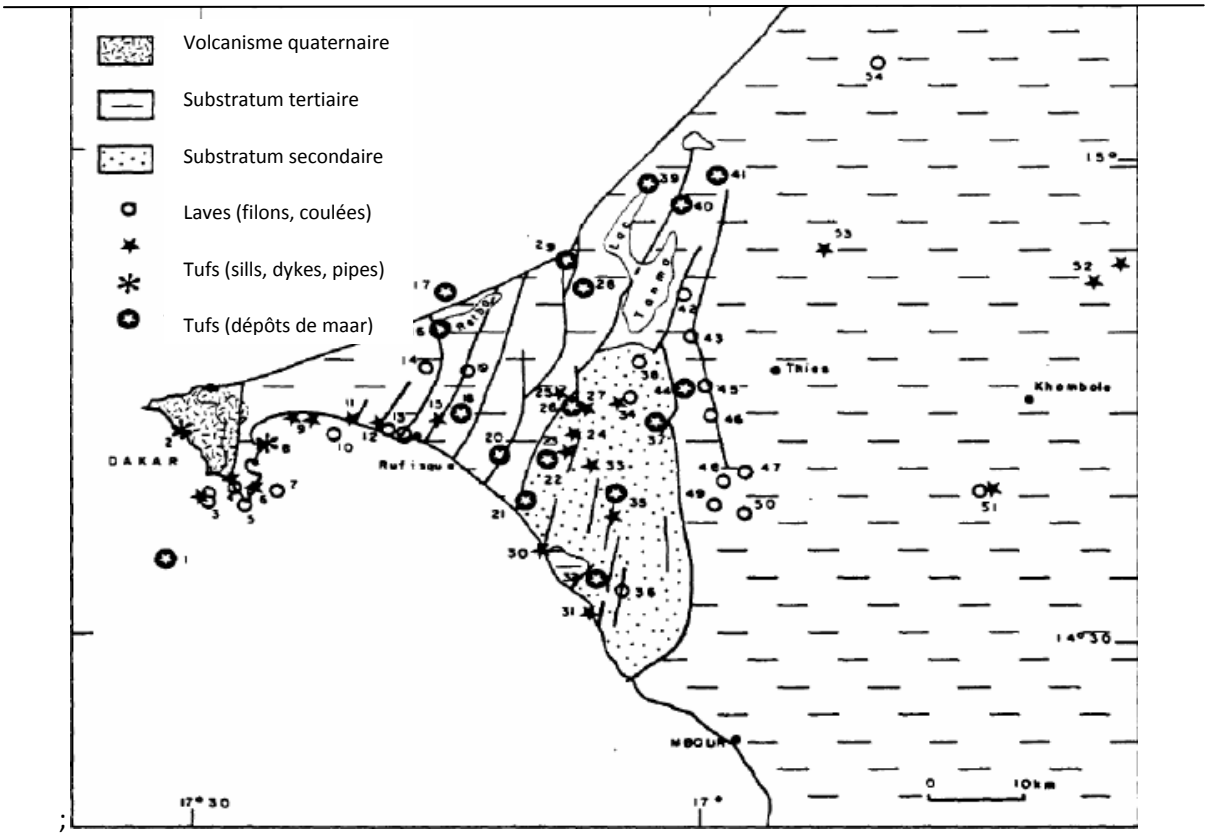

Figure 7 : Localisation du volcanisme dans la région de Dakar et Thiès (Plan Minéral 2009)

1.5.1.4.Les faciès cuirassés

Ils sont représentés par les roches complètement ou partiellement indurés par une évolution superficielle ayant conduis à l'accumulation de fer et d'aluminium. Selon Tessier (1976), ce sont des grés homogènes rougeâtres avec des grains grossiers non stratifiés et des grés argileux gris homogènes affectés d'un grand cuirassement.

Les conditions de dépôt sont quasi marines plus précisément à la base de la formation caractérisée par un dépôt homogène et une granulométrie à grain moyen et un bon classement identique aux dépôts marins de la vallée du fleuve Sénégal (Plan Minèral, 1954).

Ces formations débutent par un chenal et terminent la série sédimentaire attribué au Miocène ou Paléogène supérieur.

Ces faciès cuirassés sont continus au niveau du sommet de l'horizon de phosphate à silex au sommet de la formation détritique. Ils permettent une détermination du temps et de la période de l'altération géologique ou du cuirassement. Ils ont une structure poreuse souvent alvéolaire ou tubuleuse dues à la dissolution d'éléments dissociés sur place des masses meubles ou indurées. Il existe une relation évidente entre tubules, alvéoles et variabilité des couleurs dus aux conduites de solution chimique dont les propriétés chimiques ont varié (Flicoteaux, 1980).

1.5.1.5.Les formations récentes

Ces formations récentes sont constituées des graviers latéritiques à grains fins gréseux et des sables terminaux.

*les graviers latéritiques à grains fins latéritoides gréseux sont discontinus et reposent en discordance sur les latéritoides gréseux. Ils datent du Pléistocène et ont une épaisseur de 1 m. La présence du matériel volcanique est fréquente avec une cimentation ferrugineuse secondaire. On y note une existence de chenaux remplis de blocs de cuirasse assez volumineux. Ils sont souvent mélangés aux sables terminaux (Brancart R., Flicoteaux R. 1971).

*Les sables terminaux

Ce sont des sables fins limoneux remplissant les creux. On y distingue de légères dépressions des horizons sous-jacents. Ces sables ont une épaisseur moyenne de 4 à 5 m. Ils présentent quelques granules ferrugineux « chevrotine » et de véritables lentilles avec des récurrences de gravillons. Ces sables sont d'âge Oogolien avec une origine éolienne, des reprises locales de ruissellement ou sous produits de cuirassement. Ils sont notamment présents à la lentille Sud pouvant aussi être dues à un ensablement sous l'effet des creux des racines des arbres.

1.5.2.Les formations de Taïba

Le gisement de Taïba est situé à l'Ouest du Sénégal dans la région des Niayes à 30 Km au NNE de la commune de Thiès et au Nord de notre grand permis (Figure 10). Ses coordonnées géographiques sont : 15° - 15° 10' latitude Nord et 16° 45' - 17° longitude Ouest (Ndiaye, 2011). Il est constitué par trois secteurs:

- Keur Mor Fall (KMF) au Nord : déjà exploité
- Ndomor Diop (NDD) au Sud Ouest : déjà exploité
- et Tobéne (TOB) au Sud Est : en exploitation depuis 2004.

La stratigraphie dans cette zone se présente comme suit de la base au sommet:

1.5.2.1.Les marnes

Ce sont des argiles très feuilletées à attapulgites. Elles sont compactes de par leur aspect et sont très imperméables. Elles représentent le mur du minerai. Ces marnes sont plus rougeâtres et moins feuilletées que ceux de Lam Lam qui sont plutôt blanchâtres. Tessier (1976) nous explique cet aspect par la transformation des minéraux d'argile moins accentuée à Lam Lam qu'à Taïba. Ces argiles datent du Lutétien et sont généralement dénommées « les marnes de Lam Lam ».

1.5.2.2.Le groupe de phosphate de chaux

Il est composé de trois parties communément H1, H2 et H3 :

* le niveau H1 est constitué par du phosphate de chaux à silex abondant. Ce niveau est communément appelé « niveau hétérogène ». Il est constitué de faciès coprolithes indurés de la base du minerai.

Le deuxième niveau H2 est constitué par le banc de phosphorite, d'argiles brunes intermédiaire phosphatées à la base.

Le troisième niveau H3 est constitué d'un niveau de phosphate de calcium à silex rare appelé « minerai homogène ».

1.5.2.3.Les argiles bariolées du toit

Les argiles bariolées recouvrent la couche phosphatée et la protègent de l'altération. Elles biseautent à certains niveaux d'où l'altération de la couche phosphatée. Ces argiles se débitent en feuillets et sont très friables. Elles sont imperméables dans les zones où l'altération est faible servant donc de couche protectrice au minerai. Elles sont plus ou moins épaisses.

1.5.2.4.Le niveau silico-ferralitique

Ce niveau présente une teinte rougeâtre témoin d'une forte altération avec une présence notée de granules de phosphate d'alumine. Certains granules atteignent une taille centimétrique à décimétrique et sont incorporés dans une matrice sablo-argileuse. On remarque souvent des lambeaux intacts de phosphate dus à une phosphato-genèse secondaire (Ndiaye, 2011).

1.5.2.5.Le niveau gréseux

Ce niveau est constitué de roches compactes. Ces grés présentent aussi des intercalations de granules de phosphate d'alumine. Selon leur degré d'altération, ces grés présentent des colorations différentes. On distingue ainsi les grés jaunes, les grés ferrugineux rougeâtres à oxydes de fer et les grés gris. Au dessus de ces grés se trouvent les sables indurés consolidés.
Dans les niveaux où l'altération est poussée, se présente une cuirasse latéritique riche en fer et aluminium dont la destruction se fait par explosifs.

1.5.2.6.Les sables meubles et éoliens

Ces sables sont d'origine éolienne. Ils datent de l'Oogolienne (-2500 ans ; Elouard, 1959) et correspondent au Continental Terminal. Ils se présentent en dunes de sable orientées NE-SW. Ces sables ont des épaisseurs importantes de 10 à 30 m.

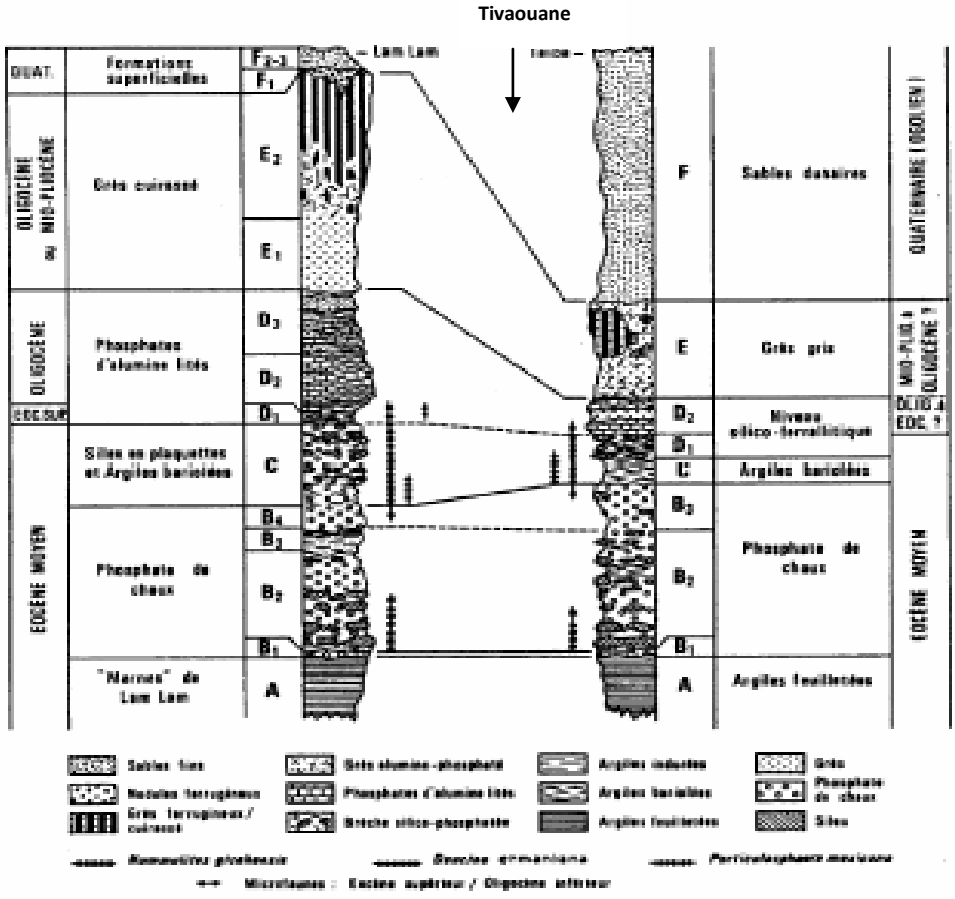

Figure 8 : La lithologie de Lam Lam à Taïba (Flicoteaux 1980)

1.5.3.Le gisement de Pire Goureye

Le gisement se localise au Sud est de Pire Goureye, à 35 km de Thiès. Il a été étudié par les travaux de G.BERTHOMONIEUX (1950) et de R.DORMOIS (1954) à une maille de 400 m x 400 m puis à une maille de 200 m x 200 m dans la zone potentielle. Il est donc dimensionné sur une zone de 428 ha (4,3 km^2) avec un tonnage de 25 Mt. Ce gisement est caractérisé par une épaisseur de couche stérile de 25,6 m. L'épaisseur moyenne de la couche phosphatée est de 6,15 m avec une teneur moyenne du tout-venant à 22,8%. La teneur du «Feral » est généralement élevée, avec une moyenne supérieure à 5%. D'ailleurs, Tessier (1976) nous parle de cette teneur élevée du « Feral », dite prohibitive.

1.5.4.Les formations du périmètre de Lam Lam

La stratigraphie du périmètre de Lam Lam est essentiellement représentée par le log suivant de la base au sommet (Figure 9):

1.5.4.1.Les marnes

Ce sont des argiles feuilletées (papyracées). Leur structure rappelle celle « des marnes de Lam Lam ». Ces marnes sont constituées essentiellement d'attapulgite. Elles sont principalement imperméables et très compactes. Ces argiles feuilletées constituent le mur de la couche phosphatée.

1.5.4.2.Le groupe phosphaté

Le groupe phosphaté est constitué par les phosphates de chaux à silex abondants et les phosphates à silex en plaquettes.

Le groupe de phosphate de chaux inférieur est essentiellement constitué de gros blocs de silex rendant difficile la pénétration de l'outil de la sondeuse. En effet, les évènements épi géniques y sont très faibles d'où une importance de la taille des blocs métriques de silex (Tessier, 1976). Ce niveau a un aspect blanchâtre. Cela est causé par un appauvrissement relatif en « Feral » (>7%). C'est donc une zone faiblement affectée par l'altération verticale. Ce groupe de phosphate de chaux inférieur présente des teneurs en P_2O_5 plus riches (P_2O_5>28 %).

Le phosphate de chaux du niveau supérieur est essentiellement grisâtre avec de minces plaquettes de silex. Ce niveau est à rattacher au niveau supérieur du phosphate de chaux avec des silex en plaquettes de Lam Lam et au niveau du phosphate de chaux homogène de Taïba. Cependant, il en diffère de par son aspect, avec des teneurs en « Feral » élevées témoin d'une altération importante. En effet, cela pourrait s'expliquer par un lessivage entrainant une forte

altération riche en fer, d'où une teneur de « Feral » plus importante. Il est aussi important d'y distinguer une concentration de coprolithes blanchâtres assez importants. Les plaquettes de silex présentent des coquilles de gastéropodes attestant l'origine marine du minerai. On note une dominance de la fraction argileuse de la roche, d'où l'appellation d'argile phosphatée.

On remarque également la présence de sable ferrugineux (rougeâtre) à l'intérieur du groupe phosphaté. Ces sables atteignent souvent des épaisseurs importantes de 2 m à l'intérieur du groupe phosphaté et abaissent sa teneur en P_2O_5.

1.5.4.3.Le niveau silico-ferralitique à phosphate d'alumine

Il est essentiellement constitué des argiles sableuses avec des graviers d'alumine. Ces graviers sont centimétriques à décimétriques. Ils sont très compacts et souvent arrondis. Cette forme est causée par l'agent aquatique de transport. En effet, l'eau a drainé de nombreuses particules ferrugineuses qui se sont accumulées à ce niveau avec beaucoup de silice transporté. Les particules et sable sont alors incorporés dans une matrice argileuse, d'où le niveau sableux argileux ferrugineux. Il s'étend sur des épaisseurs de 5 m et constitue le mur des sables de recouvrement.

1.5.4.4.Les sables de recouvrement

Ces sables sont d'origine éolienne provenant des ergs du Cayor. Ils datent de l'Oogolien (Tessier F., Flicoteaux R., et Lapartient J., 1976) et constituent le toit de la formation du Baol. Ils se présentent en dunes. Ces dunes ont des épaisseurs de 10 à 20 m. Elles ont une orientation NE-SW. Ces niveaux sableux présentent des niveaux indurés.

Ces derniers s'étendent sur des épaisseurs de 4 à 5 m. Cela s'explique par la consolidation, l'induration et la présence d'argile qui diminuent la perméabilité de ces horizons sableux. Cette consolidation ou induration est due à une sédimentation des grains de sable par la silice ou une grésification primaire ou même à des grés véritables. A Taïba, ces sables indurés correspondent au niveau gréseux et aux sables terminaux de Lam Lam.

La discontinuité des argiles bariolées protectrice du toit du minerai de Taïba pourrait expliquer l'importance de l'altération. En effet, par cette absence de couche argileuse, l'infiltration et la circulation des eaux seraient responsables du lessivage et de la dissolution ayant engendré les profils d'altération dans la couche phosphatée : induration du minerai et nourrissage silico-ferralitique.

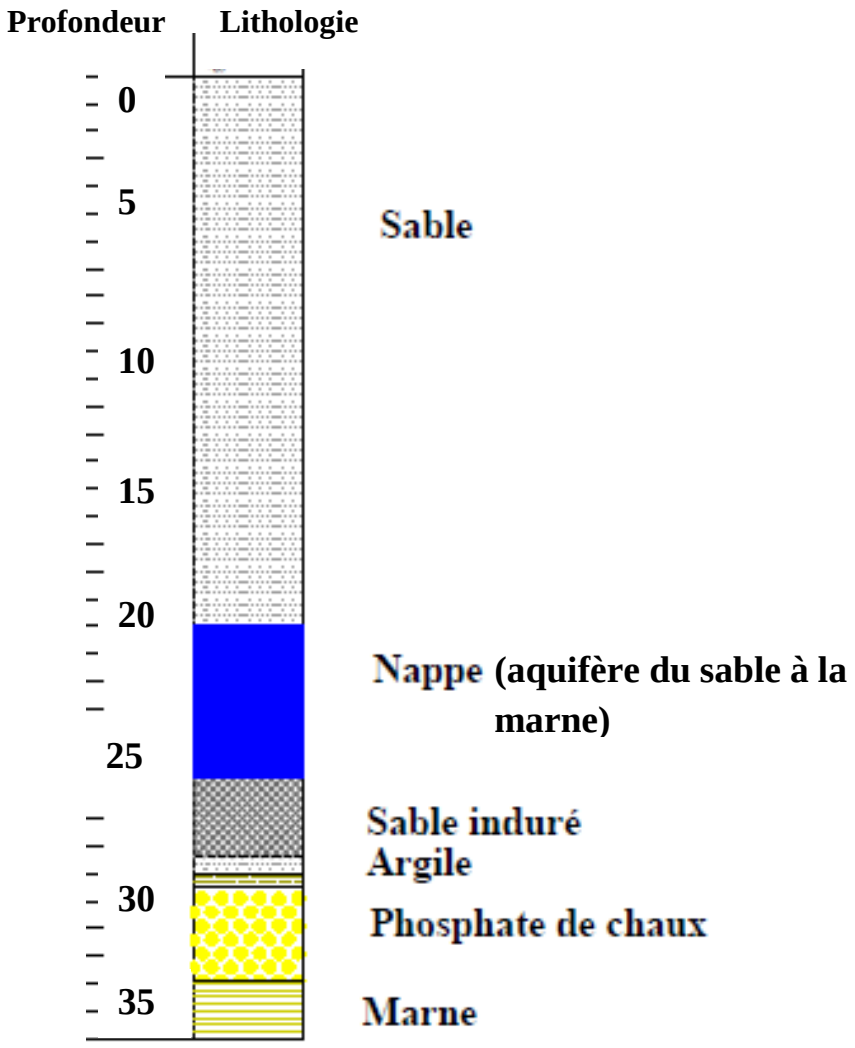

Figure 9 : Log type du périmètre de Lam Lam

Conclusion

Le gisement du grand permis d'exploration est caractérisé par une épaisseur moyenne du minerai de 3 m. La teneur moyenne du P_2O_5 y est de 26,3% avec une teneur en «Feral » de 9,76%. L'épaisseur moyenne du décapage est de 25,65 m. Cette épaisseur est identique à celle du gisement de phosphate de chaux de Pire Goureye qui est de 25,6 m. De plus, la teneur d'évaluation du minerai dans ce gisement de Pire Goureye est de 22,82 avec une teneur en «Feral » élevée, prohibitive supérieure à 5%. Il partage donc les mêmes caractéristiques. Ce gisement du grand permis pourrait donc être un prolongement de celui de Pire Goureye dont il est distant de 6 km environ (voir figure 10). Il est diffèrent du gisement de Taïba où le minerai

a une épaisseur d'environ de 10 m avec une teneur de 28 à 30 % de P_2O_5 et une teneur en «Feral » de 12%. L'épaisseur de ce décapage dans ce gisement de Taïba varie entre 30 à 40 m, d'où le minerai de Taïba est plus profond que ceux du périmètre de Lam Lam et du gisement de Pire Goureye. Le minerai de Taïba est plus riche en P_2O_5 car moins atteint par l'altération et une prédominance des argiles bariolées moins présentes dans notre secteur. Cependant cette teneur est rabaissée jusqu'à 23 % lors de l'exploitation (NDIAYE, 2011). Il nous importe alors de produire un modèle d'exploitation efficace pour une meilleure conservation de la teneur de P_2O_5.

Du point de vue structural, les gisements de la région de Thiès sont essentiellement préservés par les événements tectoniques. Ainsi, les gisements de Pire Goureye de Taïba et de Lam Lam et du périmètre de Lam Lam sont marqués par une tectonique intéressante (figure 10). La faille de Pire Goureye et celle de Tivaouane traversent notre zone d'étude et y ont joué un rôle important dans la conservation du phosphate de chaux. Cette conservation du minerai est d'ailleurs montrée à travers l'étude géologique et géochimique suivante.

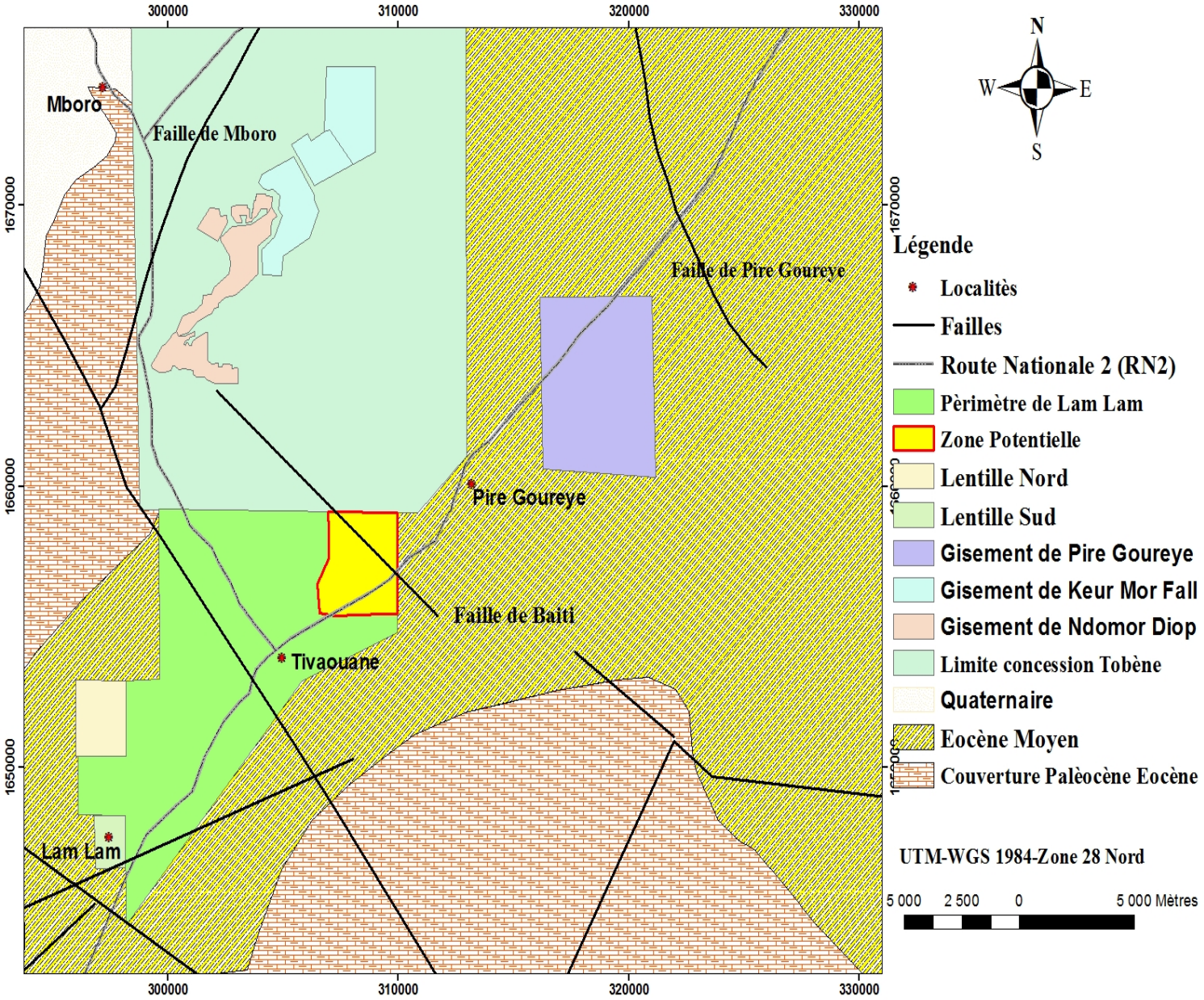

Figure 10 : La zone potentielle et les gisements de phosphate de chaux de la région de Thiès (Plan Minèral 1954, PASMI 2009)