

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE

FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIES ET

GEOSCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE

FORMATION DOCTORALE EN

GEOSCIENCES ET APPLICATIONS



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL FOR
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

DOCTORATE RESEARCH UNIT

FOR GEOSCIENCES AND
APPLICATIONS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET
APPLICATIONS

LABORATORY OF GEOSCIENCES OF SUBSURFACE FORMATIONS AND
APPLICATIONS

**PETROLOGIE DES LATERITES ET DES ALLUVIONS DANS LA
REGION DE MATOMB (PLATEAU SUD-CAMEROUNAIS) :
PROSPECTION GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DU RUTILE**

Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de

Docteur /Ph.D en Sciences de la Terre

Option : Géosciences des Formations Superficielles

Spécialité : Géologie Minière

Par

TONJE Jean Camille
Matricule : 97Y013
D.E.A en Sciences de la Terre

Sous la direction de

NDJIGUI Paul-Désiré

Professeur

Année 2021



UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE

**FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIES ET**

GEOSCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE

FORMATION DOCTORALE EN

GEOSCIENCES ET APPLICATIONS



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

**POSTGRADUATE SCHOOL FOR
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES**

DOCTORATE RESEARCH UNIT

**FOR GEOSCIENCES AND
APPLICATIONS**

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

**LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET
APPLICATIONS**

**LABORATORY OF GEOSCIENCES OF SUBSURFACE FORMATIONS AND
APPLICATIONS**

**PETROLOGIE DES LATERITES ET DES ALLUVIONS DANS LA
REGION DE MATOMB (PLATEAU SUD-CAMEROUNAIS) :
PROSPECTION GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DU RUTILE**

Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de

Docteur /Ph.D en Sciences de la Terre

Option : **Géosciences des Formations Superficielles**

Spécialité : **Géologie Minière**

Par

TONJE Jean Camille

Matricule : 97Y013

D.E.A en Sciences de la Terre

Sous la direction de

NDJIGUI Paul-Désiré

Professeur

Année 2021

DEDICACE

A

mes chers feu parents, **Justin Dieudonné OMGBA et Lucie Mispa née TONJE ;**

mes tendres et doux enfants, **David Mahé OMGBA TONJE, Johan Dahill TONJE , Kylian
Divin TONJE BEYEME.**

REMERCIEMENTS

Au moment où j'achève ce travail, je voudrais remercier l'Éternel Dieu Tout-Puissant, pour la témérité, le courage, la persévérance et le privilège qu'il m'a accordés sous sa divine protection durant toutes ces années de formation. Également, je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.

J'exprime sincèrement ma très profonde reconnaissance au Professeur **Paul-Désiré NDJIGUI**, Directeur de cette thèse et concomitamment Chef de Département des Sciences de la terre qui, malgré ses multiples occupations, s'est toujours attelé à peaufiner ma formation universitaire. Sa disponibilité et sa rigueur dans le travail bien fait ainsi que ses observations pertinentes ont contribué à l'amélioration de mes qualités scientifiques dans la recherche durant le cycle de Doctorat/PhD.

Je témoigne, sans réserve, ma reconnaissance à tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre qui a oeuvré pour ma formation comme géologue. Toute ma gratitude va également à l'endroit de mes aînés académiques, aujourd'hui enseignants des Universités de Yaoundé I, Douala et Ngaoundéré pour leurs échanges et leurs conseils au cours de la rédaction de ce mémoire. Il s'agit en particulier des Professeurs **Vincent Laurent ONANA**, **Emile EKOMANE**, **François Gilbert NGON NGON Brunot NYECK** et **Elie Constantin BAYIGA**, et des docteurs **Dieudonné Charles ILOUGA** et **Arnaud KOUSKE**.

Mes remerciements vont également à l'endroit de mes frères et soeurs, **Marie Clémence AYOMANE née OMGBA**, **Olga Grace OMGBA**, **Cyriaque Serge OMGBA**, **Hervé Michel NKOA OMGBA**, **Diane Sandrine OMGBA** pour leur soutien moral.

Je remercie sincèrement tous mes camarades et amis de promotion et amis pour leur collaboration, leurs encouragements et leurs conseils ; Je pense particulièrement à **Etienne Alain MINYEMECK**, **Yves-Henri ESSOMBA**, **Francis NKONDOCK**, **Eric Claude ESSONO**, **Constantin NDONGUE**, **Albert LINWA**, **Jean-Pierre ADJONGO**, **Jean NJOYA**, **Anselme FOSSO**, **NKOUMOUN OUSMANE**, **Pierre NOAH**, **Lionel BAPOH**, **Thomas MBENG**, **Maurice ASSOUA**, **Vicky Diane AMOUGOU**, **BEYEME Sophie** et **TESSONTSAP TEUTSONG**.

Je ne saurais oublier mon ami et frère **Victor Aristide MIMBANG** avec qui j'ai toujours partagé mes moments de joie et de peine.

J'adresse également mes sincères remerciements au Docteur **Elisé SABABA**, qui a su apporter à ce travail toute sa rigueur scientifique et la disponibilité dont il a fait preuve durant la finalisation de ce travail.

Je voudrais également exprimer toute ma gratitude au Docteur **Jules MBANGA NYOBE**, pour les échanges fructueux que nous avons eu durant les différentes campagnes de terrains.

J'adresse également mes sincères remerciements à tous mes collègues du Ministère des Mines, de l'Industrie et du Développement Technologique pour leur franche collaboration professionnelle pendant la rédaction de cette thèse.

Je remercie Mesdames **EYENGA Marie Dorine** et **MENGUE Nadia**, secrétaires au Département des Sciences de la Terre pour leur disponibilité.

Ma profonde gratitude s'adresse aux autorités administratives et traditionnelles de l'arrondissement de Matomb. Je pense particulièrement aux populations du village Mandoga pour leur hospitalité et leur assistance durant mes campagnes de terrain.

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à cette oeuvre trouvent l'expression de mes sincères remerciements..

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES FIGURES	x
RESUME	xiii
ABSTRACT	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xv
GENERALITES	1
I. CONTEXTE DE L'ETUDE	1
II. PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE	2
III. PLAN DE LA THÈSE	4
CHAPITRE I : MILIEU NATUREL	5
Introduction	5
I. LOCALISATION	5
II. GÉOMORPHOLOGIE	6
II.1. Orographie	6
II.1.1. Morphologie du plateau-camerounais	6
II.1.2. Morphologie du plateau de Yaoundé.....	6
II.1.3. Morphologie du secteur d'étude	7
II.1.3.1. Unité morphologique d'altitude inférieure à 400 m	7
II.1.3.2. Unité morphologique d'altitude comprise entre 400 et 600 m.....	8
II.1.3.3. Unité morphologique d'altitude comprise entre 600 et 800 m.....	8
II.1.3.4. Unité morphologique d'altitude supérieure à 800 m	8
II.2. Hydrographie	8
III. CLIMAT	9
III.1. Précipitations	10
III.2. Humidité relative, amplitude thermique et insolation	10
III. 3. Indice d'aridité de De Martonne	10
IV. VEGETATION	11
V. GEOLOGIE	12

VI. SOLS	14
VI.1. Sols ferrallitiques	14
VI. 2. Sols hydromorphes.....	16
Conclusion.....	16
CHAPITRE II : TRAVAUX ANTERIEURS ET MÉTHODOLOGIE	17
I. TRAVAUX ANTERIEURS	17
I.1. Réserves mondiales de rutile et ilménite	17
I.2. Importance économique du rutile	17
I.2.1. Importance du rutile et ilménite dans la détermination des gites métallifères.....	18
I.3. Origine du rutile.....	18
I.4. Rutile alluvionnaire au Cameroun	19
II. METHODOLOGIE	20
II.1. Travaux de terrain.....	21
II.1.1. Reconnaissance géologique.....	21
II.1.2. Prospection des matériaux alluvionnaires et éluvionnaire	21
II.1.3. Prélèvement et traitement des échantillons	22
III. TRAVAUX DE LABORATOIRE.....	24
III.1. Analyse pétrographique des roches.....	24
III.2. Analyses sédimentologiques	25
III.3. Analyse minéralogiques et géochimiques	27
III.3.1. Minéralogie	27
III.3.2. Géochimie	27
Conclusion.....	28
CHAPITRE III : PETROLOGIE DES ROCHES DE LA REGION DE MATOMB	29
Introduction	29
III.1. Gneiss à grenat	29
III.2. Gneiss à grenat et disthène	30
III.3. Micaschistes à grenat	31
III.4. Quartzites	32
III.5. Gneiss migmatitiques	32
III.6. Géochimie des roches.....	35
III.6.1. Distribution des éléments majeurs	35
III.6.2. Distribution des éléments traces.....	37
III.6.3. Distribution des terres rares.....	37

Conclusion.....	41
CHAPITRE IV : PETROLOGIE DES LATERITES	43
Introduction	42
I. Pétrographie, morphologie et minéralogie.....	42
Un profil d'altération bien différencié et épais de plus de 20 m s'est développé au dessus du gneiss qui constitue la roche mère (figure 16).	42
I.1. Roche-mère	42
I.2. Ensemble altérétique.....	42
I.3. Ensemble glébulaire.....	44
I.4. Niveau argileux meuble	48
I.5. Description des processus de minéralisation du rutile de Matomb de la roche aux produits d'altération	49
II. GEOCHIMIE.....	51
II.1. Distribution des éléments majeurs dans le manteau d'altération	51
II.2. Comportement du titane dans les matériaux d'altération	52
II.3. Distribution des éléments traces	54
II.3. Distribution des terres rares dans les matériaux d'altération.....	58
Conclusion.....	60
CHAPITRE V : CARACTERISATION PHYSIQUE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES.....	61
Introduction	61
I. DESCRIPTION DES PUIITS ALLUVIONNAIRES.....	61
I.1. Puits P ₁	61
I.2. Puits P ₂	64
I.3. Puits P ₃	64
I.4. Puits P ₄	65
II. ANALYSE QUANTITATIVE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES	65
II.1. Puits P ₁	66
II.2. Puits P ₂	66
II.3. Puits P ₃	66
II.4. Puits P ₄	66
III. ETUDE GRANULOMETRIE DES GRAINS DE RUTILE	68
III.1. Granulométrie du rutile dans le Puits P ₁	68
III.2. Granulométrie du rutile dans le Puits P ₂	68

III.3. Granulométrie du rutile dans le Puits P3.....	68
III.4. Granulométrie du rutile dans le Puits P4.....	69
III.5. Granulométrie de la fraction globale des puits	70
III.6. Courbes cumulatives	72
Conclusion.....	74
CHAPITRE VI : CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES RICHES EN RUTILE	75
Introduction	75
I. ANALYSES QUANTITATIVES DES SEDIMENTS.....	75
I.1. Fraction de 1 mm	75
I.2. Fraction 0,5-0,4 mm.....	76
I.2.1. Minéralogie et géochimie des sédiments alluvionnaires riches en rutile.....	78
I.2.1.1. Cortège des minéraux lourds	78
I.2.2. Minéralogie par diffraction de rayons X.....	83
I.3. GEOCHIMIE	84
I.3.1. Géochimie de la fraction globale des sédiments.....	84
I.3.1.1. Distribution des éléments majeurs	84
I.3.1.2. Distribution des éléments traces	86
I.3.1.3. Distribution des terres rares	89
I.3.2. Géochimie des concentrés.....	91
I.3.2.1. Distribution des éléments majeurs	91
I.3.1.6. Distribution des éléments traces dans les concentrés de sédiments.....	93
I.3.1.7. Distribution des terres rares dans les concentrés de sédiments.....	97
Conclusion.....	98
CHAPITRE VII : DISCUSSION-INTERPRÉTATION.....	99
Introduction	99
I. SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS.....	99
I.1. Pétrologie des roches	99
I.1.1. Pétrographie	99
I.1.2. Géochimie	100
I.2. Pétrologie des latérites	100
I.2.1. Pétrographie et morphologie.....	100
I.2.2. Géochimie	100
I.3. Caractérisation physique des matériaux alluvionnaires	101

I.3.1. Description des puits alluvionnaires	101
I.3.2. Granulométrie des grains de rutile	101
I.4. Caractérisation minéralogique et géochimique des matériaux alluvionnaires.....	102
I.4.1. Caractérisation minéralogique des matériaux alluvionnaires	102
I.4.2. Caractérisation géochimique des matériaux alluvionnaires.....	102
I.4.2.1. Géochimie de la fraction globale des sédiments	102
I.4.2.2. Géochimie des concentrés.....	103
I.4.2.3. Classification des sédiments de la fraction globale	103
II. CARACTERISTIQUES DES MATERIAUX.....	105
II.1. Roches	105
II.2. Matériaux d'altération	105
II.3. Sédiments.....	106
III. DISTRIBUTION DU RUTILE.....	108
III.1. Distribution du rutile dans les roches et le manteau d'altération	108
III.2. Distribution du rutile dans les sédiments	108
IV. PROVENANCE DES SEDIMENTS	109
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	111
BIBLIOGRAPHIE.....	112
PUBLICATION.....	125

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Moyenne mensuelle des précipitations et des températures de Mandoga pour la période de 2002-2019 (climate-data.org).	10
Tableau 2 : Indice d'aridité de De Martonne pour Mandoga.	11
Tableau 3 : Distribution des éléments majeurs dans les gneiss de Matomb	35
Tableau 4 : Distribution des éléments traces dans les gneiss de Matomb.....	38
Tableau 5 : Distribution des terres rares dans les roches.	40
Tableau 6 : Distribution des éléments majeurs dans les matériaux d'altération de Matomb... 51	
Tableau 7 : Distribution des éléments traces dans les matériaux d'altération de Matomb.	55
Tableau 8 : Distribution des terres rares dans les matériaux d'altération de Matomb.	59
Tableau 9: Pourcentages simples et cumulés des différentes fractions granulométriques des sédiments de la Téba.....	67
Tableau 10 : Valeurs pondérales du rutile dans les fractions granulométriques des concentrés.	69
Tableau 12 :Distribution des minéraux lourds identifiés dans les puits.....	80
Tableau 11 : Composition minéralogique des sédiments.....	83
Tableau 13 : Distribution des éléments majeurs dans les fractions globales des sédiments	86
Tableau 14 : Distribution des éléments traces dans la fraction globale des sédiments	89
Tableau 15 :Concentrations en terres rares dans les fractions globales des sédiments.....	90
Tableau 16 : Distribution des éléments majeurs dans les concentrés de sédiments.....	92
Tableau 17 : Concentration des éléments traces dans les concentrés de sédiments.....	96
Tableau 18 : Concentrations des terres rares dans les concentrés de sédiments.	97

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation des zones riches en rutile dans le Groupe de Yaoundé d'après ILUKA Mining (2013).	2
Figure 2 : Carte de localisation de la zone d'étude.	5
Figure 3 : Carte géomorphologique du secteur d'étude (établie à partir de la carte topographique de Yaoundé 3c au 1/50 000).	7
Figure 4 : Localisation des points d'échantillonnage dans le secteur d'étude (d'après la carte topographique de Yaoundé 3c au 1/50 000).	9
Figure 5 Aperçu partiel du couvert végétal (forêt secondaire) et de l'organisation verticale des matériaux le long d'une tranchée de l'autoroute Yaoundé-Douala (site de Mandoga).	12
Figure 6 : Localisation du secteur d'étude sur la carte géologique du sud Cameroun de (Maurizot et <i>al.</i> , 1986).	14
Figure 7 : Esquisse géologique et géomorphologique du secteur d'étude (Champetier de Ribes et Aubague, 1956).	15
Figure 8: Carte d'échantillonnage.	22
Figure 9: Protocole de traitement des échantillons alluvionnaires.	23
Figure 10: Protocole de traitement des échantillons éluvionnaires.	24
Figure 11: Caractères macroscopiques des roches du secteur d'étude.	33
Figure 12 : Caractères microscopiques des roches du secteur d'étude : (a et b) lames minces des gneiss à grenat et micas, (c et d) lames minces des gneiss à grenat et à disthène, (e et f) lames minces des gneiss migmatitiques, (g et h) lames minces des micaschistes.	34
Figure 13 : Diagrammes binaires entre certains éléments majeurs et la silice dans les gneiss de Matomb.	36
Figure 14 : Diagrammes comparatifs des éléments traces dans les gneiss de Matomb.	39
Figure 15 : Spectres des terres rares des gneiss de Matomb normalisés par rapport à la chondrite.	41
Figure 16 : Organisation des matériaux d'altération du secteur d'étude	43
Figure 17 : Affleurement de gneiss dans une tranchée routière de Matomb.	44
Figure 18 : Veine orientée N-S porteuse de minéralisation de rutile dans les isaltérites.	45
Figure 19: Lit quartzo-feldspathique en cours d'altération à l'intérieur de l'allotérite et contenant des grains de rutile.	46

Figure 20 : Demantèlement d'un filon de quartz minéralisé en rutile dans le niveau nodulaire médian.....	47
Figure 21 : Rutile noyé dans l'horizon nodulaire supérieur. On note également une forte proportion de fragments de quartz provenant probablement du dematèlement d'un filon de quartz anterieurement mineralisé en rutile.	49
Figure 22 : Disposition spatiale des veines de quartz le long de l'affleurement.....	50
Figure 23 : Linéation de minéralisation de disthène	50
Figure 24 : Diagrammes binaires de variation entre éléments majeurs.	52
Figure 25 : Distribution du titane dans le profil d'altération du secteur d'étude	53
Figure 26 : Diagrammes de corrélation entre éléments traces.	56
Figure 27 : Diagrammes de corrélation entre éléments traces dans les latérites et dans la roche du secteur d'étude	57
Figure 28 : Spectres multi-éléments des matériaux d'altération.	58
Figure 29 : Spectres des terres rares des matériaux d'altération, normalisation faite par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).	60
Figure 30 : Organisation morphologique des terrasses alluviales de la rivière Teba : (a) profils alluvionnaires (P1, P2, P3 et P4) ; (b) reconstitution de la terrasse alluviale.....	62
Figure 31 : Espèces minérales du niveau sablo-graveleux da la maille 2 mm du puits P ₁ et différentes morphologies des grains de rutile.	63
Figure 32 : Histogrammes de la fraction globale des différents puit.	71
Figure 33 : Courbes granulométriques cumulatives des échantillons.	73
Figure 34 : Morphoscopie des grains de rutile des fractions de 1 mm des puits P2 et P3.	77
Figure 35 : Composition des minéraux lourds dans le secteur d'étude.....	79
Figure 36 : Pourcentage des minéraux lourds dans la fraction globale des différents échantillons.....	81
Figure 37 : Pourcentage des minéraux lourds dans les différents échantillons des concentrés.	82
Figure 38 : Diffractogrammes de rayons X : a) de la fraction globale des sédiments ; b) des concentrés de sédiments.	84
Figure 39 : Diagrammes de variation des éléments majeurs dans les fractions globales des sédiments	85
Figure 40 : Diagrammes de variation entre éléments traces dans la fraction globale des sédiments	87

Figure 41 : Spectres multiéléments des matériaux de la fraction globale normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).....	88
Figure 42 : Spectres de terres rares des fractions globales normalisées par rapport :a) au PAAS (McLennan, 1989)et b) à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)	91
Figure 43 : Diagrammes de variation entre éléments majeurs dans les concentrés de sédiments.	93
Figure 44 : Corrélations entre TiO ₂ avec certains éléments traces (Cr, Ta, Sc, Y et Ba) dans les concentrés de sédiments	94
Figure 45 : Spectres élargis des éléments traces normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)	95
Figure 46 : Spectres de terres rares des concentrés normalisées par rapport : a) au PAAS (McLennan, 1989) et b) à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).	98
Figure 47 : Classification géochimique des échantillons dans le diagramme log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃ – log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O) de Herron (1988)	104
Figure 48 : Diagramme ternaire des compositions chimiques des sédiments d’après De la Roche (1965)	104
Figure 49 : Diagrammes de provenance des éléments majeurs et des oligo-éléments: a) diagrammeTiO ₂ vs Zr (Hayashi et al., 1997); b) Fonctiondiscriminante (F) (Roser et Korsch,.....	110

RESUME

La zone d'étude est située au Sud-Est de la ville de Matomb, à 20 km sur le tronçon Matomb-Hegba, dans la zone tropicale humide. L'objectif principal de cette étude était de mener une prospection détaillée du rutile afin de connaître sa distribution dans la zone de Matomb. La zone d'étude est soumise à un climat équatorial à quatre saisons. Le relief est marqué par la présence des collines à pentes fortes. Le substratum gneissique est recouvert par des sols ferrallitiques rouges. La végétation est une forêt secondaire. Le réseau hydrographique est dense et dendritique. Pour atteindre l'objectif de ce travail, l'approche méthodologique adoptée après des enquêtes bibliographiques a consisté à une prospection systématique et à la collecte des échantillons. Les échantillons ont été soumis aux analyses pétrographiques, sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques.

Les sols sont caractérisés par la présence du rutile dans les reliques de veines de quartz. L'analyse physique des sédiments révèle que la taille des particules varie entre 2 mm et 200 μm . Ces sédiments sont riches en rutile pour toutes les fractions granulométriques. Les observations à la loupe binoculaire indiquent que les matériaux sont constitués en moyenne de 39% de quartz, 41% de rutile, 6% de zircon, 4% de disthène et 3% de brookite.

L'étude des minéraux lourds montre un cortège minéralogique constitués de quartz, rutile, zircon, tourmaline, andalousite et disthène. Les diffractions de rayons X indiquent que les matériaux étudiés sont caractérisés par une forte proportion de quartz et de rutile. Les échantillons de roches, de latérites et des sédiments ont été soumis aux analyses géochimiques. Les résultats montrent que ces échantillons sont riches en SiO_2 et dans une moindre mesure Fe_2O_3 et Al_2O_3 . On note également une richesse en une large gamme d'éléments traces tels que Ba, Cr, Ni, Sr, Ti, V, Y, Zn et Zr. Ils sont caractérisés par des concentrations en terres rares légères largement supérieures à celles des terres rares lourdes avec des fortes anomalies négatives en europium. TiO_2 présente de bonnes corrélations positives avec Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Cr, V et Ba. Les concentrés de sédiments sont essentiellement constitués de rutile avec des teneurs en TiO_2 de l'ordre de 95%. Parmi les éléments traces et terres rares, seuls Cr, V et Nb ont des teneurs significatives dans les concentrés.

Les faibles teneurs en TiO_2 dans les roches et les latérites témoignent d'une distribution hétérogène du rutile dans ces matériaux. Les reliques de veines de quartz dans les latérites et les alluvions sont favorables pour l'exploitation du rutile.

Mots-clés : Latérites ; Alluvions ; Prospection ; Rutile ; Géochimie ; Matomb.

ABSTRACT

The study area is located southeast of the Matomb town, 20 km on the Matomb-Hegba section, in the humid tropical zone. The main objective of this study was to conduct a detailed survey of rutile in order to know its distribution in the Matomb area. The study area is subject to a four-season equatorial climate. The relief is marked by the presence of hills with steep slopes. The gneissic substratum is covered by red ferrallitic soils. The vegetation is secondary forest. The hydrographic network is dense and dendritic. To achieve the objective of this work, the methodological approach adopted after bibliographic surveys consisted of systematic prospecting and the collection of samples. The samples were subjected to petrographic, sedimentological, mineralogical and geochemical analyzes.

The soils are characterized by the presence of rutile in the relics of quartz veins. Physical analysis of the sediments reveals that the particle size varies between 2 mm and 200 μm . These sediments are rich in rutile for all size fractions. Observations with a binocular magnifying glass indicate that the materials consist on average of 39% quartz, 41% rutile, 6% zircon, 4% kyanite and 3% brookite.

The study of heavy minerals shows a mineralogical procession made up of quartz, rutile, zircon, tourmaline, andalusite and kyanite. X-ray diffractions indicate that the studied materials are characterized by a high proportion of quartz and rutile. The samples of rocks, laterites and sediments were subjected to geochemical analyzes. The results show that these samples are rich in SiO_2 and to a lesser extent Fe_2O_3 and Al_2O_3 . There is also a richness in a wide range of trace elements such as Ba, Cr, Ni, Sr, Ti, V, Y Zn and Zr. They are characterized by concentrations of light rare earth elements much higher than those of heavy rare earth elements with strong negative anomalies in europium. TiO_2 shows good positive correlations with Fe_2O_3 , SiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Cr, V and Ba. The sediment concentrates consist mainly of rutile with TiO_2 contents of around 95%. Among the trace elements and rare earth elements, only Cr, V and Nb have significant contents in the concentrates.

The low contents of TiO_2 in rocks and laterites testify to a heterogeneous distribution of rutile in these materials. The relics of quartz veins in laterites and alluvium are favorable for the exploitation of rutile.

Keywords: Laterites; Alluvium; Prospection; Rutile; Geochemistry; Matomb.

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Amp	: Amphibole
Ap	: Apatite
BRGM	: Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CCC	: Cisaillement Centre Camerounais
CCSZ	: Central Cameroon Shear Zone
CRGM	: Carte Géologique et Ressources Minérales du Cameroun
Grt	: Grenat
HREE	: Heavy Rare Earth Elements
LREE	: Light Rare Earth Elements
Ms	: Muscovite
Op	: Opaques
Pl	: Plagioclase
Qtz	: Quartz
SRTM	: Shuttle radar topography mission
TTG	: Tonalite-Trondhémite-Granodiorite

GENERALITES

I. CONTEXTE DE L'ETUDE

La recherche des minerais a été initiée au Cameroun dès les travaux de reconnaissance géologique entrepris durant la période coloniale. Elle était réduite à une simple évaluation non exhaustive du potentiel minier (Eno Belinga, 1999; Yongue-Fouateu, 1995; Seme Mouangue, 1998; Ngo Bidjeck, 2004). Plusieurs substances minérales utiles furent reconnues dont 52 types ont été répertoriés. Parmi ces diverses ressources minérales, 17 ont été qualifiées de gisements: Or, Diamant, Titane (rutile, ilménite), Disthène, Aluminium (bauxite), Pétrole, Gaz, Fer, Cobalt-Nickel, Etain, Calcaire, Marbre, Pouzzolane, Sable, Argile, Gaz carbonique et Eaux (superficielles et souterraines). Parmi elles, onze font l'objet d'une exploitation (Or, Diamant, Titane (rutile, ilmenite), Disthène, Argile, Sable, Pierres précieuses (exploitation anarchique ou semi-mécanisée), Pouzzolane, Calcaire et Marbre); six ont été reconnues comme des gisements de classe mondiale: (i) les gisements de fer de Mbalam, Nkout et Kribi (Nforba, 2011; Ndime, 2018) ; (ii) les gisements bauxitiques de Minim-Martap et Ngaoundal, estimés à 251 MT (Anonyme, 2019) ; (iii) les gisements de Co-Ni-Mn de Nkamouna, près de Lomié (Yongue-Fouateu et al., 2006) ; (iv) les gisements de diamant de Mobilong et Limokoal ; (v) les gisements d'uranium de Lolodorf (Akongo) et Kitongo (Poli), et (vi) le gisement de rutile d'Akonolinga (Centre Cameroun) estimé à environ 300 MT à 0,9% de rutile (92 à 95% de TiO_2). Très récemment, les travaux effectués par le programme de renforcement des capacités du secteur minier (PRECASEM) a permis de déceler de nouveaux indices de minéralisation. Les travaux de recherche sur le rutile au Cameroun ont été réalisés d'abord par le BRGM, ensuite par le Ministère en charge des mines par le programme Serack durant les années 1988 à 1989. La rivière Djaa présente des réserves estimées à plus de 300000 tonnes avec un tonnage évalué à $11,63 \text{ kg/m}^3$. Par la suite, la Sicamine (2007-2010) dans son permis de recherche Akonolinga-Ayos indique des réserves de l'ordre de 29583 000 tonnes de minéraux lourds (rutile, ilménite, zircon et disthène).

Découvert pour la première fois en 1908 par Guillemain, le rutile camerounais a été exploité pendant près d'un quart de siècle (1935 à 1957) durant la deuxième guerre mondiale par la puissance coloniale (Eno Belinga, 1998). De 1944 à 1950, le Cameroun fut classé troisième producteur mondial après l'Australie et les Etats-Unis. D'après Ntep Gweth (2001), le Cameroun aurait la deuxième réserve mondiale de rutile après la Sierra Léone. Le rutile camerounais est centré dans une vaste zone dite « zone de rutile » (figure 1). Ngon Ngon (1996) distingue dans la Messié Mezoa les grains émoussés, non usés, non roulés, émoussés poreux et non usés poreux. Stendal et *al.* (2006) considèrent que le rutile alluvionnaire ou

éluvionnaire reste un composant important dans les dépôts des minéraux lourds du Groupe de Yaoundé. Tonje (2007) évalue les teneurs moyennes en rutile de la rivière Téba (Matomb) à $2,34 \text{ kg/m}^3$ au gravier et $1,28 \text{ kg/m}^3$ à l'excavée, les niveaux sablo-graveleux étant les plus minéralisés ($2,96$ à $4,6 \text{ kg/m}^3$). Pour Neba Chenwi (2013), la présence du rutile dans les matériaux éluvionnaires de Digombi constitue un indice pour une prospection du rutile. Dans la zone de Mamfé dans le Sud-Ouest, Kanouo et al. (2012) montrent que les dépôts détritiques de Nsanaragati sont riches en rutile. Les travaux récents de Mbanga Nyobe (2019) ont révélé que les sédiments du bassin versant de Lobo sont très riches en rutile.

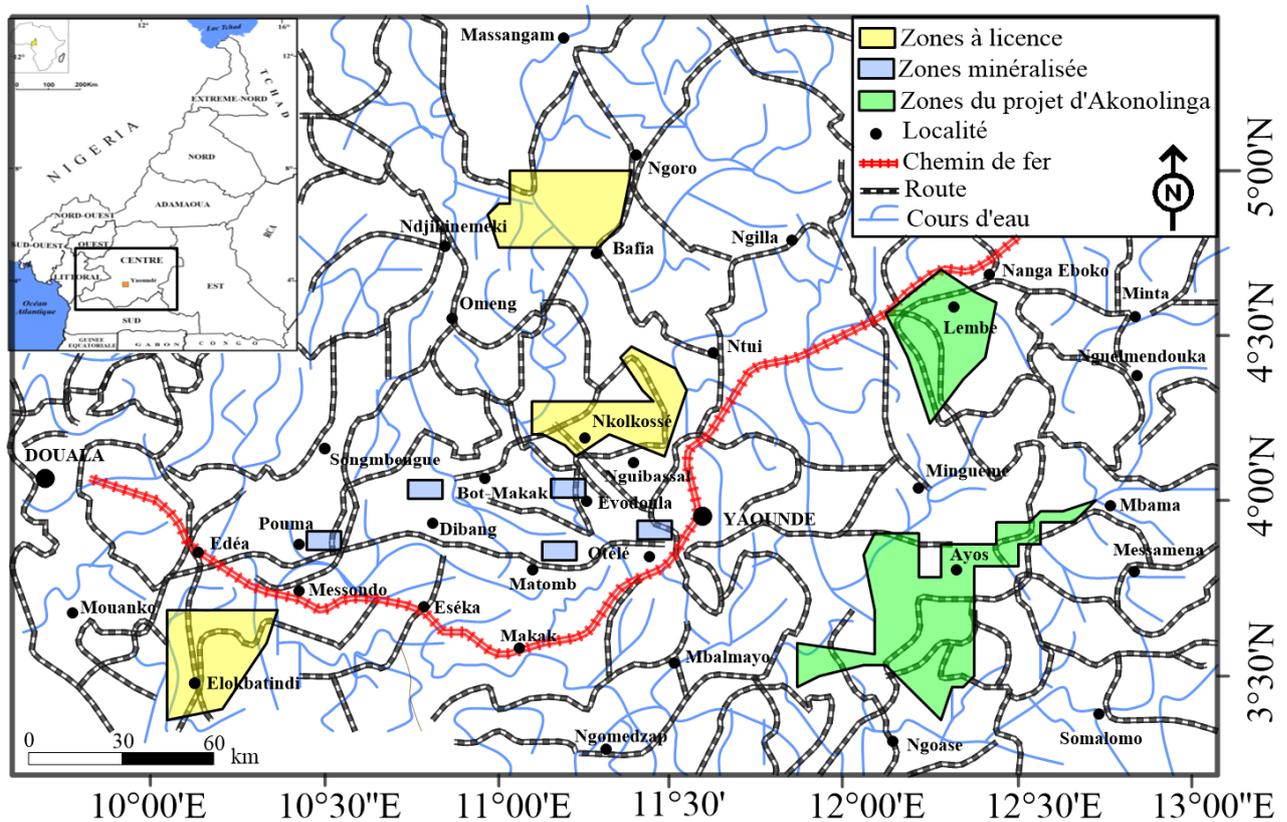


Figure 1 : Localisation des zones riches en rutile dans le Groupe de Yaoundé d'après ILUKA Mining (2013).

II. PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Le groupe de Yaoundé serait une cible par excellence pour les dépôts rutilifères (Ngon Ngon, 1996 ; Stendal et al., 2006 ; Tonje, 2007 ; Nyobe et al., 2018). Tous les travaux effectués jusqu'à présent ont essentiellement porté sur la prospection et la caractérisation

alluvionnaire des substances minérales (Ngo Bidjeck et *al.*, 2020 ; Bineli et *al.*, 2020 ; Ndjigui et *al.*, 2020 ; Kouankap et *al.*, 2021, Mboudou et *al.*, 2021). La source primaire du rutile est encore très discutée et la prospection éluvionnaire reste à faire quand on sait que le rutile est libéré par l'altération et stable en milieu supergène. D'après certains auteurs (Stendal et *al.*, 2006 ; Bineli et *al.*, 2020 ; Ngo Bidjeck et *al.*, 2020), le rutile se serait mis en place durant les transformations métamorphiques des grenats contenus dans les métasédiments datant du Néoprotérozoïque dans le groupe de Yaoundé. Dans une étude portant sur les dépôts alluvionnaire de rutile, Ngon Ngon (1996) constate que la zone riche coïncide avec le domaine d'affleurement des schistes cristallins. Par ailleurs, Minyem et *al.* (2001) ont observé la présence des cristaux centimétriques de rutile dans la série micaschisteuse et même des cristaux de la taille du poing dans les niveaux quartzitiques intercalés dans les micaschistes dans le secteur de Matomb.

L'objectif principal de ce travail est donc de mener à la fois une prospection géologique, éluvionnaire et alluvionnaire du rutile dans le plateau sud-camerounais en général et dans la région de Matomb en particulier. Le chantier de l'autoroute Yaoundé-Douala offre l'exclusivité d'observer et d'étudier la distribution du rutile de la roche vers les sédiments alluvionnaires en passant par le manteau d'altération. Les caractérisations physiques seront complétées par des analyses géochimiques qui pourront ressortir la distribution réelle du TiO_2 et les liens génétiques entre les différents matériaux étudiés dans le plateau sud-camerounais.

De manière spécifique, il s'agira de :

- faire une étude pétrologique des roches de la région de Matomb ;
- étudier en détail le manteau d'altération le long du chantier de l'autoroute Yaoundé-Douala au niveau de Matomb ;
- caractériser les sédiments alluvionnaires des différents cours d'eau susceptibles d'être porteurs du rutile ;
- quantifier le rutile dans les formations primaires et secondaires (alluvions et matériaux d'altération) ;
- rechercher la source primaire du rutile dans le groupe de Yaoundé.

III. PLAN DE LA THÈSE

Le travail est réparti en sept chapitres en dehors d'une introduction générale et une conclusion générale.

- le chapitre I ressort le milieu naturel du secteur de Matomb;
- le chapitre II concerne la revue de la littérature sur la pétrologie des formations superficielles et la méthodologie ;
- le chapitre III porte sur la la pétrologie des roches de Matomb;
- le chapitre IV présente la pétrologie des manteaux d'altération;
- le chapitre V est axé sur la pétrologie des alluvions;
- le chapitre VI présente la prospection géologique et géochimique du rutile;
- le chapitre VII est une discussion et interprétation des principaux résultats

Une conclusion générale fait ressortir les traits focaux de ce travail.

CHAPITRE I : MILIEU NATUREL

II. GÉOMORPHOLOGIE

L'étude géomorphologique sera focalisée sur les grands ensembles morphologiques du plateau sud-camerounais et les unités définies dans la zone d'étude.

II.1. Orographie

II.1.1. Morphologie du plateau-camerounais

D'altitude moyenne 750 m, le plateau sud-camerounais appartient aux surfaces d'aplanissement du Cameroun (Segalen, 1967) appelées «surfaces d'érosion» d'âge Eocène. Il est caractérisé par son uniformité d'ensemble, toutefois rompue par quelques massifs résiduels montrant une succession de collines convexes et d'interfluves émoussés, parfois cuirassés d'altitude variant entre 600 et 900 m. Le plateau sud-camerounais est situé en contrebas des hautes terres de l'Adamaoua et des hauts plateaux de l'Ouest. Kuete (1990) le subdivise en série de plateaux d'extension variable dont le plateau de Yaoundé qui est pris en écharpe et surélevé par rapport à la plaine côtière. Le rebord de la plaine côtière est marqué par des escarpements parmi lesquels l'escarpement de Matomb qui marque la transition entre le plateau sud-camerounais et la plaine côtière.

D'après Champetier de Ribes (1956), Matomb est une zone constituée d'une topographie mouvementée et assez confuse. Le prolongement Nord-Sud de cet escarpement donne des cours d'eau entrecoupés par des chutes et des rapides (les chutes de Mpoumè; Manyanga; Makaï et Njock sur le Nyong par exemple).

II.1.2. Morphologie du plateau de Yaoundé

Le plateau de Yaoundé est un grand interfluve compris entre la Sanaga au Nord et le Nyong au Sud. Il a une altitude moyenne de 750 m et est limité à sa bordure occidentale par des collines à pente moyenne à forte, à versants convexes et convexo-concaves, séparées par des vallées profondes. Ces vallées sont jalonnées d'inselbergs pouvant atteindre 1200 m d'altitude (Mbam Minkom, Eloumdem). Ce plateau présente une allure d'ensemble inclinée vers le Sud-Est.

II.1.3. Morphologie du secteur d'étude

L'étude géomorphologique faite à partir de la carte topographique (Yaoundé 3c au 1/50 000) montre que l'on peut subdiviser la région d'étude en quatre grandes unités (figure 3).

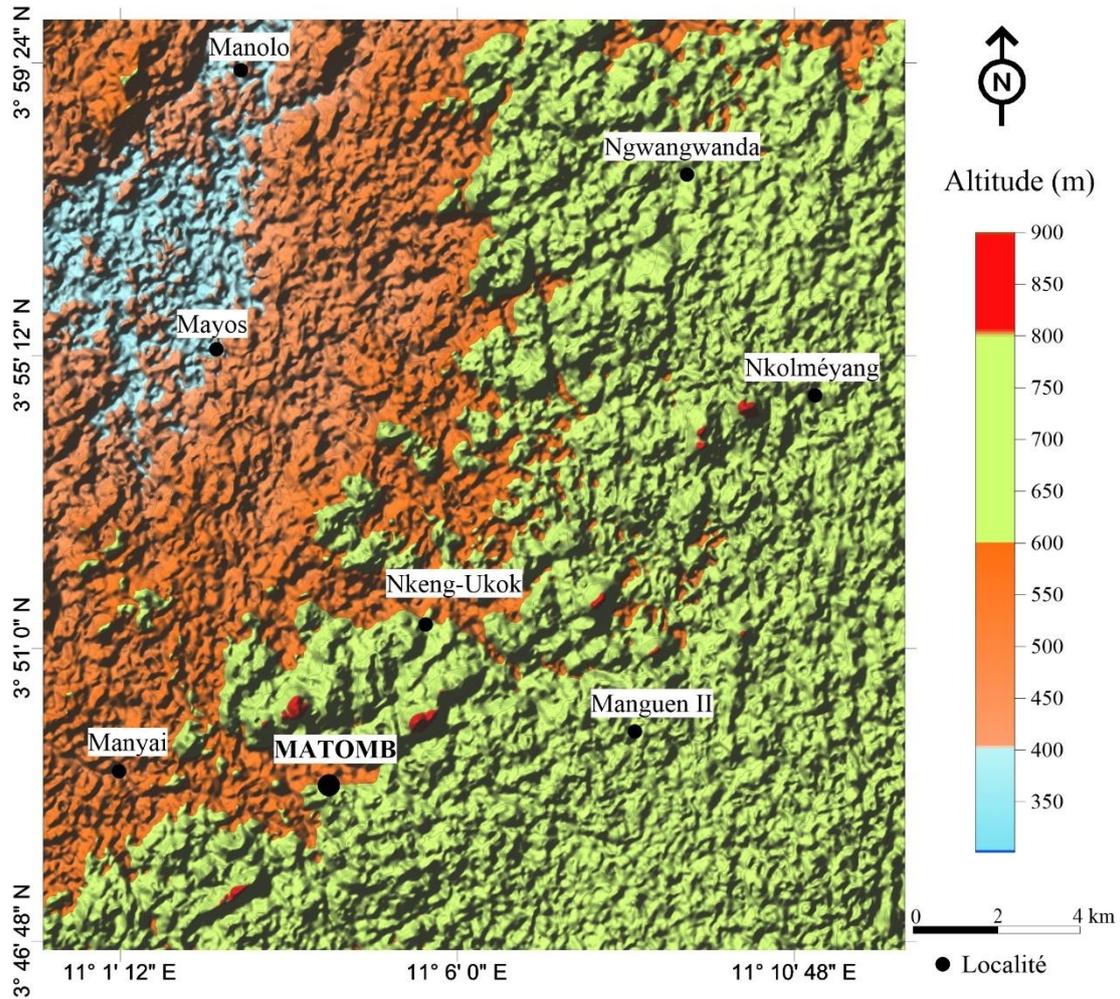


Figure 3 : Carte géomorphologique du secteur d'étude (établie à partir de la carte topographique de Yaoundé 3c au 1/50 000).

II.1.3.1. Unité morphologique d'altitude inférieure à 400 m

C'est l'unité morphologique qui présente la plus basse altitude et elle se situe au nord-ouest de la zone d'étude. Elle est constituée d'interfluves séparés par des larges vallées marécageuses et drainées principalement par la Djouel. Cette unité morphologique s'emboîte

à sa base à l'unité morphologique d'altitude comprise entre 400 et 600 m. Elle matérialise le passage de la plaine côtière vers le plateau sud camerounais.

II.1.3.2. Unité morphologique d'altitude comprise entre 400 et 600 m

Cette unité morphologique est juste légèrement surélevée par rapport à l'unité précédente. Elle est drainée par la Manyäi (SE-NW) et la Mpôbé-Makogué (SW-NE) ayant en commun des points de confluence au niveau de la Djouel.

II.1.3.3. Unité morphologique d'altitude comprise entre 600 et 800 m

C'est la plus grande unité morphologique du secteur d'étude, elle s'étend du nord à l'ouest vers le sud-est de notre secteur d'étude. Au Sud, elle est surplombée par plusieurs mornes. Elle est également constituée de collines en "demi-orange" à aspect moutonné. Les dénivellations entre les sommets et les axes de drainage sont relativement inférieures à 100 m.

II.1.3.4. Unité morphologique d'altitude supérieure à 800 m

Cette unité morphologique est localisée essentiellement au sud du secteur d'étude et très peu dans la partie nord. Elle est caractérisée par la présence de nombreux reliefs résiduels se raccordant aux mornes décrits précédemment, à versants convexes qui se raccordent brutalement avec les bas-fonds entraînant des dénivellations pouvant dépasser 100 m.

II.2. Hydrographie

Le réseau hydrographique de la région d'étude est de type dendritique et appartient au sous-bassin du Nyong (figure 4) par l'interface de la Kellé, avec une longueur de 190 km. Cette partie du sous-bassin a une morphologie voisine de celle du bassin de la région de Yaoundé. Le site d'étude est traversé par la rivière Téba, cours d'eau saisonnier et tributaire de la Mpôbè, affluent de la Djouel qui est le principal collecteur de ce réseau hydrographique (figure 4). Les deux principales directions des cours d'eau sont SE-NW (Mpôbè, Djel, Manyäi, Ngoumé) et NE-SW (Makogué). Ces cours d'eau sont favorisés par des fractures de même direction qui contribuent inlassablement à la dissection du substratum lithologique. Les zones marécageuses localisées dans les bas-fonds constituent des potentiels pièges de

minéraux lourds, notamment le rutile. Ce réseau hydrographique est régulé par des fluctuations climatiques tout au long de l'année.

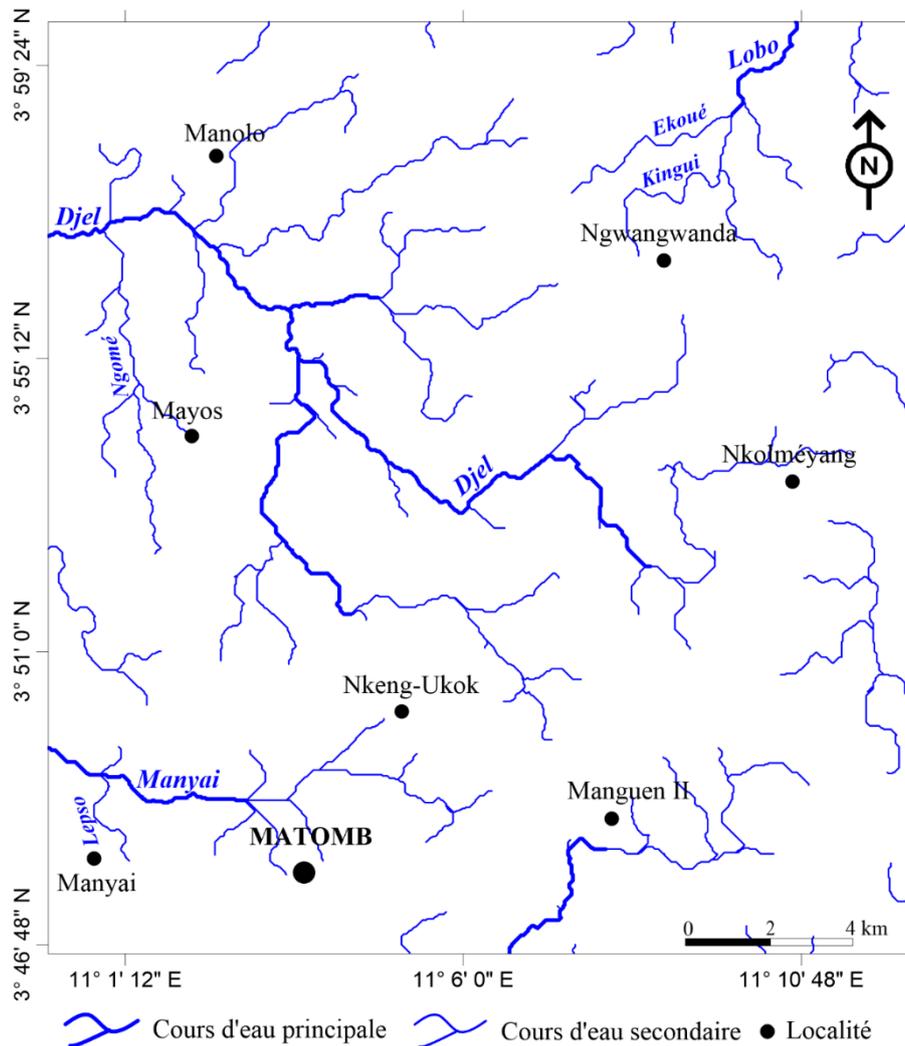


Figure 4 : Localisation des points d'échantillonnage dans le secteur d'étude (d'après la carte topographique de Yaoundé 3c au 1/50 000).

III. CLIMAT

Le climat qui règne dans cette région est similaire à celui qui prédomine dans l'ensemble du plateau sud-camerounais. Il est équatorial de type guinéen à quatre saisons d'inégale extension ; deux sèches et deux pluvieuses. La présence de ce climat est favorisée par la position privilégiée du Cameroun au creux du golfe de Guinée et aussi au contact de deux domaines climatiques (ouest et centre africain). Le plateau sud-camerounais est également l'issue par laquelle arrive en permanence ce flux très humide établi entre les hautes pressions de l'atlantique sud et les basses pressions relatives du continent (Suchel, 1972).

III.1. Précipitations

Les données pluviométriques de Mandoga (tableau 1) montrent que la moyenne des précipitations est voisine de 1500 mm d'eau/an. Elles présentent un minimum de pluie observable en janvier et un maximum en octobre.

Les températures sont élevées et varient peu durant l'année (tableau 1). La température maximale (25,5°C) est atteinte durant le mois de février. La température minimale (22,5°C) est observée en août (mois le plus frais de l'année).

Tableau 1: Moyenne mensuelle des précipitations et des températures de Mandoga pour la période de 2002-2019 (climate-data.org).

MOIS	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Précipitations (mm)	22	50	152	203	240	181	110	167	316	334	125	25
Température (°C)	25,2	25,5	25,4	25,0	24,7	23,6	22,9	22,5	23,5	23,6	23,9	24,8

III.2. Humidité relative, amplitude thermique et insolation

L'humidité relative (75-80%) montre le caractère humide de la région d'étude. L'amplitude thermique journalière peut atteindre 10°C environ et le degré hygrométrique est peu variable (70 et 73). L'insolation varie entre 1500 à 1750 heures/an. Elle est réduite par l'abondance des pluies (Angue Abane, 1982).

III. 3. Indice d'aridité de De Martonne

La valeur mensuelle de l'indice de De Martonne (tableau 2) permet la détermination des mois secs et humides. Elle est donnée par la relation :

$$I = P \times 12 / T + 10 \text{ avec } P = \text{Moyenne de précipitations (mm)}$$

$$T = \text{Température moyenne pour le mois considéré (°C)}$$

$$I = \text{Indice d'aridité de De Martonne}$$

Selon De Martonne, les mois secs sont ceux dont l'indice d'aridité est inférieur à 20 et pour les mois humides, cette valeur est supérieure à 50.

Le tableau 2 montre que les mois secs de Matomb sont décembre, janvier et février alors que les mois humides sont mars, avril, mai, juin, août, septembre et octobre. Une inflexion pluviométrique est observée en juillet.

Tableau 2 : Indice d'aridité de De Martonne pour Mandoga.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
I	7,5	16,9	51,5	69,6	83,0	64,6	40,1	61,7	113,2	119,3	44,2	8,6

IV. VEGETATION

La végétation du secteur d'étude est dominée par une forêt primaire dite dense, humide et sempervirente de type congolais constituée des espèces telles que *Lophira alata* ; *Sacoglottis gabonensis* ; *Cynometra banke* et *Coula edulis*. On rencontre également une forêt de type secondaire le long des axes routiers ou des pistes forestières (Letouzey, 1968 ; figure 5). Ces zones à caractère dégradé créent des fenêtres qui rompent la physionomie architecturale de la forêt primitive (Letouzey, 1985). Dans une moindre mesure, cette végétation est également caractérisée par la présence d'espèces telles que *Musanga crépioides* ; *Albizias* ; *Terminalia superba* et *Pycnanthus angolensis*.

Dans la région de Matomb, le climat et l'altitude favorisent la mise en place d'une prairie sur les flancs de certains mornes rocheux. L'agriculture itinérante sur brûlis est une pratique qui favorise la mise en place des cultures de rente comme le palmier à huile (*Elaeis guinensis*) et le cacaoyer (*Theobroma cacao*). Les zones marécageuses sont riches en espèces raphiales (*Raphiamontbuttorum*) et en fougères aquatiques (FAO, 2001) (figure 5).



Figure : 5 Aperçu partiel du couvert végétal (forêt secondaire) et de l'organisation verticale des matériaux le long d'une tranchée de l'autoroute Yaoundé-Douala (site de Mandoga).

V. GEOLOGIE

Les formations géologiques de la région de Yaoundé (figure 6) appartiennent au domaine sud de la ceinture plissée panafricaine nord équatorial (Nzenti et al 2006) et à la "zone mobile" d'Afrique Centrale rajeunit au Panafricain il y a 500 à 600 Ma (Nzenti, 1987 ; Owona et *al.*, 2021). Le groupe de Yaoundé est un ensemble très homogène d'origine paradérivée, initialement quartzo-pélitique à volcano-sédimentaire : il s'agit des formations silico alumineuse de la nappe panafricaine de Yaoundé (Vicat et *al.*, 2002). Il s'étend sur plus de 70000 km² et est formé de trois unités lithologiques (la série migmatitique; la série micaschisteuse et la série schisto-quartzitique ou série de Mbalmayo-Bengbis). La série de Yaoundé a été considérée comme la suture résultant d'une collision au cours de l'orogénèse panafricaine entre, d'une part, le craton du Congo au sud et d'autre part, le bouclier Nigérian au nord (Nzenti et *al.*, 1984) ou un bloc cratonique septentrional (Penaye et *al.*, 1993; Toteu et *al.*, 1994). La baisse graduelle des conditions du métamorphisme vers le Sud et un gradient métamorphique considéré comme inverse, syn-D₂, rétrograde, suggèreraient que la série de Yaoundé constitue une large nappe tectonique poussée sur le craton du Congo (Nédélec et *al.*, 1986 ; Nzenti et *al.*, 1988 ; Toteu et *al.*, 2006). Penaye et *al.* (1993) datent le métamorphisme granulitique ainsi que le plutonisme calco-alkalin dans la série de Yaoundé à 620 ± 20 Ma.

Le groupe de Yaoundé (Mvondo, 2003) est constitué des formations paradérivées et orthodérivées. Il présente une évolution en deux phases tectonométamorphiques, dont la dernière s'est accompagnée d'une migmatisation. L'étude des formations géologiques de la région de Yaoundé et ses environs, a mis en évidence deux phases majeures de déformation : la première phase étant compressive et s'accompagnant d'un métamorphisme prograde, et la seconde phase (N-S et E-W) qui correspond à une tectonique distensive associée à une retromorphose qui serait représentative d'une extension parallèle à la chaîne et synchrone de la fusion partielle (Mvondo, 2003).

Le groupe de Yaoundé est un ensemble métamorphique essentiellement paradérivé. La présence du disthène associé au rutile est un caractère dominant de ce groupe. Les aires d'extension du disthène et du rutile se superposent sur une vaste zone de plus de 50 000 km², à l'intérieur du groupe de Yaoundé. Le disthène, le rutile et le grenat sont des minéraux remarquables du groupe de Yaoundé notamment de la série grenatifère. L'exploitation du rutile et de son accompagnateur le disthène pourrait susciter un grand intérêt dans l'essor de l'exploitation minière au Cameroun. La région de Yaoundé est principalement constituée de métadiorites largement fondues abritant des enclaves partiellement présentes, de métasédiments et de leucosomes (Metang *et al.*, 2022).

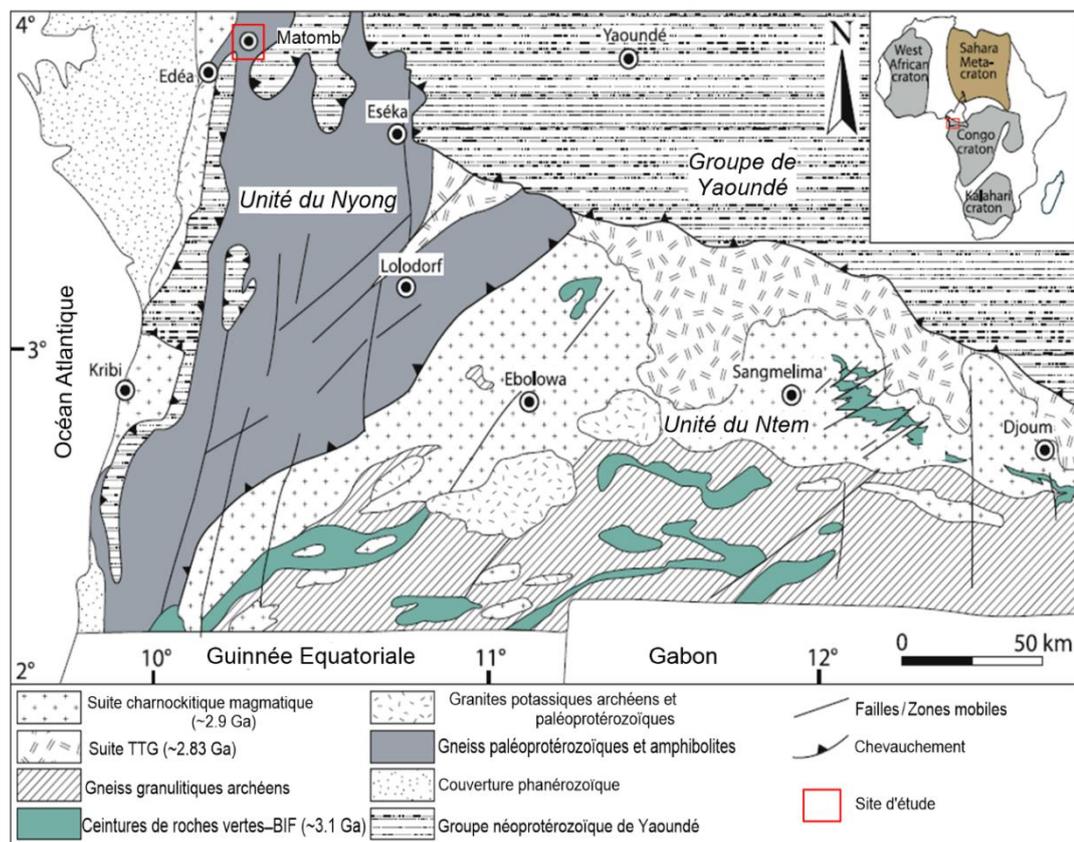


Figure 6 : Localisation du secteur d'étude sur la carte géologique du sud Cameroun de (Maurizot et *al.*, 1986).

Dans la région de Mandoga (figure 7), l'étude structurale montre que cette zone a été affectée par une déformation polyphasée différenciée en trois (Balep, 1997):

- une phase de déformation D₁, pénétrative et ubiquiste ;
- une phase de déformation D₂ entretenue par un intense cisaillement tangentiel progressif ;

- une phase de déformation correspond à un épisode tectonique D₃, mineure et essentiellement cassante. La région de Matomb présente une évolution métamorphique similaire à la série de Yaoundé avec laquelle elle semble avoir une évolution pétrostructurale commune (Balep, 1997). Le substratum lithologique est constitué essentiellement des micaschistes à grenat, des gneiss à grenat, micas et disthène, et des gneiss migmatitiques.

VI. SOLS

Les travaux de cartographie des sols de la zone forestière (Martin et Segalen, 1966) font ressortir les domaines à sols ferrallitiques rouges et jaunes. Les travaux effectués dans les matériaux d'altération de Yaoundé et ses environs (Angue Abane, 1982 ; Bitom, 1982 ; Kabeyene Beyala, 1982 ; Onguene Mala, 1993 ; Ngon Ngon, 1996, 2007 ; Ndjigui et *al.*, 2013; Nyeck et *al.*, 2018) montre que ces formations sont essentiellement constituées des sols ferrallitiques et des sols hydromorphes.

VI.1. Sols ferrallitiques

Ils occupent plus de 80% de la région et sont localisés au niveau des interfluves. De la base vers le sommet des manteaux d'altération, ces matériaux se différencient en un ensemble altéritique (saprolite), un ensemble glébulaire (médiann), un ensemble supérieur meuble et argilo-sableux sur lequel repose un horizon humifère.

Les principaux minéraux des sols ferrallitiques sont la kaolinite, la gibbsite, le quartz, la goethite, l'hématite et accessoirement l'illite, le grenat, le zircon et le rutile. La forte présence de la kaolinite dans les profils d'altération pourrait traduire la nature des conditions de drainage ou le mode d'altération subi par les roches (Tardy, 1993).

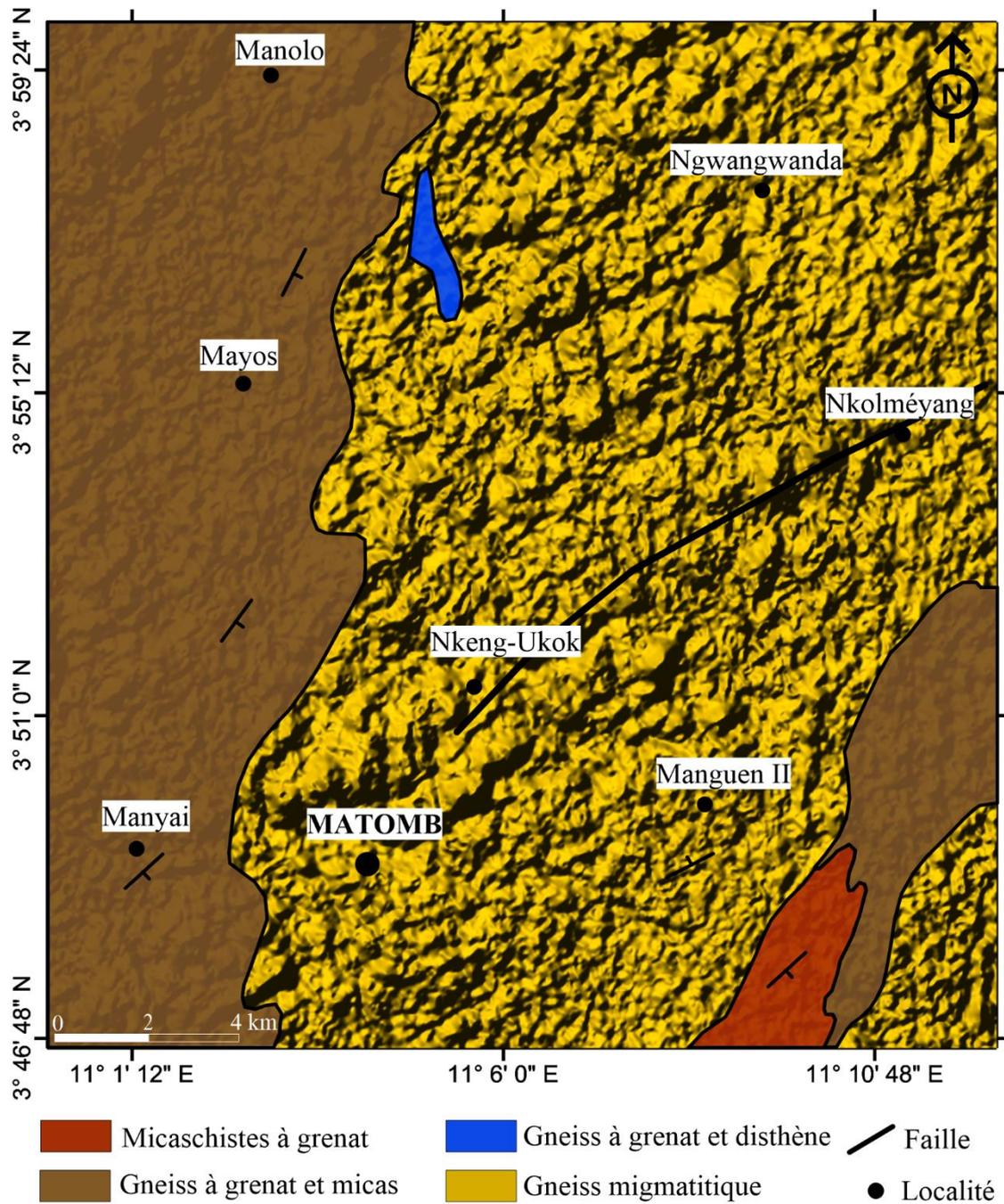


Figure 7 : Esquisse géologique et géomorphologique du secteur d'étude (Champetier de Ribes et Aubague, 1956).

VI. 2. Sols hydromorphes

Ils sont localisés dans les zones marécageuses et sont caractérisés par une accumulation de matière organique peu décomposée au-dessus de l'ensemble sablo-argileux. Leur composition minéralogique est dominée par la kaolinite, la smectite, le quartz, la goethite, le rutile, la muscovite, l'illite et les feldspatts (Ndjigui et *al.*, 2016).

Conclusion

Le secteur d'étude est situé sur la bordure occidentale du plateau sud-camerounais, dans l'arrondissement de Matomb, Département du Nyong et Kellé, Région du Centre. Cette zone d'étude est subdivisée en quatre (04) unités morphologiques d'inégales extensions disséquées par la Djouel qui est le plus grand collecteur et tributaire principalement de Mpôbè, Ngoumé et Makogué. Ce réseau hydrographique est dense, de type dendritique à tendance parallèle. Le climat est de type guinéen à quatre saisons bien différenciées, laissant clairement paraître une forêt dense humide sempervirente de type congolais. Le substratum lithologique est celui de la série de Yaoundé constitué essentiellement des micaschistes et des gneiss à grenat et à disthène. Les sols sont ferrallitiques rouges et jaunes au niveau des interfluves et hydromorphes dans les bas-fonds.

CHAPITRE II : TRAVAUX ANTERIEURS ET MÉTHODOLOGIE

I. TRAVAUX ANTERIEURS

I.1. Réserves mondiales de rutile et ilménite

Les réserves mondiales de rutile sont estimées à 45 Mt et celles d'ilménite évaluées à environ 680 Mt et l'ilménite fournit environ 92% de la demande mondiale de minerais de titane (Gambogi, 2009). En Afrique, la Sierra Léone est l'un des plus grands producteurs mondiaux de rutile et possède les deux plus grands gisements mondiaux de rutile. En 1995, la Sierra Leone fournissait 137000 tonnes de rutile (Mobbs, 1996) ; ce qui représentait environ les deux tiers de la production mondiale de rutile. En 2006, la Sierra Léone était devenue l'un des leaders mondiaux dans la production du rutile avec des réserves estimées à 70 360 tonnes de rutile (d'une valeur de 28,5 millions de dollars US) après exportation (Bermúdez-Lugo, 2008). Les placers de rutile sont exploités en Australie, en Inde, à Ceylan et aux Etats-Unis (Goldsmith et Force, 1978 ; Force, 1991; Roy, 1999; Force, 2000; Pirkle et al., 2007). En 2008, la production mondiale de rutile était d'environ 608.000 tonnes et dont les plus grands producteurs sont l'Australie (309000 tonnes), l'Afrique du Sud (121000 tonnes) et la Sierra Leone (95000 tonnes) (Gambogi , 2009).

I.2. Importance économique du rutile

Le titane occupe une grande importance sur le marché mondial car, il est utilisé dans l'industrie aérospatiale en raison de son faible poids et sa grande solidité. L'importance du rutile reste indéniable dans la fabrication des alliages légers à cause de sa résistance à la chaleur et à la corrosion. Le rutile est l'une des composantes indéniables dans la production du dioxyde de titane. Les principales applications de dioxyde de titane (pigment blanc) sont la fabrication de la peinture (51% de la production totale), du papier (19%) et des matières plastiques (17%) (Carp et al., 2004; Gambogi, 2008). On l'utilise également dans la fabrication des matériaux en céramique, des tissus enduits et textiles, dans le revêtement du sol, d'encre d'imprimerie, des tuiles de toiture , des colorants alimentaires (E171) , enrobage des comprimés, du dentifrice et comme un absorbeur UV dans les crèmes solaires avec un indice de protection élevé de soleil (Carp et al., 2004 ; Gambogi, 2008). En outre, Fujishima et Honda (1972) ont montré avec succès l'application de TiO_2 comme photo-anode à décomposer l'eau par la lumière visible. Ainsi, le dioxyde de titane (rutile) est toujours présent dans la vie quotidienne. Le rutile, oxyde de titane (TiO_2) est stable à haute température et à

haute pression contrairement à la brookite et à l'anatase de même formule chimique. Dans les formations résiduelles riches en oxydes de fer, le rutile est transformé en ilménite (FeTiO_3).

Malheureusement, la fin de la guerre froide combinée à la chute des matières premières auraient entraîné systématiquement la chute des cours du rutile sur le marché mondial. Aussi, le désintérêt des grandes puissances à continuer à utiliser le rutile dans l'industrie aéronautique et spatiale au profit des nouveaux métaux comme le nickel et le cobalt lui a fait perdre son grand intérêt.

I.2.1. Importance du rutile et ilménite dans la détermination des gites métallifères

L'ilménite est important dans l'évaluation économique des gisements d'éclogites riches en rutile, pour deux raisons principales : tout d'abord, à cause des intercroissances de l'ilménite (moins précieux) qui vont baisser sa pureté, et par conséquent une diminution de la concentration de rutile ; deuxièmement, une augmentation de la concentration d'ilménite dans les éclogites mènera à une quantité proportionnellement plus faible de titane disponible à la forme rutile (Korneliussen et Foslie, 1985). D'autres exemples d'éclogites riches en rutile ayant une importance économique sont connus comme les dépôts de Piampaludo en Italie (Force, 1991 ; Liu et *al.*, 2016), les dépôts de Shubino en Russie (Force, 1991) et les dépôts de Dabie-Sulu en Chine (Chen et *al.*, 2005 ; Huang et *al.*, 2006 ; Zhang et *al.*, 2006). On observe également d'importantes sources mineures économiquement rentables de rutile dans certains gites métallifères (Czamanske et *al.*, 1981; Clark et Williams-Jones, 2004), dans les amphibolites, les pegmatites granitiques et dans certaines minéralisations de terres rares (Scott, 1988; Černý et *al.*, 1999; . Černý et Chapman, 2001). Clark et Williams-Jones (2004) montrent qu'au vu des compositions anormales de rutile dans certains dépôts, leur potentiel pourrait être utilisé en tant qu'indicateurs de minéralisation métallique (Scott, 1988, Scott et Radford, 2007). Ainsi, le rutile détritique pourrait être utilisé comme indicateur des minéraux sédimentaires des cours d'eau et comme guide pour les géologues d'exploration lors des travaux de recherches des minéralisations d'origine métallique.

I.3. Origine du rutile

Selon Force (1980), les métapelites (métamorphisme moyen à élevé) serait la source la plus importante de rutile détritique et aussi, il est parmi les minéraux détritiques les plus stables dans le système sédimentaire; chimiquement ou physiquement, il est le plus stable des

minéraux lourds (Triebold et *al.*, 2007). L'essentiel du rutile détritique dériverait du degré de métamorphisme moyen à élevé des roches et des sédiments recyclés. En revanche, il serait absent dans la plupart des roches ignées et à faible degré de métamorphisme (Force, 1980, 1991). Son mode de gisement dans ces roches peut être soit issu d'une exsolution ou d'une altération voire d'une authigénisation (Mange et Maurer, 1992). Généralement, les zircons survivent durant le cycle de formation des roches sédimentaires jusqu'à celui des roches métamorphiques à degré élevé. Durant ce processus de mise en place des roches magmatiques, le rutile se met en place au début du faciès des schistes verts jusqu'au faciès supérieur des amphibolites. En dessous du faciès des schistes verts, le rutile devient instable et entre en trace dans les phases de formation des roches métamorphiques (Zack et *al.*, 2002). Le rutile peut aussi contenir des éléments à forte charge comme le vanadium, le chrome, le fer, le niobium, l'étain, le tantale et le tungstène (Deer et *al.*, 1962; Graham et Morris, 1973; Haggerty, 1991; Deer et *al.*, 1992; Smith et Persil, 1997; Rice et *al.*, 1998). Ces éléments en substitution dans le rutile peuvent être associés à d'autres éléments tels que le Zr, Mo, Hf, Th, et U particulièrement dans les roches métamorphiques (Zack et *al.*, 2002). Il est évident que les métaculacates sont caractérisés par des teneurs élevées en Cr dans le rutile, certaines roches métamafiques contiennent des grains de rutile avec des teneurs faibles en Cr et Nb tandis que les métapelites sont quant à elles caractérisées par des grains de rutile à teneur faible en Cr et élevées en Nb (Zack et *al.*, 2002). Les roches à degré de métamorphisme moyen à élevé spécialement les métapelites sont considérées comme la source la plus importante de rutile détritique. L'origine détritique du rutile dans les métasédiments semble contrasté avec la norme généralement acceptée (Force, 1980; Zack et *al.*, 2002), le rutile peut être préservé durant les phases de métamorphisme faible et moyen ; aussi le rutile peut résister lors des phases de fortes pressions (> 9Kb) métamorphiques (Toteu et *al.*, 1994) et à des températures supérieures à 620 °C (Cherniak 2000 ; Vry et *al.*, 2003).

I.4. Rutile alluvionnaire au Cameroun

La présence du rutile est un trait de caractère dominant du groupe de Yaoundé, notamment de la série grenatifère. Quelques études y ont été menées dès 1930 et le rutile a été exploité dans le groupe de Yaoundé de 1935 à 1955 avec une production de 16417 tonnes. En 1950, grâce à une prospection générale du territoire Camerounais, les meilleures zones à rutile sont sélectionnées et une prospection systématique a été réalisée dans la zone de Manyai (proche de Matomb) à l'Ouest de Yaoundé. En 1951, une prospection avait été effectuée dans

la dite zone par le syndicat du rutile. Les prélèvements effectués donnent des résultats très intéressants, variant de 1,5 à 27 kg/m³. Une campagne de puits alluvionnaires avait été réalisée en 1954 lors d'une mission géologique de la DMG qui a permis de découvrir une zone minéralisée sur l'axe Edéa-Kribi entre Elog Batindi et la Lokoundjé. L'exploitation du rutile s'est complètement éteinte entre 1955 et 1958. Par la suite, de nombreux travaux de recherches ont été menés tour à tour par :

- le BRGM en 1978 qui prospecte les alluvions dans la basse vallée du Nyong en aval de Déhané, proche du bassin sédimentaire côtier de Douala. Les résultats de cette campagne n'avaient pas été assez intéressants (rapport 78 RDM 037 AF) ;

- dans le cadre du projet minier du Sud-ouest Cameroun de 1979 à 1983, le BRGM reprend les travaux de recherche sur le rutile à partir des données des anciennes exploitations et des anciens travaux de prospection. C'est ainsi que quatre zones seront prospectées (Edéa-Kribi; Campo; Otélé et Akonolinga). Les zones d'Akonolinga et Otélé présentaient d'importants réservoirs alluvionnaires et d'intéressantes concentrations en rutile fin;

- deux permis de recherche ont été octroyés en 2007 aux compagnies minières Free Mining Company S.A. (Cameroon Rutile LTD) et Sicamines SARL en vue de mener l'exploration du rutile dans les zones d'Akonolinga et Nanga Eboko.

II. METHODOLOGIE

La méthodologie élaborée et appliquée dans le cadre de ce travail a fait appel à divers types d'analyses réalisées à la fois sur les sédiments, sur les matériaux d'altération et sur les roches. Il s'agit d'analyses sédimentologiques, minéralogiques géochimiques pétrographiques réalisées d'une part dans les laboratoires de l'Université de Yaoundé I et les laboratoires de Géolabs au Canada.

L'objectif de cette section est de présenter les différentes techniques analytiques utilisées pour caractériser les particularités sédimentologiques et minéralogiques d'une part et définir les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des matériaux prélevés dans ce secteur d'étude d'autre part.

II.1. Travaux de terrain

Les travaux de terrain se sont effectués en trois principales étapes : la reconnaissance géologique du secteur d'étude, la prospection systématique qui a consisté au repérage des points de prélèvement et la dernière phase concerne le prélèvement des échantillons. Cette campagne a nécessité l'utilisation d'un matériel facile à transporter : la carte topographique de Yaoundé au 1/2000^e ; une boussole chaix universelle, un GPS Garmin 60 Cx, un carnet de terrain, un marteau, un double décimètre, des sacs à échantillons, un appareil photo, une machette, un marqueur, des crayons ordinaires, des pioches, des pelles, des barres à mine, des pics, des seaux maçons....

II.1.1. Reconnaissance géologique

Une synthèse bibliographique de la région d'étude préalablement effectuée avant les campagnes de terrain a permis de se faire une idée sur les différentes formations géologiques. La reconnaissance géologique de la zone d'étude a consisté à la recherche et la localisation des affleurements. Chaque affleurement a été examiné pour inventorier les différents types pétrographiques. Les échantillons de roches de chaque faciès pétrographique ont été prélevés.

II.1.2. Prospection des matériaux alluvionnaires et éluvionnaire

La prospection systématique s'est effectuée par lignes de puits en lit vif suivant un alignement dans une maille de 25x20 m. Les lignes de prospection ainsi définies sont les lignes 80N, 60N, 40N, 20N, 20S, 40S, 60S équidistantes de 20 m et parallèle à la ligne 0N (ligne correspondant à l'axe générale de la vallée) d'une part et les lignes 0E, 25E, 50E, et 75E équivalentes de 25 m et perpendiculaires à la ligne 0N d'autre part. Les coordonnées de chaque puits dans le secteur d'étude sont données par rapport aux lignes de base 0N et 0E orientées E-W et N-S, respectivement.

La zone de Mandoga a servi de site de prélèvement des matériaux d'altération. Il s'agit d'une tranchée routière sur l'autoroute Douala-Yaoundé. Les observations ont été effectuées de la base vers le sommet du manteau d'altération.

II.1.3. Prélèvement et traitement des échantillons

Au total, 30 échantillons ont été prélevés dans les puits alluvionnaires, les matériaux d'altération et les roches (figure 8).

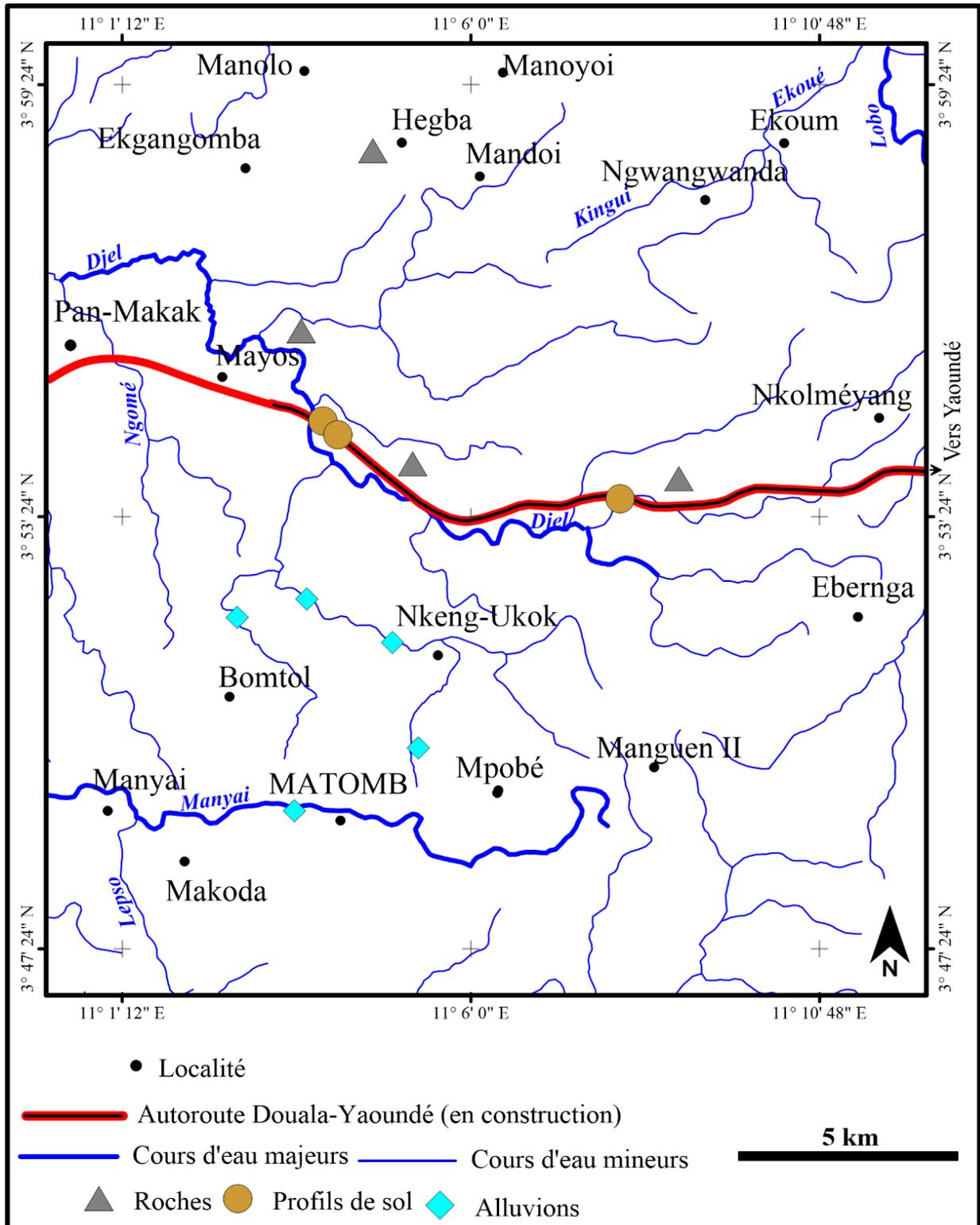


Figure 8: Carte d'échantillonnage.

Le traitement des échantillons s'est fait suivant le protocole indiqué dans les figures 9 et 10. Les techniques d'échantillonnage et de pannage du minerai sont celles préconisées par Chaussier et Morer (1981). Les échantillons ont été prélevés par prise de 10 litres, dans les niveaux gravelleux des puits. Le volume prospecté étant contenu dans le pan, ce dernier est tenu à deux mains, les coudes de l'opérateur prenant appui sur les jambes un peu au-dessus des genoux. Le lavage est fait sur le lieu même des prélèvements, à une station de lavage établie au centre de la zone prospectée.

L'épaisseur du manteau d'altération au niveau de la tranchée routière a été déterminée à l'aide d'un décimètre. Six échantillons ont été prélevés dans les différents horizons. Chaque échantillon a subi le quartage et l'échantillon représentatif a été pesé, les nodules ont été séparés du reste des matériaux de l'échantillon. Après lavage, les concentrés obtenus ont été séchés puis pesés. Les grains de rutil ont été triés dans chaque fraction de concentrés. Leur abondance dans les différentes fractions des concentrés a permis de retenir certaines fractions pour la compréhension du comportement des éléments accompagnateurs. L'ensemble des échantillons sélectionnés a été conservé pour des analyses en laboratoire.

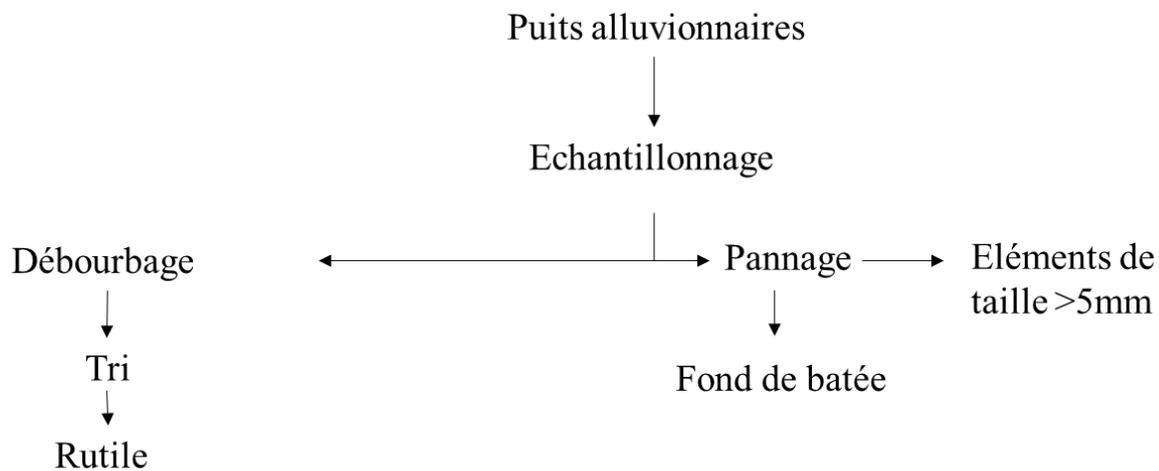


Figure 9: Protocole de traitement des échantillons alluvionnaires.

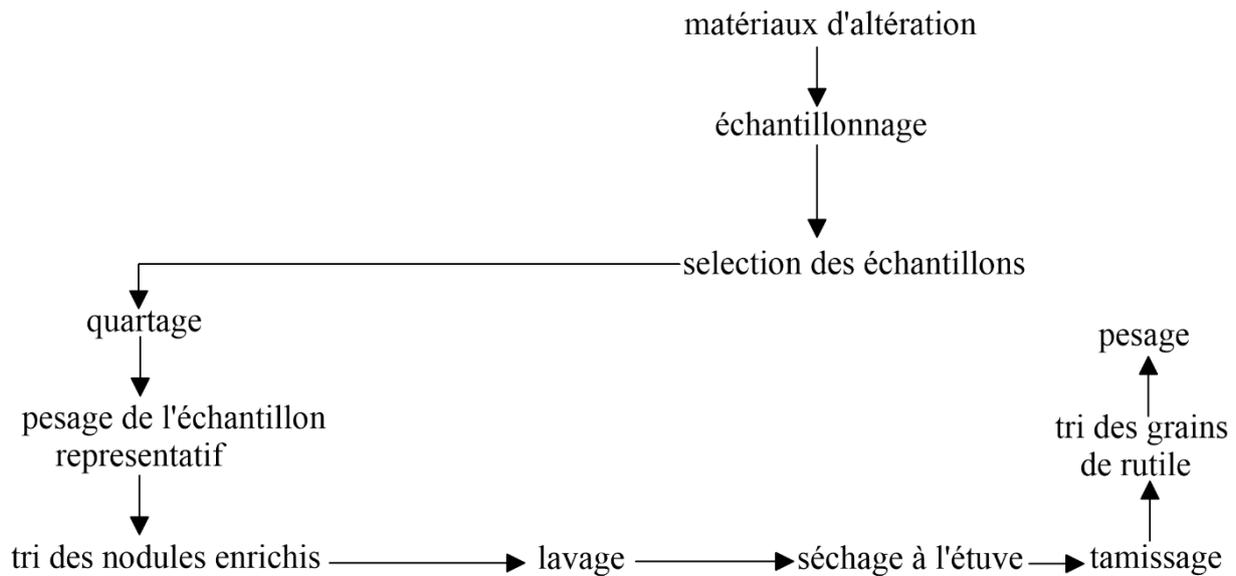


Figure 10: Protocole de traitement des échantillons éluvionnaires.

III. TRAVAUX DE LABORATOIRE

Les travaux de laboratoire se sont effectués en trois principales étapes : (i) les analyses pétrographiques des différents ensembles lithologiques ; (ii) les analyses sédimentologiques des fonds de batée et enfin (iii) les analyses minéralogiques et géochimiques

Les échantillons analysés sont représentatifs des niveaux alluvionnaires et éluvionnaires minéralisés. Les différents ensembles pétrographiques couvrant le secteur d'étude ont également été étudiés. Les matériaux éluvionnaires enrichis en rutile ont été identifiés. Les grains de rutile ont été récupérés à la main puis pesés dans le but de déterminer le pourcentage du rutile dans les différents niveaux du manteau d'altération.

Ce travail a nécessité l'utilisation d'un matériel approprié à savoir : un microscope polarisant, des lames, des lamelles, une loupe binoculaire, une colonne de tamis standardisés AFNOR, une balance de précision, une étuve et une ampoule à décanter.

III.1. Analyse pétrographique des roches

Les échantillons des roches saines sélectionnés dans les principales unités pétrographiques ont servi à la confection des lames minces, à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières de Yaoundé (Annexe de Nkolbisson). L'étude des lames minces a été effectuée au laboratoire des Géosciences des Formations Superficielles et Applications.

Ces lames ont été observées au microscope binoculaire de marque OPTIC IVYMEM SYSTEM.

III.2. Analyses sédimentologiques

Les analyses sédimentologiques des fonds de batée ont été réalisées au laboratoire de Géosciences des Formations Superficielles et Applications du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, après séparation des phases minérales suivant le protocole indiqué à la figure 10.

La granulométrie a été réalisée sur les fonds de batée de plusieurs puits de prospection. L'analyse granulométrique par tamisage est la méthode d'étude utilisée en vue de déterminer les différentes classes granulométriques en fonction du poids et de la taille des grains. Lors de cette étude, huit (08) échantillons ont été sélectionnés dans le lit vif de la rivière Téba (VS01), dans les niveaux graveleux des puits P₁ (VS02, VS03), P₂ (VS04, VS05), P₃ (VS06, VS07) et P₄ (VS08). Les fonds de batée obtenus par lavage du minerai au pan sont séchés à l'étuve, pesés, puis tamisés. Le tamisage est réalisé à l'aide d'une colonne de tamis standardisés AFNOR et d'une tamiseuse électromagnétique. Les mailles des tamis retenues étaient : 2 mm, 1 mm, 500 µm, 250 µm et 200 µm. Le refus de chaque tamis a été pesé et les résultats ont permis de ressortir les pourcentages simples et cumulés des fractions granulométriques. Les courbes cumulatives sont tracées à partir du poids des différentes classes granulométriques portant en ordonnée les pourcentages cumulés et en abscisse, le diamètre des particules exprimé par leur logarithme décimal en mm. Le cumul rétrograde permet d'aller des éléments grossiers vers les éléments fins. L'utilisation de cette cumulation permet de déterminer le type de dépôt des sédiments. Ces courbes ont permis de calculer des indices granulométriques. La fraction des minéraux de taille supérieure à 2 mm a été analysée à la loupe binoculaire.

Les minéraux lourds des fractions comprises entre 1 mm et 200 µm et entre 180 et 50µm, après leur séparation densimétrique au bromoforme (de densité 2,9) ont été triés par séparation magnétique et examinés à la loupe binoculaire et au microscope polarisant après montage sur lames de frottis. Les techniques d'extraction et de montage des minéraux lourds sur lames de frottis sont celles préconisées par Duplaix (1958) et Parfenoff et *al.* (1970). La séparation des minéraux lourds est faite dans un entonnoir à décantation de 250 cm³, rempli à moitié de bromoforme. On y verse ensuite le concentré et avec un agitateur en verre, on imprime au liquide un mouvement tournant qui a pour but de faire descendre les minéraux lourds au fond de l'entonnoir. On répète ce mouvement jusqu'à ce que la séparation soit

complète et on laisse reposer quelques instants. A l'aide d'un entonnoir avec filtre reposant sur un erlen meyer situé sur le robinet, on ouvre le robinet et on le ferme rapidement dès que les minéraux lourds sont tombés dans le filtre de l'entonnoir. On recueille de la même manière le bromoforme et les minéraux légers dans d'autres erlen-meyers munis d'entonnoir et de filtre. Le lavage à l'acide chlorydrique (HCl) dilué à chaud débarrasse les minéraux lourds des impuretés. Après rinçage à l'eau distillée, ils sont montés sur lame de frottis.

Les techniques de montage des minéraux lourds sur lame de frottis sont celles préconisées par Parfenoff (1970). Le tube contenant les minéraux lourds est totalement vidé sur une plaque de verre. On quarte à l'aide d'une aiguille lancéolée de manière à isoler environ 500 grains que l'on fait glisser sur une lame de verre porte-objet. Au préalable, le numéro de l'échantillon et de la fraction granulométrique sont indiqués en haut de la lame. La lame ainsi marquée, avec ces grains bien centrés, est posée sur une platine de Malassez chaude. Le baume de Canada est disposé en anneau autour des minéraux. Lors du chauffage de la platine, le baume s'étale sur les minéraux sans toutefois les disperser. Avec une aiguille montée et chauffée, on remue l'ensemble pour obtenir une préparation homogène sur toute la plaque et éliminer les bulles d'air qui auraient pu rester colées aux gains. La vérification de la cuisson se fait en prélevant une goutte de baume au bout d'une aiguille lancéolée que l'on trempe vivement dans un becher d'eau froide et que l'on essaie de faire craquer sur un carreau de faïence. Elle ne craque que lorsque la cuisson est « à point ». Le baume était cuit, il s'agit de recouvrir la préparation pour éviter la formation de nombreuses boules, on tient la lamelle entre le pouce et l'index, on amène une de ses arêtes en contact avec le baume en prenant soin que ce contact se fasse bien sur toute la longueur. On penche ensuite la lamelle à 45° au-dessus de la préparation et on lâche, laissant le baume s'étendre. A ce moment, on appuie sur l'ensemble avec la manche d'une aiguille montée, pour chasser le baume en excès et obtenir une épaisseur convenable. Puis la lame est posée sur un carreau de faïence et on presse encore sur la lamelle pendant que le baume durcit. La lame est enfin noyée en la trempant dans l'alcool et en nettoyant soigneusement.

Après triage et comptage, 147 grains de rutile de granulométrie variée ont été observés à la loupe binoculaire, puis au microscope polarisant. L'étude morphoscopique consiste en une détermination complète de la forme, l'état de surface, l'aspect des bords, la couleur et le degré d'usure (Parfenoff et *al.*, 1970). Les différentes analyses sédimentologiques effectuées ont permis d'identifier le degré de classement des matériaux, le mode et l'agent de transport et

les empreintes laissées par le milieu dans lequel ces matériaux ont séjourné afin d'en déduire la chronologie des événements qu'ils ont subis.

III.3. Analyse minéralogiques et géochimiques

III.3.1. Minéralogie

Les analyses minéralogiques ont été effectuées sur les poudres des fonds de batée dans quinze échantillons alluvionnaires dans les laboratoires de Géosciences à Sudbury (Canada). Elles ont été déterminées par diffractométrie de rayons X (DRX) à l'aide d'un diffractomètre de type pan Analytical X PERT PRO. Par la suite, les estimations semi-quantitatives des minéraux ont été déterminées sur des diffractogrammes de rayons X.

III.3.2. Géochimie

Les analyses chimiques des éléments majeurs, traces et terres rares ont été effectuées sur des échantillons qui ont été préalablement pulvérisés dans un ballon fait à 99,8 % d'alumine. Pour la détermination de la perte au feu, les poudres ont d'abord été placées à l'étuve à 105°C sous nitrogène pour éliminer l'eau adsorbée et ensuite au four à 1000°C sous oxygène pour éliminer l'eau de constitution.

Les concentrations en éléments majeurs ont été déterminées par fluorescence de rayons X. Les poudres ont été mélangées à du tétraborate de lithium avant analyse au spectromètre de rayons X de type Rigaku RIX 3000.

Pour la détermination des teneurs en éléments traces et terres rares, les poudres des échantillons ont été préparées pour des analyses à la spectrométrie de masse de type ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Elles ont été traitées dans un mélange de deux acides (HCl et HClO₄) à 120°C dans les boîtes en teflon pendant une semaine. Ensuite, les poudres ont été rincées dans l'acide nitrique dilué (HNO₃) puis séchées. Le résidu a ensuite été dissout dans un mélange acide (HCl et HClO₄) et séché une seconde fois avant d'être dissout dans un mélange de trois acides (HNO₃, HCl et HF) chauffé à 100°C. Les échantillons de solutions dissoutes ont été analysées à l'aide d'un ICP-MS de type Perkin Elmer Elan 9000. Les solutions standards ont été mesurées pour trente échantillons après le passage de dix échantillons par série. Les données ont été reportées pour une large bande de métaux de transition. A cause de l'incertitude des concentrations des éléments dans les matériaux de référence, certifiés à de très faibles concentrations, les limites de détection

étaient plus élevées que les limites minimales calibrées de l'appareil. Lorsque certaines données étaient inférieures à la limite de détection, les solutions ont été ré-analysées en utilisant un groupe de quatre solutions synthétiques calibrées contenant quatorze terres rares, Y, U, Th, Hf, Zr, Nb, Ta, Rb et Sr. Les limites de détection obtenues étaient plus faibles et cette bande ne concernait que quelques éléments.

Conclusion

Le secteur d'étude est situé dans la région du Centre, dans les arrondissements de Matomb. Il appartient au Groupe de Yaoundé, correspondant à la bordure NE remobilisée du craton du Congo. La méthodologie utilisée est celle de la prospection géologique, éluvionnaire et alluvionnaire. Les échantillons recoltés sur le terrain et sélectionnés au laboratoire ont subis des analyses spécifique dans plusieurs laboratoires nationaux et internationaux.

**CHAPITRE III : PETROLOGIE DES ROCHEES DE LA
REGION DE MATOMB**

Introduction

Ce chapitre fait un inventaire des formations géologiques du secteur d'étude et présente leurs caractéristiques sur le plan pétrographique et géochimique.

III.1. Gneiss à grenat

Les gneiss à grenats ont grisâtres (11f). Ils constituent la roche trame des localités de Mandoga, Mayos et Hegba. L'omniprésence de la biotite dans tous les affleurements est un trait remarquable. A la cassure, la roche montre des minéraux à grains moyens à fins.

Au microscope, la roche est caractérisée par une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Figure 12a) constituée de quartz, plagioclase, feldspath, biotite, grenat, minéraux opaques et minéraux accessoires comme le rutile, le zircon et l'apatite.

Le quartz (40%) se présente soit sous forme de cristaux xénomorphes, soit sous forme de rubans polycristallins, soit sous forme de granules en inclusions dans les porphyroblastes de grenat (figure 12b). Les cristaux sont associés au plagioclase, feldspath potassique, grenat et biotite.

Le plagioclase (~30%) se présente sous forme de cristaux trapus aux dimensions variables. Il est associé aux cristaux de quartz et biotite.

La biotite (13%) apparait sous forme de paillettes. Les minéraux de biotite sont parfois effilochés (figure 12b). Ces paillettes ont des dimensions variables et parfois sont en inclusions dans les porphyroblastes de grenat (figure 12b). La biotite est associée au quartz, plagioclase et grenat.

Le grenat (15-20%) est observé soit sous forme de cristaux globuleux dispersés dans la roche, soit sous forme de porphyroblastes criblés d'inclusions de quartz, biotite et minéraux opaques. Les cristaux présentent parfois des golfes de corrosion à biotite et quartz. Certains porphyroblastes de grenat présentent des couronnes de quartz et biotite enveloppées par la schistosité externe «Se» à quartz. Le grenat est aussi associé au plagioclase.

Les minéraux opaques se présentent sous forme de cristaux sub-automorphes et sont en inclusions dans les porphyroblastes de grenat (figure 12b).

Le rutile (~4%) se présente sous forme de cristaux subarrondis, en inclusions dans les porphyroblastes de grenat. Il contient parfois des inclusions de graphite sous forme de baguettes.

Le zircon et l'apatite se présentent sous forme de cristaux subautomorphes, en inclusions dans les porphyroblastes de grenat.

III.2. Gneiss à grenat et disthène

Les gneiss à grenat et disthène (figure 12c) affleurent sur les berges de la rivière Ndjouel et en petits dômes à Mintaba. La plupart des affleurements immergés sont complètement altérés alors que ceux qui sont éloignés de la rive montrent un aspect frais à la cassure.

Au microscope optique, la roche est caractérisée par une microstructure granoblastique (figure 12c). Les bandes claires sont quartzo-feldspathiques alors que les bandes sombres se composent de biotite, disthène, grenat et minéraux opaques.

Le grenat (5-15%) est allongé suivant la foliation et de taille variable (0,3 à 1,5 mm). Il renferme régulièrement en inclusions le quartz, la biotite et les minéraux opaques.

Le disthène (15-25%) est abondant. Il se présente sous forme de cristaux allongés et parfois orienté.

Le quartz (25-40%) est xénomorphe et associé au plagioclase, au feldspath potassique et à la biotite. Certains cristaux ont une forme amiboïdale, d'autres se présentent sous forme de rubans polycristallins (figure 12c). Ils montrent une extinction onduleuse.

Le plagioclase (10-35%) se présente sous forme de petits cristaux associés au quartz, aux feldspaths et à la biotite. Ces cristaux sont de dimensions variables.

La biotite (<10%) se présente sous forme de lamelles allongées, parfois déchiquetées dont la taille peut atteindre 0,5 mm. Ces paillettes sont orientées préférentiellement et forment l'essentiel des lits ferromagnésiens. Elles sont fréquemment associées au quartz, au plagioclase et aux feldspaths.

Les minéraux opaques (~5%) se présentent sous forme de granules dispersées dans la roche. Certains cristaux sont en inclusions dans le quartz (figure 12c).

III.3. Micaschistes à grenat

Ils sont disposés en dalle sur les berges et en dôme sur les sommets de colline (figure 11e). Ils sont associés aux gneiss. Ils sont homogènes dans leur composition minéralogique et leur aspect macroscopique. Ils présentent une surface brillante et de teinte gris foncé à brun. Cette roche présente une superposition de lits micacés.

Au microscope, la roche est à texture lépidogranoblastique, constituée essentiellement de micas, de feldspaths alcalins, de quartz, de grenat et de minéraux opaques.

Le quartz est généralement moins abondant (15% en moyenne) et se présente sous forme de plages polycristallines à points triples tendant à cristalliser en petits rubans ou en mosaïque de quartz allongés et non déformés. Toutefois, il existe de gros cristaux de quartz à extinction roulante. Les plages de quartz contiennent souvent de petits cristaux de microcline. Les autres minéraux comme les plagioclases (25-35%) et les micas (15 -20%) sont plus abondants.

La biotite est fraîche, déchiquetée, étirée et brune. Elle forme autour des plagioclases une texture en feuillets composée d'un nombre très élevé de petites lamelles, fortement pléochroïques (figure 12f).

La muscovite est peu abondante (10%). De forme lamellaire, elle est également striée et se trouve presque toujours associée à la biotite. Plus large que la biotite, elle contient des inclusions de quartz et de minéraux opaques.

Le microcline forme avec le quartz une masse granoblastique légèrement orientée. Il est très peu abondant (7%). Les cristaux sont cassés, fissurés, tordus et granulés à la périphérie. Cette granulation importante aboutit à la formation de petits cristaux xénomorphes de 0,5 à 1 mm de diamètre. On observe également quelques porphyroblastes de quartz.

Le grenat est soit sous forme de poeciloblaste polylobé, légèrement allongé suivant la foliation et de taille variable (0,3 à 1,5 mm), soit sous forme de rares monoblastes subsphériques. Les deux formes renferment régulièrement le quartz, la biotite et les oxydes opaques en inclusions.

Le rutile est peu abondant. Les cristaux sont allongés parfois orientés et en inclusions dans les porphyroblastes de grenat.

Les minéraux opaques sont xénomorphes, d'allure squelettique et généralement en inclusions dans le grenat.

III.4. Quartzites

Ils se présentent en masses compactes constituées essentiellement de quartz translucide et vitreux.

En lame mince, la roche est constituée d'une matrice granoblastique. Elle est composée essentiellement de quartz (95-99%) et de minéraux opaques.

III.5. Gneiss migmatitiques

Les gneiss migmatitiques (figure 11) affleurent en dalles et en petits dômes. La plus part des affleurements sont encore non altérés montrant un aspect claire à la cassure.

Au microscope, la roche présente une microstructure granoblastique (figure 12) et se composent de quartz, plagioclase, biotite et minéraux opaques.

Le quartz (25-40%) est xénomorphe et associé au plagioclase, aux feldspaths potassiques et à la biotite. Certains cristaux ont une forme amiboïdale, d'autres se présentent sous forme de rubans polycristallins (figure 12). Ils montrent une extinction onduleuse.

Le plagioclase (10-35%) se présente sous forme de petits cristaux, associés au quartz, aux feldspaths et à la biotite. Les cristaux ont des dimensions variables.

La biotite (<10%) se présente sous forme de lamelles allongées, parfois déchiquetées dont la taille peut atteindre 0,5 mm. Ces paillettes sont orientées préférentiellement et forment l'essentiel des lits ferromagnésiens. Elles sont fréquemment associées au quartz et aux feldspaths.

Les minéraux opaques (~5%) se présentent sous forme de granules dispersées dans la roche. Certains cristaux sont en inclusions dans le quartz (figure 12).



Figure 11: Caractères macroscopiques des roches du secteur d'étude : a,b) Gneiss migmatite, c, d) gneiss à grenat et disthène, f, g) gneiss à grenat, e) micaschiste à grenat

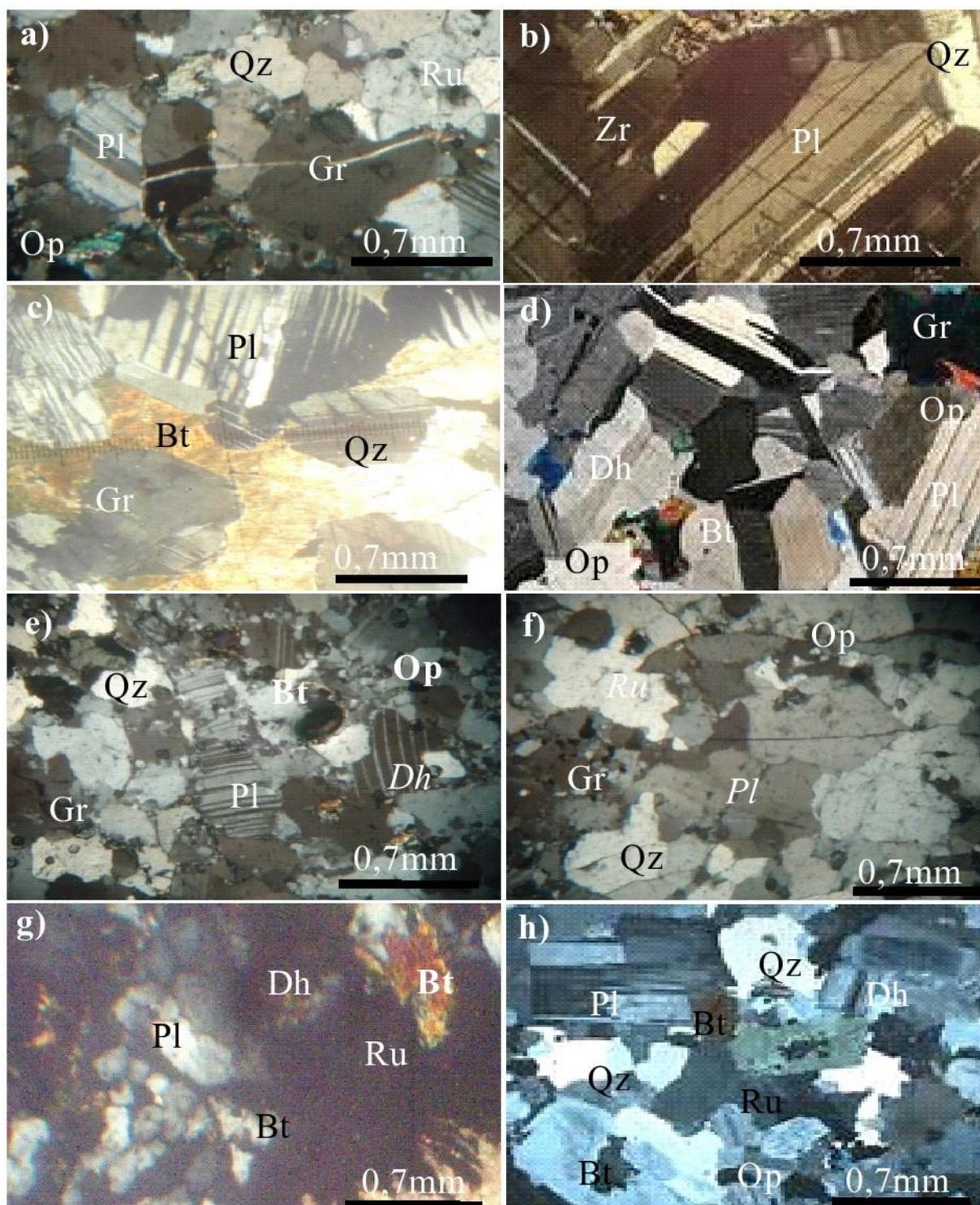


Figure 12 : Caractères microscopiques des roches du secteur d'étude : (a et b) lames minces des gneiss à grenat et micas, (c et d) lames minces des gneiss à grenat et à disthène, (e et f) lames minces des gneiss migmatitiques, (g et h) lames minces des micaschistes.

III.6. Géochimie des roches

III.6.1. Distribution des éléments majeurs

Les teneurs en SiO₂ des différentes roches (GE1, GE2 et HB) sont très élevées (58 à 67%) par rapport aux roches de Matomb (Nyeck et *al.*, 2019). TiO₂ se caractérise par des teneurs qui varient entre 1 à 2% (tableau 3). Celles en Al₂O₃ sont comprises entre 14 et 17% (tableau 3). Les teneurs en Fe₂O₃ évoluent entre 5 et 7% (tableau 3). Les concentrations en CaO et MgO varient de 1 à 4% et 2 à 4%, respectivement (tableau 3). Les teneurs en Na₂O, MnO et K₂O sont faibles; elles évoluent respectivement dans les intervalles 2-4-%, 1-3% et inférieures à 1%. Les teneurs en P₂O₅ sont légèrement supérieures à la limite de détection.

Tableau 3 : Distribution des éléments majeurs dans les gneiss de Matomb

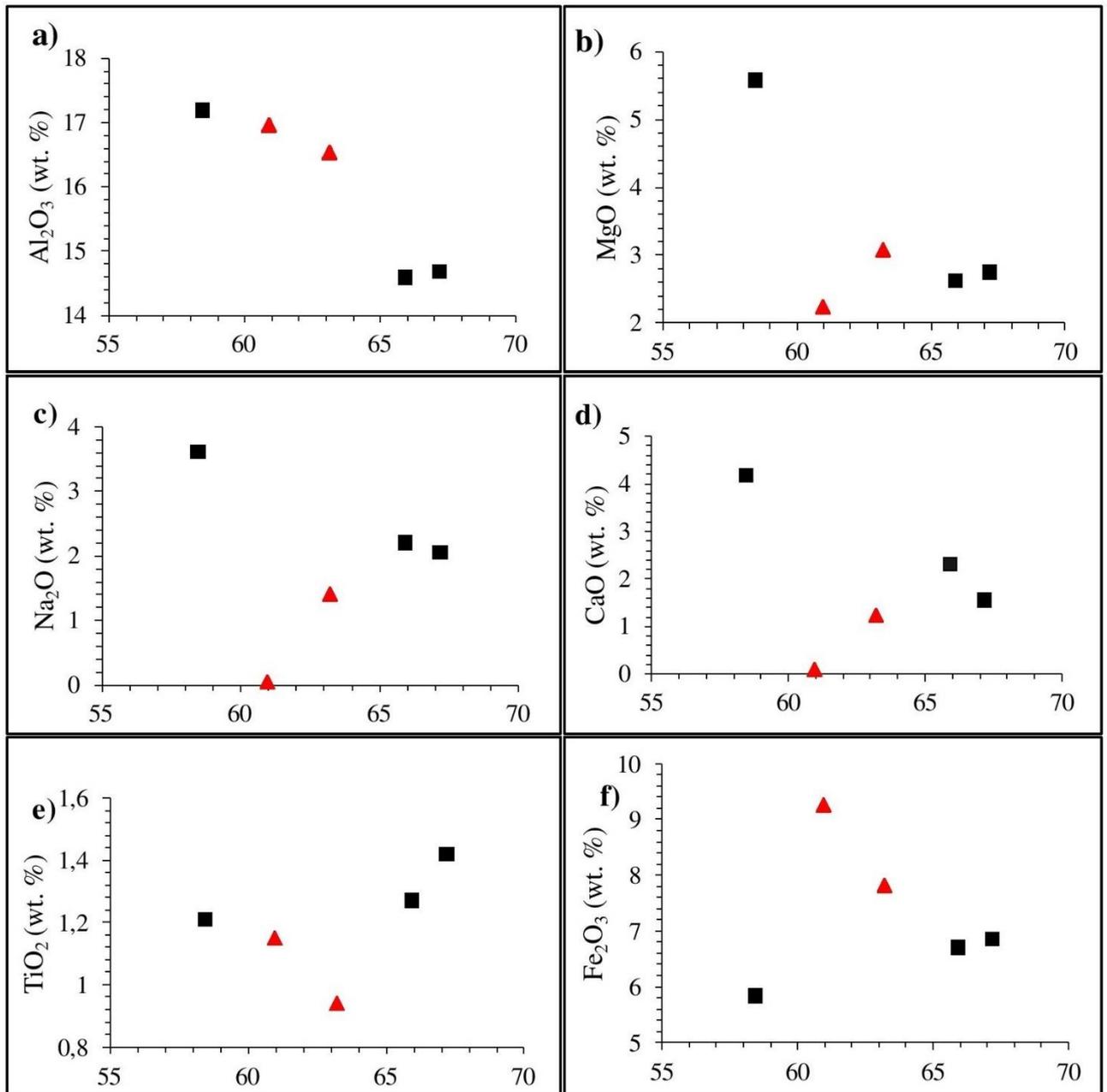
	L.d.	Gneiss à grenat			Gneiss à grenat et disthène	Gneiss migmatitique
		GE1	NRV1*	NRV2*	GE2	HB
SiO ₂	0,04	58,45	63,21	60,96	67,18	65,91
Al ₂ O ₃	0,02	17,19	16,52	16,93	14,68	14,59
Fe ₂ O ₃	0,01	5,84	7,82	9,26	6,85	6,70
MnO	0,002	0,06	0,16	0,04	0,11	0,09
MgO	0,01	5,58	3,08	2,34	2,75	2,62
CaO	0,006	4,18	1,24	0,1	1,56	2,32
Na ₂ O	0,02	3,61	1,41	0,05	2,05	2,21
K ₂ O	0,01	3,19	2,59	2,05	1,92	2,54
TiO ₂	0,01	1,21	0,94	1,15	1,42	1,27
P ₂ O ₅	0,002	1,14	0,15	0,17	0,06	0,21
LOI	-	1,06	1,92	6,39	1,17	1,04
Total	-	100,45	99,04	99,46	98,58	98,46

LOI : Loss on ignition.

L.d. : Limite de détection.

*Données de Nyeck et al. (2019).

Des corrélations positives s'observent entre SiO₂ et TiO₂ (figure 13). Aussi, SiO₂ présentent des corrélations négatives avec Al₂O₃ et MgO (figure 13).



SiO₂ (wt. %)

SiO₂ (wt. %)

■ Données actuelles ▲ Nyeck et al. (2019)

Figure 13 : Diagrammes binaires entre certains éléments majeurs et la silice dans les gneiss de Matomb.

III.6.2. Distribution des éléments traces

Parmi les éléments traces, le baryum, V et Cr présentent des teneurs élevées. Les concentrations en Ba varient de 60 à 975 ppm. Les teneurs en V sont comprises entre 111 et 370 ppm. Celles en Cr oscillent entre 136 à 1063 ppm.

Plusieurs éléments traces tels que le nickel (17-101 ppm), Cu (9-130 ppm), Y (9-29 ppm), Co (7-27 ppm), Sr (8-386 ppm), Ga (18-37 ppm), Pb (11-36 ppm), Rb (5-136 ppm), et Li (27-37 ppm) ont des teneurs significatives et variables en fonction du type lithologique (tableau 4).

Le molybdène, Hf, U, Ta, Be, Cd, Cs, Ln, Tl et W ont des teneurs faibles et parfois inférieures à l'unité (tableau 4).

Certains éléments traces comme le nickel, Co, Ni, Zr, V, Th, Pb et Ga présentent des corrélations positives dans les roches du groupe de Yaoundé. Le chrome est corrélé positivement au Ni. Le cobalt est corrélé positivement avec V. Le zirconium présente une corrélation positive avec Th, Ga avec Pb et le thorium avec le vanadium (figure 14).

III.6.3. Distribution des terres rares

La somme des terres rares varie entre 99 et 358 ppm (tableau 5). Les terres rares légères sont plus abondantes que les terres rares lourdes. Les teneurs en terres rares légères varient entre 83 et 339 ppm avec les valeurs les plus faibles s'observent dans l'échantillon NRV1 (tableau 5). Les teneurs en terres rares lourdes varient entre 15 et 43 ppm (tableau 5). Les terres rares à teneurs élevées sont le cérium (36-160 ppm), La (17-53ppm) et le Nd (18-71 ppm). Les valeurs du rapport $(La/Yb)_N$ varient entre 5 et 25 (tableau 5).

Les spectres des terres rares normalisées par rapport aux données de la chondrite (McDonough et Sun, 1995) sont homogènes et présentent deux caractéristiques (figure 15) : (i) un enrichissement relatif en terres rares légères et (ii) des anomalies négatives en europium.

Le comportement des terres rares de la zone d'étude est similaire à celui obtenu par Nyeck et *al.* (2019). Elles présentent un enrichissement en LREE par rapport aux terres rares lourdes et des anomalies négatives en Eu (figure 15).

Tableau 4 : Distribution des éléments traces dans les gneiss de Matomb.

	L.d.	Gneiss à grenat			Gneiss à grenat et disthène	Gneiss migmatitique
		GE1	NRV1*	NRV2*	GE2	HB
Cr	3	138	1063	1031	192	136
V	0,8	111,9	>370	>370	223,2	201,5
Ni	0,7	17,9	31,2	30,8	101,3	71,3
Zn	1,8	148,4	82,3	82,7	132,6	132,4
Cu	1,4	9,6	130,2	123,4	28,2	40
Co	0,13	18,38	7,98	7,8	26,72	25,35
Sc	1,1	12,8	>63	>63	14,8	14
Ti	7	6896	4383	7578	8839	7394
Ba	0,8	748,2	67,6	69,7	484,5	975,4
Zr	6	132	236	244	436	273
Sr	0,6	385,7	9,3	8,9	217,2	225,2
Y	0,05	22,45	9,08	12,24	23,34	28,87
Li	0,4	36,7	29	27	19,2	17,6
Ga	0,04	29,05	37,45	36,99	21,95	18,53
Pb	0,18	22,76	33,95	35,83	11,13	16,1
Rb	0,11	136,46	5,65	6,09	70,49	79,95
Nb	0,028	8,111	13,92	28,37	13,18	16,95
Cs	0,01	3,999	0,26	0,25	1,025	0,89
Hf	0,14	3,53	6,45	7,04	10,39	7,7
Mo	0,08	1,31	11,37	11,29	1,92	99,99
Th	0,018	11,43	39,54	42,73	27,06	19,15
U	0,011	3,31	5,79	6,24	2,34	1,95
Ta	0,007	0,315	0,916	2,117	1,478	1,152
Be	0,04	2,23	0,72	0,63	0,48	0,7
W	0,05	0,19	0,97	1,66	0,99	1,03
Tl	0,02	0,8	0,06	0,07	0,39	0,49
Sn	0,16	2,3	1,25	1,58	1,01	0,82
Sb	0,04	>0,04	>0,04	0,4	0,34	<0,04

L.d.: Limite de détection.

*Données de Nyeck et al. (2019).

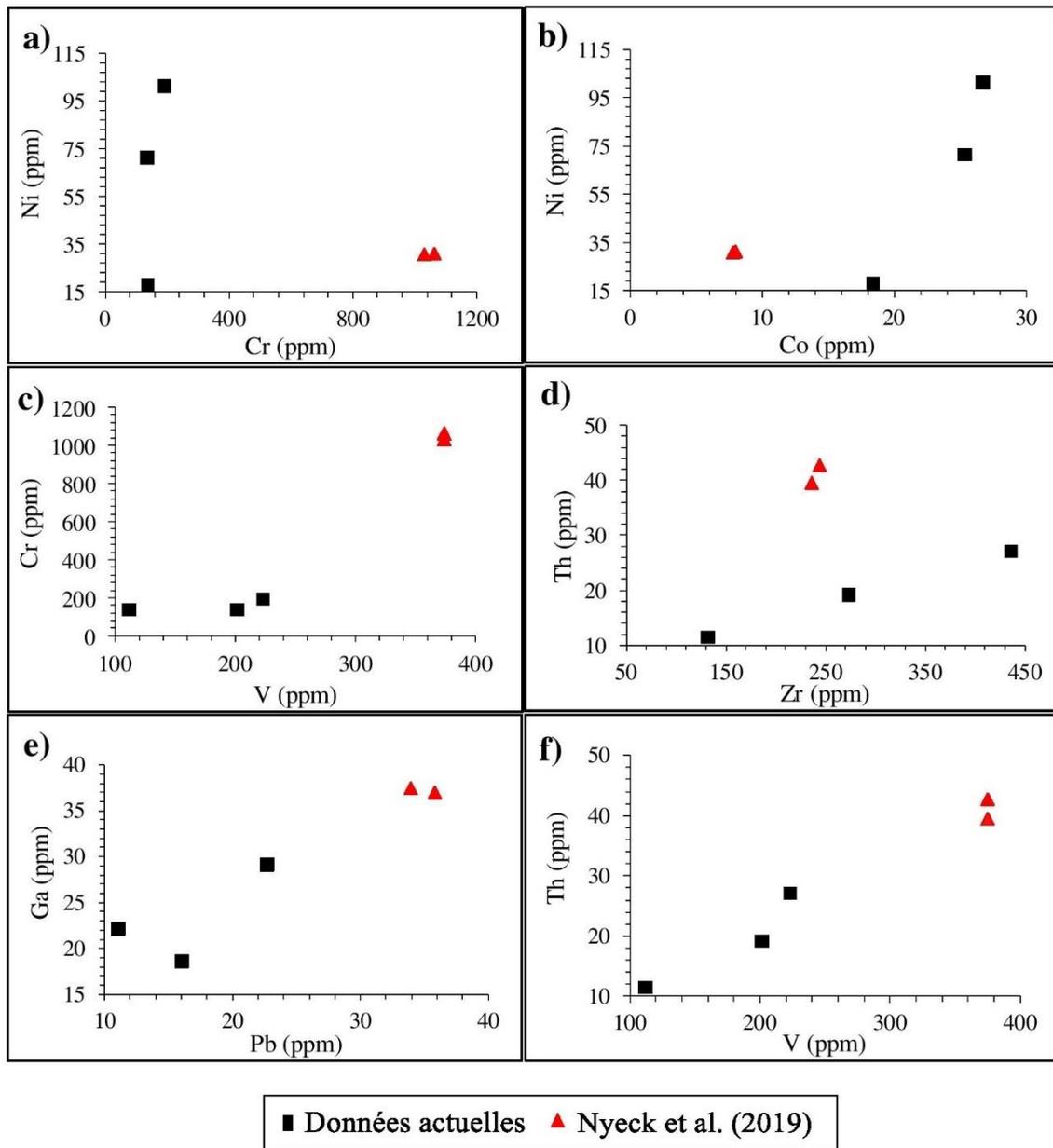


Figure 14 : Diagrammes comparatifs des éléments traces dans les gneiss de Matomb.

Tableau 5 : Distribution des terres rares dans les roches.

	L.d.	Gneiss à grenat			Gneiss à grenat et disthène	Gneiss migmatitique
		GE1	NRV2*	NRV2*	GE2	HB
La	0,04	53,1	17,55	33,1	78,1	52,6
Ce	0,12	127,67	36,5	67,57	159,5	113,94
Pr	0,14	16,45	4,54	8,25	18,3	12,89
Nd	0,06	70,64	18,91	31,95	69,61	49,62
Sm	0,012	18,16	4,21	6,16	11,62	9,9
Eu	0,003	2,13	1,64	1,34	1,49	1,6
Gd	0,009	16,33	4,28	5,29	8	7,69
Tb	0,002	1,63	0,68	0,81	0,88	0,98
Dy	0,009	6,14	4,38	5,28	4,59	5,68
Ho	0,003	0,83	0,86	1,09	0,85	1,13
Er	0,007	1,77	2,54	3,36	2,4	3,29
Tm	0,002	0,21	0,36	0,5	0,34	0,47
Yb	0,009	1,36	2,32	3,35	2,31	3,06
Lu	0,002	0,2	0,35	0,5	0,37	0,45
REE	-	316,62	99,12	178,36	358,36	263,3
LREE	-	288,15	83,35	148,37	338,62	240,55
HREE	-	28,47	15,77	29,99	19,74	22,75
LREE/HREE	-	10,12	5,29	4,95	17,15	10,57
Ce/Ce*	-	1,05	0,99	0,99	1,02	1,06
Eu/Eu*	-	0,38	1,18	0,72	0,47	0,56
(La/Yb) _N	-	26,52	5,14	6,71	22,97	11,68

L.d.: Limite de détection.

$(La/Yb)_N : (La_{\text{échantillon}}/La_{\text{chondrite}})/(Yb_{\text{échantillon}}/Yb_{\text{chondrite}})$.

$Ce/Ce^* : (Ce_{\text{échantillon}}/Ce_{\text{chondrite}})/(La_{\text{échantillon}}/La_{\text{chondrite}})^{1/2}(Pr_{\text{échantillon}}/Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}$.

$Eu/Eu^* : (Eu_{\text{échantillon}}/Eu_{\text{chondrite}})/(Sm_{\text{échantillon}}/Sm_{\text{chondrite}})^{1/2}(Gd_{\text{échantillon}}/Gd_{\text{chondrite}})^{1/2}$.

*Données de Nyeck et al. (2019).

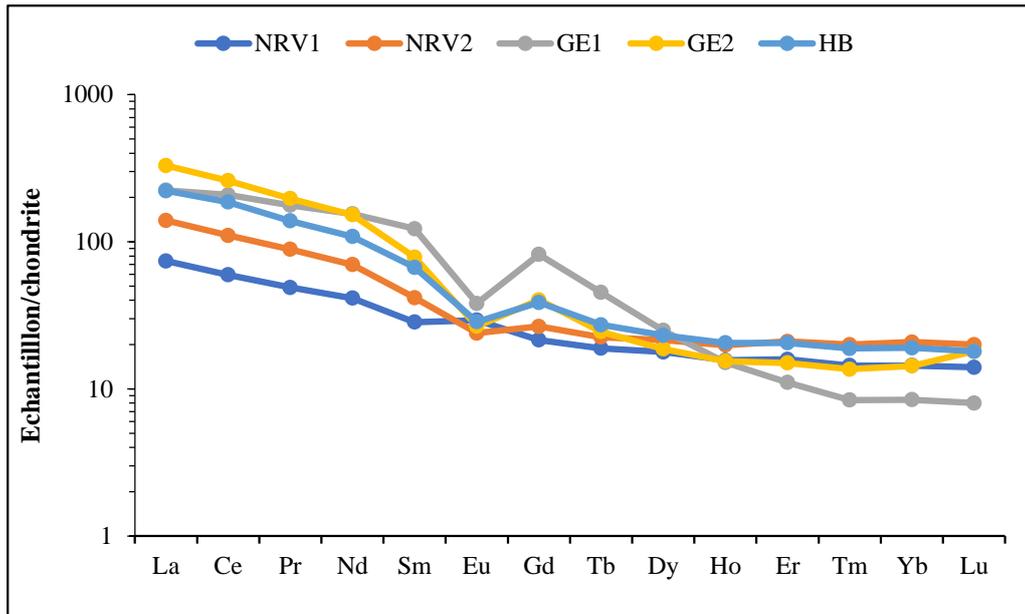


Figure 15 : Spectres des terres rares des gneiss de Matomb normalisés par rapport à la chondrite.

Conclusion

Les formations lithologiques rencontrées dans la région de Matomb sont essentiellement gneissiques. Elles ont des teneurs élevées en SiO_2 et modérées en Al_2O_3 . Par contre, les teneurs sont faibles en TiO_2 . Les teneurs sont faibles en éléments traces et modérées en terres rares. Parmi les éléments traces, Ba, V et Cr présentent les teneurs les plus significatives. Les spectres normalisés des terres rares révèlent un enrichissement relatif en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et des anomalies négatives en europium.

**CHAPITRE IV : PETROLOGIE DES
LATERITES**

Introduction

L'altération désigne la modification des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc des roches par les agents météoriques, les eaux souterraines, thermales et de surface. Elle est fonction du climat, de la température des eaux, de la nature des roches et de leur degré de fracturation (Foucault et Raoult, 2000). Très souvent, ces roches subissent une altération hydrothermale suivie d'une altération météorique. Ce chapitre décrit les caractères pétrologiques des matériaux d'altération du secteur d'étude.

I. Pétrographie, morphologie et minéralogie

Un profil d'altération bien différencié et épais de plus de 20 m s'est développé au dessus du gneiss qui constitue la roche mère (figure 16).

I.1. Roche-mère

C'est un gneiss qui se compose d'une alternance de lits millimétriques discontinus d'aspect clair et sombre. Les lits clairs quartzo-feldspathiques sont riches en quartz, feldspaths et muscovite tandis que les lits sombres présentent des lamelles de biotite. Ce gneiss contient le grenat et le disthène de taille centimétrique à millimétrique, rencontrés dans la trame de la roche (figure 17).

I.2. Ensemble altéritique

Il apparaît sur une épaisseur de 22 m et est composé de l'isaltérite et de l'allotérite. L'isaltérite est épaisse de 17 m environ, c'est un niveau brun clair jaune (10YR6/8) et argilo-limoneux. Trois types de blocs s'y distinguent: les blocs semi arrondis, les blocs de petite taille et les blocs de grande taille. Les blocs semi arrondis occupent 20% du volume du niveau, ils sont denses, jaunes (10YR7/6) et pouvant atteindre 50 cm de diamètre. Les petits blocs de couleur noirâtre d'environ 3 mm de diamètre s'effritent au toucher et sont sableux. Ces blocs contiennent des nodules grenatifères en voie d'altération. On observe aussi quelques reliques de matériaux parentaux de tailles centimétriques à décimétriques et des gros grains de rutile dans des reliques des lits quartzo-feldspathiques sub-horizontaux (figure 18).

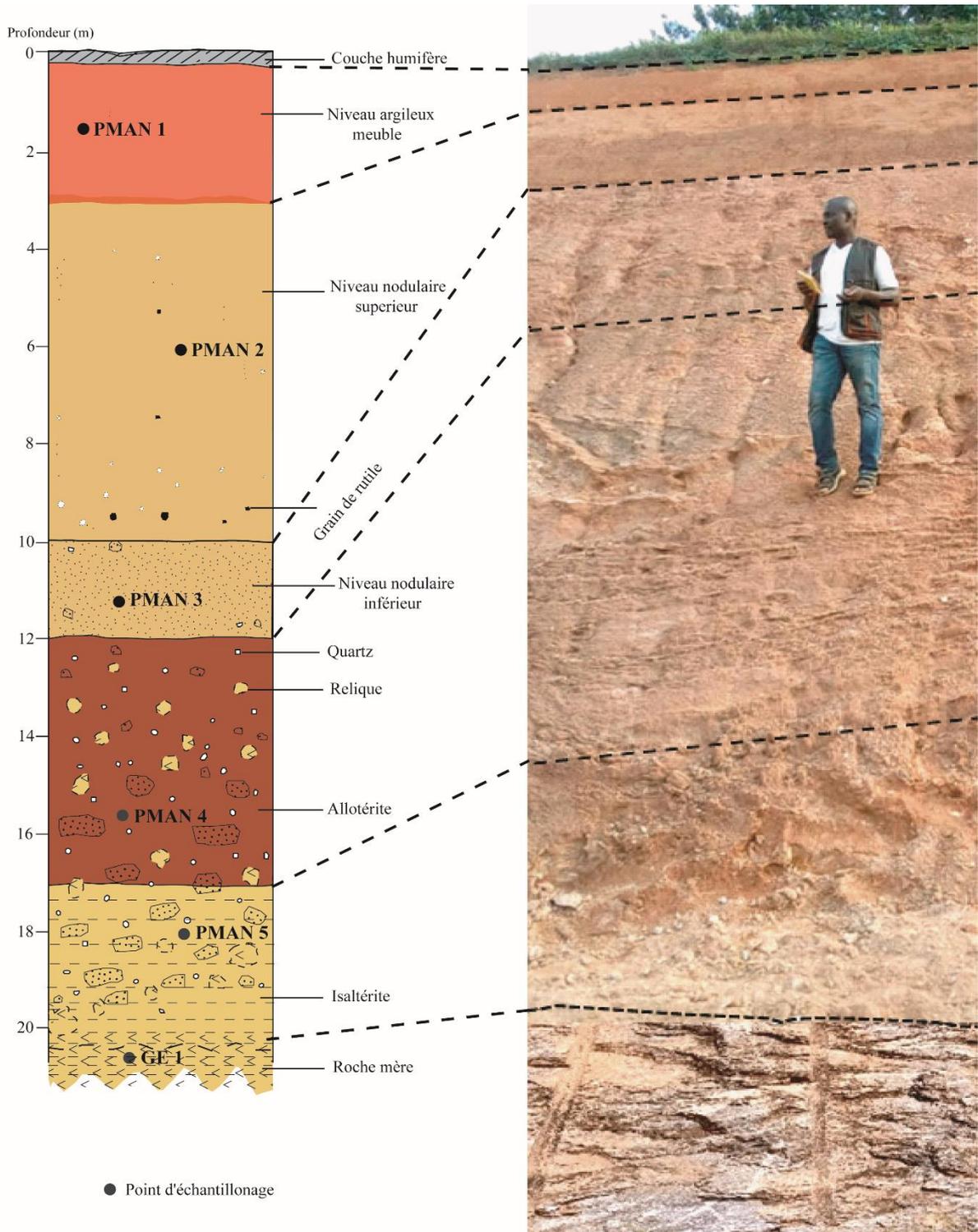


Figure 16 : Organisation des matériaux d'altération du secteur d'étude



Figure 17 : Affleurement de gneiss dans une tranchée routière de Matomb.

L'allotérite épaisse de 17 m environ. C'est un niveau sableux avec beaucoup de relique de lits quartzo-feldspathiques. Le niveau supérieur présente une couleur brun jaunâtre (10YR5/8). La transition avec l'ensemble glébulaire médian est progressive (figure 18).

I.3. Ensemble glébulaire

Il est épais de 38 m environ et il se subdivise en trois horizons.

L'horizon nodulaire inférieur est épais de 18 m et de couleur grise (5Y5/1). Il est caractérisé par la présence des veines quartzo-feldspathiques en cours de démantèlement. C'est un niveau à structure polyédrique. Il renferme des grains de quartz de taille millimétrique. Vers la base, on observe des nodules ferrugineux à cortex jaunâtre (10R8/4) et à nucléus rouge (10R5/6). La transition avec l'horizon médian est peu nette.



Figure 18 : Veine orientée N-S porteuse de minéralisation de rutile dans les isaltérites.



Figure 19: Lit quartzo-feldspathique en cours d'altération à l'intérieur de l'allotérite et contenant des grains de rutile.

L'horizon nodulaire médian épais de 17 m, comporte une juxtaposition de domaines rouge pâle (2,5YR5/6), brun grisâtre (2,5Y5/2), brun jaune (10YR6/8), jaunes (10YR7/6) et blancs (2,5Y8/2) (figure 20). C'est un horizon meuble et poreux, à texture argilo-sableuse. Les domaines rouges (10R5/6) sont centimétriques et allongés, ils occupent 30% de l'ensemble. Les domaines gris (5Y5/1) sont centimétriques et grossièrement horizontaux et occupent 25% de l'ensemble et s'imbriquent entre les autres domaines. Leurs contours sont nets. Les domaines jaunes (10YR7/8) sont de tailles millimétriques à pluricentimétriques, fusiformes et légèrement friables, ils occupent 20% de l'horizon. Les domaines brun jaune (10YR6/6) et blancs (5YR1/1) sont semblables aux précédents, mais présentent des contours diffus et occupent respectivement 15% et 20% de l'ensemble. La transition avec l'horizon supérieur est soulignée par l'apparition progressive de nodules de grande taille.



Figure 20 : Demantèlement d'un filon de quartz minéralisé en rutile dans le niveau nodulaire médian.

L'horizon nodulaire supérieure est épais de 7 m environ. C'est un horizon riche en rutile. Il est constitué de nodules ferrugineux, de carapaces ferrugineuses, de grains de rutile et de rares blocs de cuirasse, le tout emballé dans une matrice argileuse jaune (10YR7/6), meuble, polyédrique et poreuse. Les éléments grossiers que constituent les nodules, les carapaces et les cuirasses, représentent 60% de l'horizon nodulaire supérieur.

Deux types de nodules y sont observés : les nodules sub-sphériques à sphériques et les nodules aplatis. Les nodules sub-sphériques à sphériques représentent 50% de l'ensemble des nodules ; ils sont régulièrement répartis dans l'ensemble glébulaire. Leur taille varie du millimètre au centimètre et ils sont faiblement indurés. Les nodules de la base présentent un cortex rougeâtre (2,5YR3/2) et un nucléus rouge (2,5YR3/6) à la cassure qui devient

progressivement jaune (10YR7/8) finement alvéolaire et à petits grains de quartz vers le coeur.

Les nodules aplatis ont une taille pouvant atteindre un centimètre de diamètre et présentent une surface rugueuse. Ils sont faiblement indurés. A la cassure, ils présentent un nucleus jaune (10YR/8) finement poreux avec de petits grains de quartz.

Les carapaces ferrugineuses sont abondantes à la base de l'ensemble glébulaire où elles représentent 35% de ce dernier. Leur diamètre atteint rarement 50 cm (figure 21). Vers le sommet du manteau, leur taille et leur diamètre diminuent, elles ne représentent plus que 10% environ des glébules. Leur diamètre ne dépasse guère 15 cm au sommet de l'ensemble. La structure de ces matériaux rappelle celle de la roche saine, elles sont constituées de domaines rouge jaune (5YR5/8) traversés par de petits filons blancs (5YR8/1) et centimétriques. On observe également des nodules sub-sphériques à sphériques qui présentent un cortex rouge (2,5YR3/2). Des grains de quartz translucides millimétriques à centimétriques sont observés dans ces blocs cuirassés.

Les cuirasses représentent 5% de l'ensemble glébulaire et sont surtout localisées à la base de cet ensemble. Leur diamètre est de 10 à 20 cm (figure 21). Elles sont rouge violacé (7,5R3/4), de forme irrégulière et fortement indurées. A la cassure, elles présentent des cortex rouge sombre (2,5YR3/2) et brun jaune (10YR6/8) avec un nucléus rouge sombre (2,5YR3/6).

I.4. Niveau argileux meuble

C'est un niveau épais de 3 m. Il est argileux, polyédrique et peu poreux. C'est un matériau de couleur jaune (10YR7/8). Il est polyédrique, peu dense et renferme quelques petits grains de quartz translucides.



Figure 21: Rutile noyé dans l'horizon nodulaire supérieur. On note également une forte proportion de fragments de quartz provenant probablement du dematèlement d'un filon de quartz antérieurement minéralisé en rutile.

I.5. Description des processus de minéralisation du rutile de Matomb de la roche aux produits d'altération

Le rutile est visible dans les veines de quartz aussi bien au niveau de la roche saine qu'au niveau des matériaux d'altération. Sur le terrain, on distingue deux familles de veines orientées respectivement N-S et NW-SW (figure 22). Au niveau de l'alloterite, ces veines subissent une altération assez importante mettant en évidence la résistance du rutile. Au niveau de l'ensemble glébulaire, il est associé au grenat. A ce niveau, les veines se trouvent complètement demantelées et les grains de rutile sont dissociés de la matrice et disposés en amas et en association avec le quartz le long des veines. Dans l'horizon argileux meuble de surface, le rutile est libéré et évacué par les eaux de ruissellement.

Les observations effectuées sur les affleurements de roches mettent en évidence deux familles de veines cogénitiques (figure 22) et témoignant d'un transfert de matières. Ces roches présentent un plan de foliation orienté E-W avec un pendage tourné vers le Sud. On note une linéation de disthène (N150E) plongeant vers le Nord (figure 23). On note également des plis de vergence E-W .

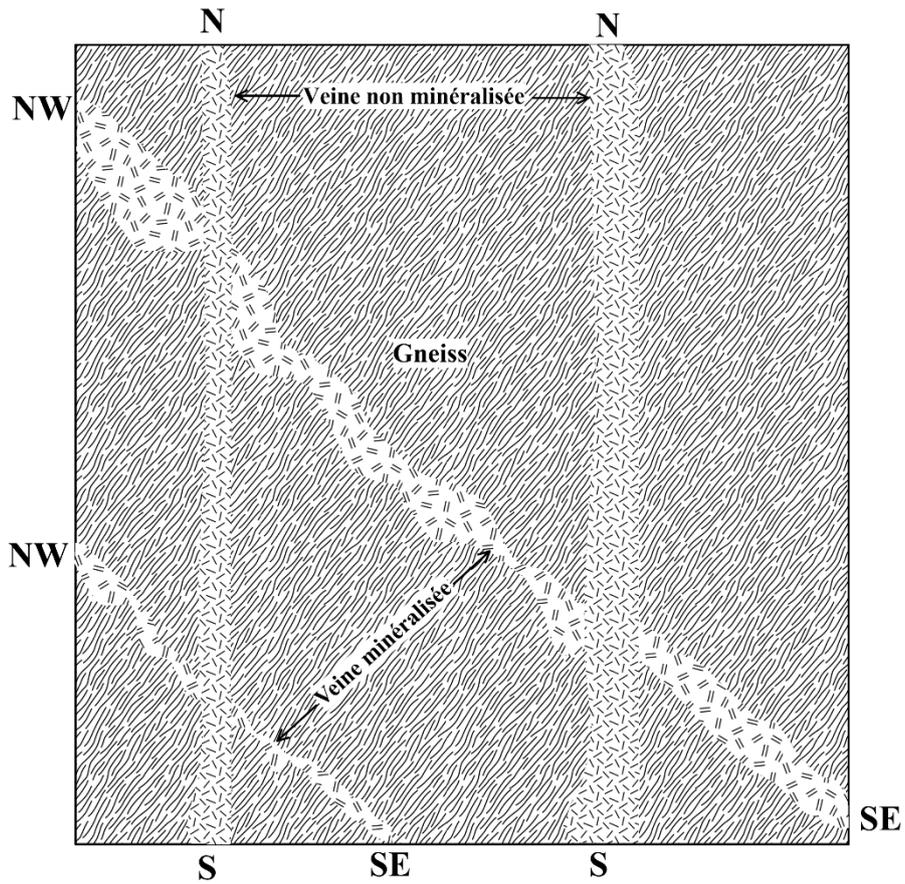


Figure 22: Disposition spatiale des veines de quartz le long de l’affleurement



Figure 23: Linéation de minéralisation de disthène

II. GEOCHIMIE

II.1. Distribution des éléments majeurs dans le manteau d'altération

Les teneurs en SiO₂ sont élevées (49-64%) dans le manteau d'altération. Le titane se caractérise par des teneurs variant entre 1 et 2% (tableau 6). Les concentrations en Al₂O₃ sont comprises entre 14 et 21% (tableau 6). Les teneurs en Fe₂O₃ évoluent entre 7 et 17% (tableau 6). Les concentrations en CaO et MgO sont faibles tandis que celles en Na₂O, MnO et K₂O, sont encore très faibles (tableau 6). L'indice d'altération chimique (CIA) montre des valeurs comprises entre 68 et 99% (tableau 6).

Tableau 6 : Distribution des éléments majeurs dans les matériaux d'altération de Matomb.

	L.d.	Gneiss à grenat		Isalterite		Alloterite		Horizon nodulaire		Horizon argilo-meuble
		NRV1*	NRV2*	PMAN5	MAD2*	PMAN4	MD1*	PMAN2	PMAN3	PMAN1
SiO ₂	0,04	63,21	60,96	62,23	63,9	60,71	65,94	52,68	50,67	49,27
Al ₂ O ₃	0,02	16,52	16,93	17,68	15,62	17,58	14,11	19,68	19,39	21,23
Fe ₂ O ₃	0,01	7,82	9,26	8,56	8,15	10,47	7,81	15,54	16,57	14,38
MnO	0,002	0,16	0,04	0,16	0,1	0,04	0,09	0,04	0,05	0,04
MgO	0,01	3,08	2,34	0,27	2,75	0,16	2,55	0,13	0,12	0,16
CaO	0,006	1,24	0,1	0,01	1,07	0,01	1,23	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,02	1,41	0,05	0,1	1,56	0,12	1,85	0,08	0,09	0,09
K ₂ O	0,01	2,59	2,05	1,75	3,43	1,25	3,41	0,71	0,07	0,77
TiO ₂	0,01	0,94	1,15	1,15	1,11	1,32	1,01	1,5	1,92	0,79
P ₂ O ₅	0,002	0,15	0,17	0,18	0,12	0,14	0,23	0,13	0,1	0,15
LOI	-	1,92	6,39	7,09	1,52	7,62	1,43	8,95	9,77	11,33
Total	-	99,04	99,46	92,11	97,83	91,82	98,25	90,54	89,02	96,93
CIA	-	-	-	90,48	72,05	92,72	68,49	96,09	99,13	96,02
a	-	-	-	3,52	4,09	3,45	4,67	2,68	2,61	2,32

a : SiO₂/Al₂O₃

LOI : Loss on ignition.

L.d. : Limite de détection.

*Données de Nyeck et al. (2019).

CIA = Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO*+Na₂O+K₂O) × 100 d'après Nesbitt et Young (1984).

Les diagrammes binaires obtenus à partir des matériaux d'altération de la zone de Matomb indiquent des corrélations positives entre SiO_2 et Na_2O , MgO et Fe_2O_3 , et Al_2O_3 et TiO_2 . Aussi, les corrélations négatives existent entre SiO_2 et Fe_2O_3 , Al_2O_3 et TiO_2 (figure 24).

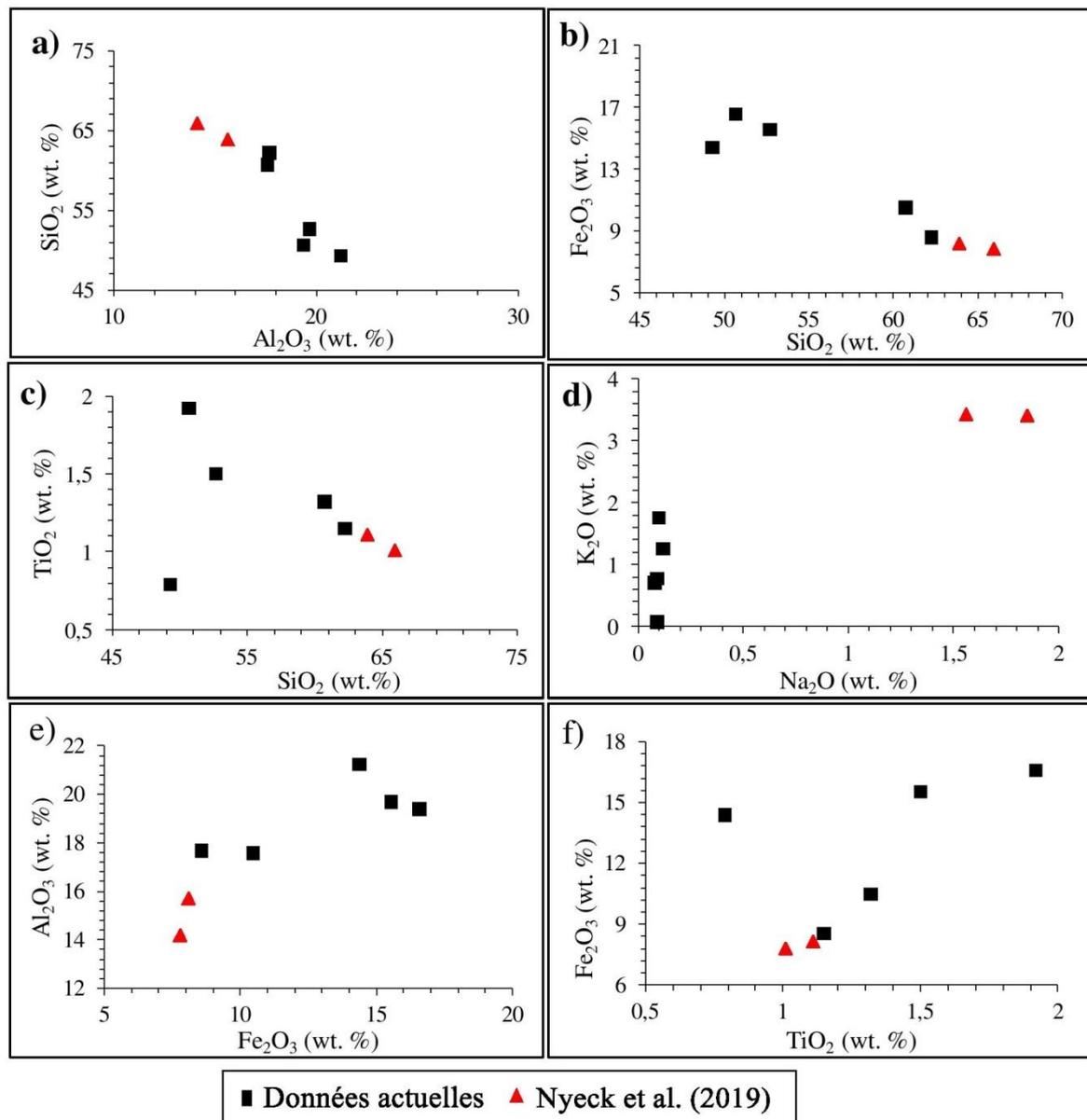


Figure 24 : Diagrammes binaires de variation entre éléments majeurs.

II.2. Comportement du titane dans les matériaux d'altération

Le rutile est un minéral chimiquement peu mobile pouvant se concentrer dans les matériaux de surface par accumulation relative ou par accumulation absolue dans les placers. Toutefois, le titane montre une très grande dispersion dans le manteau d'altération étudié. Il est présent dans les veines quartzo-feldspatiques en cours de demantèlement dans les

ensembles d'altération et glébulaire (figure 25). Les teneurs en TiO_2 sont variables de la roche saine vers les matériaux d'altération. Elles sont plus élevées dans la roche saine que dans l'isaltérite. A l'observation, une augmentation des teneurs en TiO_2 est perceptible dans le niveau allotéritique où le demantèlement des veines quartzo-feldspathiques est très prononcé (figure 25).

A la base de l'ensemble glébulaire, les teneurs en TiO_2 diminuent jusqu'à la moitié supérieure de l'horizon nodulaire inférieur. Cette diminution s'accompagne progressivement vers le sommet de l'horizon nodulaire supérieur par une augmentation des teneurs qui deviennent plus importantes vers le sommet puis une légère diminution se fait sentir dans le niveau argilo-meuble (figure 25). Les matériaux issus de l'altération présentent en général, des teneurs élevées en SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 .

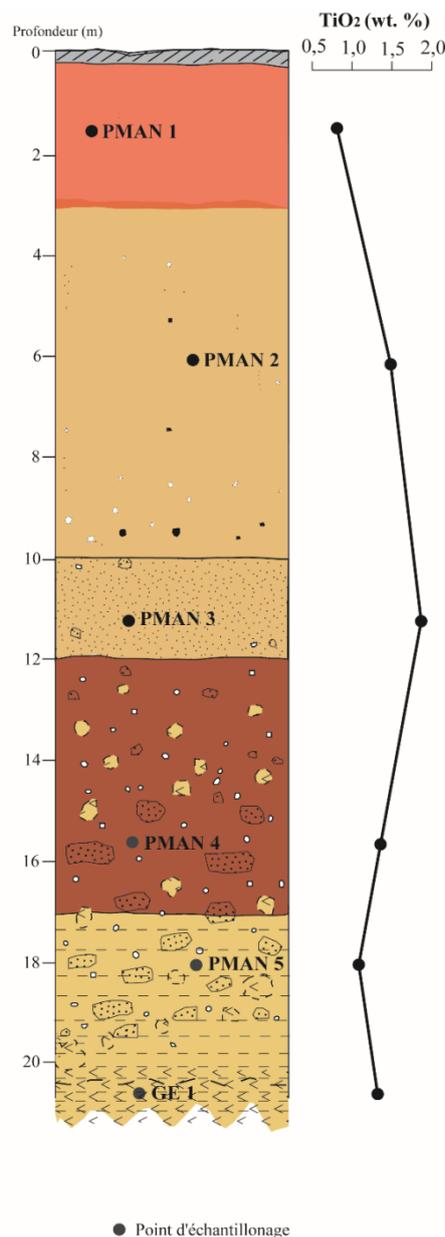


Figure 25 : Distribution du titane dans le profil d'altération du secteur d'étude

II.3. Distribution des éléments traces

Les éléments traces sont regroupés en alcalins et alcalino-terreux (Li, Ba, Rb, Sr), en éléments de la première série de transition (Cr, V, Ni, Cu, Co, Sc), en éléments de deuxième et troisième séries de transition (Zr, Y, Nb, Mo, Hf) et en d'autres métaux (Zn, Ga, Pb) :

- les alcalins et alcalino-terreux : Les teneurs en Ba varient entre 67 et 1036 ppm (tableau 7). Les concentrations minimales sont obtenues dans la roche saine tandis que les concentrations maximales sont enregistrées au niveau de l'horizon nodulaire supérieur du manteau d'altération (tableau 7). Les concentrations en Li varient entre 5 et 29 ppm (tableau 7). Les concentrations en Sr sont plus élevées dans l'ensemble nodulaire (174 ppm) que dans la roche (9 ppm) (tableau 7). Les teneurs en Rb varient entre 5 et 137 ppm (tableau 7) ;
- les éléments de la première série de transition : les teneurs en Cr sont plus élevées dans la roche (1031 ppm) que dans le manteau d'altération (111 ppm) (tableau 7). Les teneurs en V varient de 158 à 370 ppm. Les teneurs maximales sont obtenues dans le manteau d'altération (tableau 7). Les concentrations en Ni varient de 30 à 106 ppm (tableau 7). Les teneurs en Zn sont comprises entre 53 et 334 ppm (tableau 7). Les teneurs en Sc varient entre 15,1 et 63 ppm (tableau 7). La roche saine présente les concentrations maximales. Les concentrations en Co varient de 3 à 27 ppm (tableau 7) ;
- les éléments des deuxième et troisième séries de transition : Les teneurs en Zr varient entre 217 et 540 ppm (tableau 7). Elles sont maximales dans l'ensemble altéritique (tableau 7). Les teneurs en Y sont comprises entre 9 et 27 ppm. Les teneurs en Nb, Mo et Hf sont faibles (tableau 7) ;
- autres métaux : Les concentrations en Th varient entre 10 et 43 ppm tandis que celles en Mo sont comprises entre 1 et 11 ppm (tableau 7). Le manteau d'altération a des teneurs en Ga de l'ordre de 20 à 32 ppm. Les teneurs en Pb, Rb, Nb, Hf, U et Ta sont très faibles (tableau 7).

Tableau 7 : Distribution des éléments traces dans les matériaux d'altération de Matomb.

	L.d.	Gneiss à grenat		Isalterite		Alloterite		Horizon nodulaire		Horizon argilo-meuble
		NRV1*	NRV2*	PMAN5	MAD2*	PMAN4	MD1*	PMAN2	PMAN3	PMAN1
Cr	3	1063	1031	127	111	137	123	314	216	255
V	0,8	370	370	174,5	159,3	216,4	158,3	264,3	300,2	267,7
Ni	0,7	31,2	30,8	43	78,9	44,2	72,4	46,4	44,1	105,9
Zn	1,8	82	83	62	142	53	135	63	71	334
Cu	1,4	130,2	123,4	45,2	48,1	38,4	49,8	49,4	46	49,1
Co	0,13	7,98	7,8	22,17	26,82	3,93	22,46	4,53	4,56	6,46
Sc	1,1	>63	>63	19,4	16,4	25,1	15,1	38,2	37,2	37,4
Ba	0,8	67,6	69,7	757,3	1035,5	642,8	799,7	259,7	266,3	273,5
Zr	6	236	244	281	256	254	217	368	391	540
Sr	0,6	9,3	8,9	10,2	174,7	22,1	152,5	14,2	12,4	18,2
Y	0,05	9,08	12,24	26,64	26,86	8,33	26,15	11,67	9,39	10,19
Li	0,4	29	27	11,5	21,2	5,2	20,6	7,4	5,9	7,7
Ga	0,04	37,45	36,99	22,88	22,05	21,56	20,26	31,12	25,3	31,74
Pb	0,18	33,95	35,83	17,38	16,36	22,22	15,51	15,81	15,66	18,04
Rb	0,11	5,65	6,09	43,93	133,52	22,18	136,68	23,13	19,72	35,19
Nb	0,028	13,92	28,37	16,78	11,32	15,87	11,69	30,16	33,83	34,99
Cs	0,01	0,26	0,25	0,51	3,12	0,19	2,47	0,89	0,63	2,053
Hf	0,14	6,45	7,04	7,84	7,22	7,09	5,96	9,43	10,95	13,7
Mo	0,08	11,37	11,29	1,28	1,21	1,39	1,1	3,29	2,62	3,66
Th	0,018	39,54	42,73	16,27	14,42	11,79	10,8	22,3	16,75	26,11
U	0,011	5,79	6,24	2,71	1,97	2,45	1,83	3,77	3,66	4,69
Ta	0,007	0,92	2,12	1,11	0,56	1,05	0,59	1,642	2,36	1,9
Be	0,04	0,72	0,63	0,99	0,42	0,49	0,67	0,6	0,47	0,56
W	0,05	0,97	1,66	1,32	0,26	1,04	0,35	1,42	1,93	1,63
Tl	0,02	0,06	0,07	0,25	0,8	0,11	0,73	0,22	0,21	0,4
Sn	0,16	1,25	1,58	3,84	1,5	1,74	1,84	2,09	2,27	3,29
Sb	0,04	0,4	0,34	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,1	0,07	0,015

L.d. : Limite de détection.

* Données de Nyeck et al. (2019).

Le chrome est corrélé négativement avec Ni et Ba et positivement avec V. Le zirconium présente une corrélation positive avec Ta. D'autres éléments comme Ba possèdent une corrélation positive avec V. Le niobium exprime le même comportement avec Hf (figure 26).

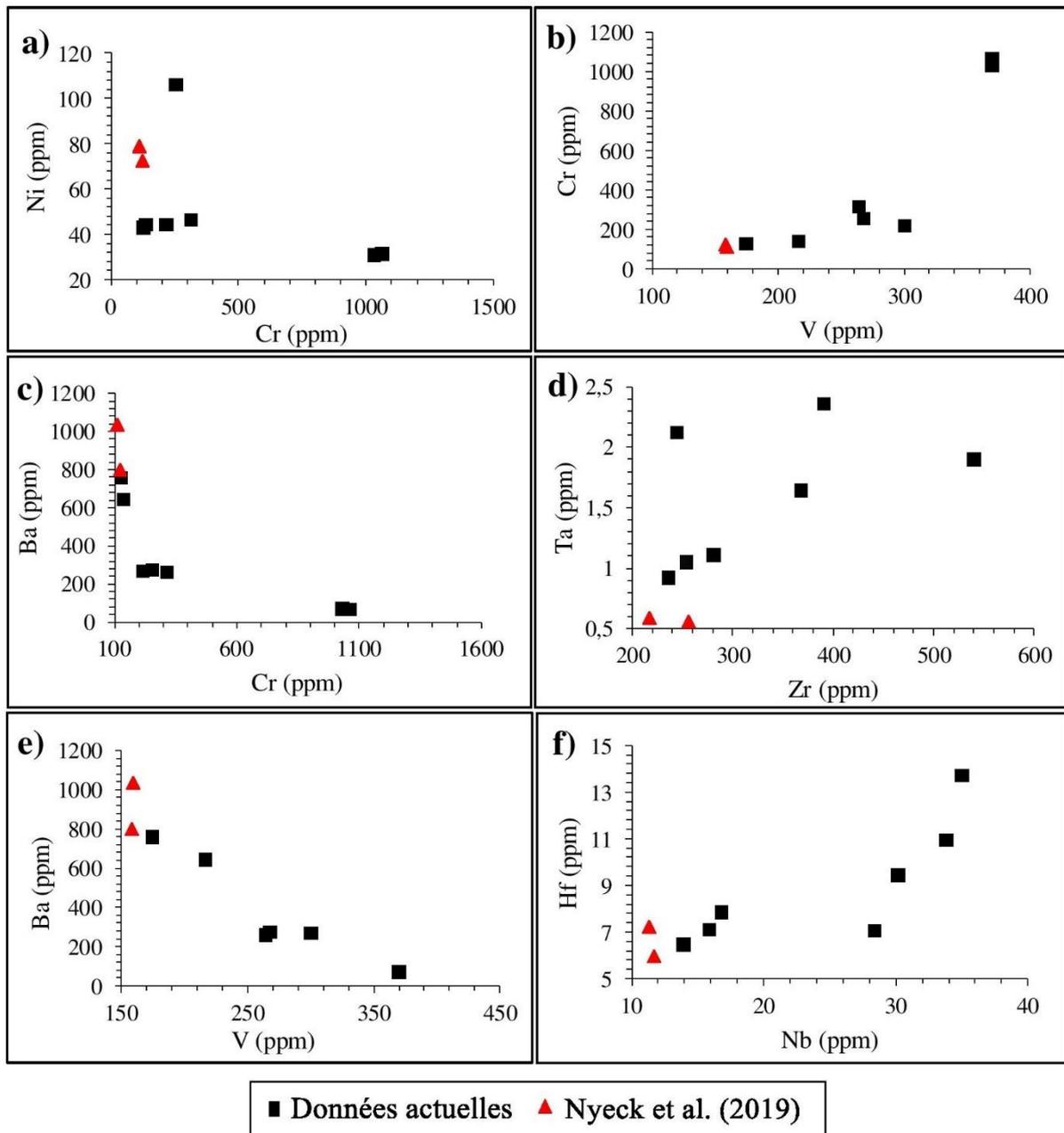


Figure 26 : Diagrammes de corrélation entre éléments traces.

Dans les matériaux d'altération du secteur d'étude, le chrome ne présente aucune corrélation avec le zinc. Il en est de même du comportement du tantale, du titane vis-à-vis du

zirconium. D'autres éléments comme Mo, possèdent une corrélation positive avec le Th. Le molybdène exprime le même comportement avec le Hf (figure 27).

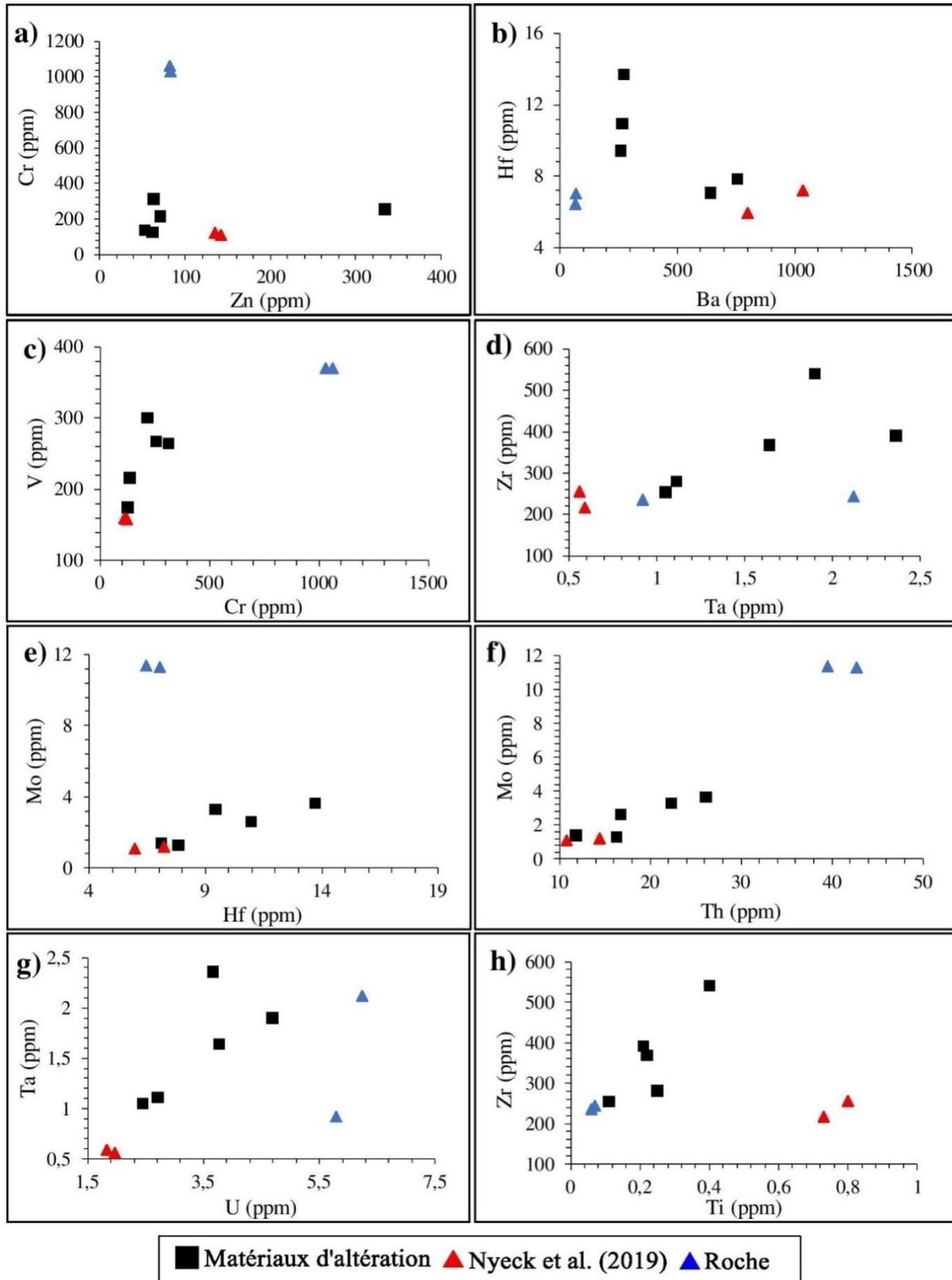


Figure 27: Diagrammes de corrélation entre éléments traces dans les latérites et dans la roche du secteur d'étude

Les spectres des éléments traces du manteau d'altération normalisés par rapport à la roche mère (figure 28) montrent une allure homogène. Ils sont caractérisés par des anomalies positives en Ba, SiO₂, Th, et Fe₂O₃ et négatives en Cs, Sb, CaO, Nb et Mo (figure 28).

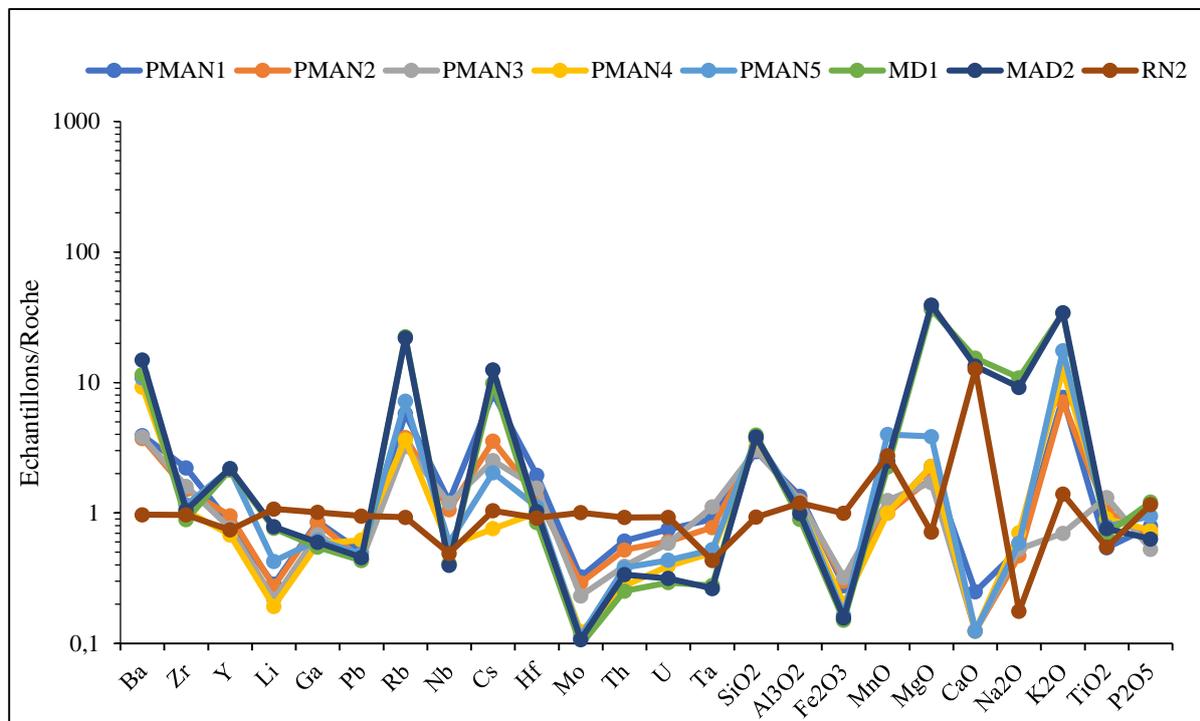


Figure 28 : Spectres multi-éléments des matériaux d'altération.

II.3. Distribution des terres rares dans les matériaux d'altération

La somme des teneurs en terres rares dans le manteau d'altération est variable. Elle oscille entre 104 et 348 ppm (tableau 8). Les teneurs en LREE sont plus élevées que celles en HREE. Les teneurs en terres rares légères sont comprises entre 94 et 315 ppm tandis que celles en terres rares lourdes sont entre 9 et 33 ppm (tableau 8). Les valeurs du rapport LREE/HREE varient entre 9 et 22. Dans le détail, les matériaux sont enrichis en Ce avec des teneurs qui sont comprises entre 45 et 214 ppm. Les teneurs en La varient de 22 à 80 ppm (tableau 8) et les concentrations en Nd varient de 38 à 99 ppm (tableau 8). Le praséodyme, le samarium et l'euporium ont aussi des teneurs significatives qui varient globalement entre 11 et 127 ppm (tableau 8). Les teneurs en Ho, Er, Tm, Yb, Gd, Dy et Lu sont inférieures à 10 ppm (tableau 8). Les spectres des terres rares (figure 29) ont été normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995). Ces spectres sont caractérisés par un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et montrent des anomalies négatives en Eu (figure 29).

Tableau 8 : Distribution des terres rares dans les matériaux d'altération de Matomb.

	L.d.	Gneiss à grenat		Isalterite		Alloterite		Horizon nodulaire		Horizon argilo-meuble
		NRV1*	NRV2*	PMAN5	MAD2	PMAN4	MD1	PMAN2	PMAN3	PMAN1
La	0,04	22,1	24,9	79,8	45	66	39,2	40,3	26,1	48
Ce	0,12	45,56	213,71	115,67	97,24	88,94	85,15	154,64	120,51	151,23
Pr	0,14	4,86	6,15	20,79	10,89	10,84	9,87	9,76	6,68	11,82
Nd	0,06	17,55	23,33	80,39	40,99	35,66	38,19	37,68	25,19	45,18
Sm	0,012	3,53	4,65	15,58	7,91	6,31	7,78	6,66	4,9	7,9
Eu	0,003	0,67	0,78	2,48	1,58	1,12	1,49	0,98	0,77	1,02
Gd	0,009	2,7	3,44	10,92	6,3	4,54	6,63	4,51	3,36	4,85
Tb	0,002	0,43	0,53	1,39	0,85	0,61	0,94	0,57	0,47	0,53
Dy	0,009	2,54	3,4	8,13	3,4	3,37	3,06	3,05	2,61	2,68
Ho	0,003	0,51	0,67	1,54	1,05	0,54	1,08	0,55	0,53	0,47
Er	0,007	1,54	1,99	4,48	3,4	1,47	3,06	1,58	1,57	1,34
Tm	0,002	0,24	0,33	0,74	0,53	0,23	0,44	0,24	0,26	0,22
Yb	0,009	1,71	2,33	5,51	3,7	1,82	2,9	1,87	1,95	1,79
Lu	0,002	0,25	0,36	0,76	0,58	0,26	0,44	0,28	0,29	0,27
REE		104,19	286,57	348,18	223,42	221,71	200,23	262,67	195,19	277,3
LREE		94,27	273,52	314,71	203,61	208,87	181,68	250,02	184,15	265,15
HREE		9,92	13,05	33,47	19,81	12,84	18,55	12,65	11,04	12,15
LREE/HREE		19,5	20,96	9,4	10,28	16,27	9,79	19,76	16,68	21,82
Ce/Ce*		10,43	54,97	31,39	24,51	15,21	22,33	39,01	32,12	38,79
Eu/Eu*		1,69	1,9	5,76	4,15	2,66	4,19	2,19	1,74	2,07
(La/Yb) _N		8,78	7,26	9,84	8,26	24,63	9,18	14,64	9,09	18,22

L.d. : Limite de détection.

$(La/Yb)_N : (La_{\text{échantillon}}/La_{\text{chondrite}})/(Yb_{\text{échantillon}}/Yb_{\text{chondrite}}).$

$Ce/Ce^* : (Ce_{\text{échantillon}}/Ce_{\text{chondrite}})/(La_{\text{échantillon}}/La_{\text{chondrite}})^{1/2}(Pr_{\text{échantillon}}/Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}.$

$Eu/Eu^* : (Eu_{\text{échantillon}}/Eu_{\text{chondrite}})/(Sm_{\text{échantillon}}/Sm_{\text{chondrite}})^{1/2}(Gd_{\text{échantillon}}/Gd_{\text{chondrite}})^{1/2}.$

* Données de Nyeck et al. (2019).

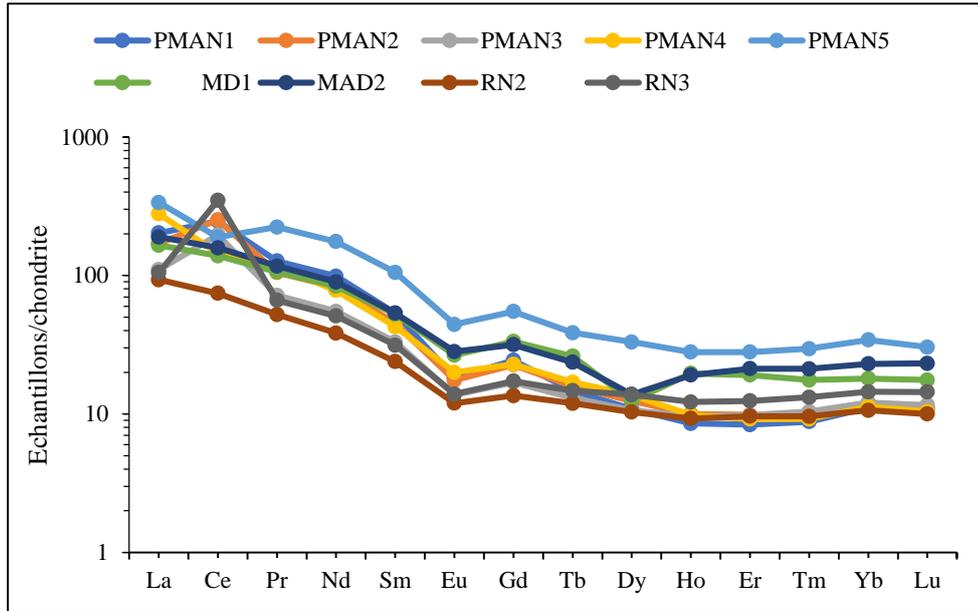


Figure 29 : Spectres des terres rares des matériaux d'altération, normalisation faite par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).

Conclusion

L'observation macroscopique du profil d'altération montre que le rutile se trouve dans les veines quartzo feldspathiques et se concentre beaucoup plus dans les niveaux nodulaires après demantèlement de ces dernières. Sur le plan macroscopique, ce sont des matériaux rouges à noirs, de forme irrégulière, à structure massive, avec un cortex à texture argileuse ou sableuse. Sur le plan géochimique, ils sont silico-alumineux. En général, de la roche parentale aux matériaux d'altération, on assiste à une désilicification. Les teneurs en terres rares sont faibles. Les spectres normalisés des terres rares montrent un enrichissement en terres rares légères et montrent des anomalies négatives en europium dans tous les matériaux.

**CHAPITRE V : CARACTERISATION PHYSIQUE DES
MATERIAUX ALLUVIONNAIRES**

Introduction

Dans ce chapitre, une caractérisation physique des matériaux alluvionnaires provenant des puits de sondage est présentée. L'étude granulométrique des grains de rutile est également faite pour chaque puits.

I. DESCRIPTION DES PUIITS ALLUVIONNAIRES

I.1. Puits P₁

Il est implanté à 10 m au pied de la colline « Hikoa Téba » et profond de 1,20 m. De la base au sommet du puits P₁, on observe le niveau à gravier, le niveau sablo-graveleux, le niveau sableux, le niveau argilo-sableux et le niveau humifère.

Le niveau à gravier est épais de 35 cm, il est constitué de fragments de quartz, de muscovite, de disthène allongé en baguettes aplaties et de grains grossiers de rutile. On observe également en quantité disproportionnée de nodules ferrugineux et de grenats. La base de ce niveau repose sur un substratum micaschisteux.

Le niveau sablo-graveleux (échantillons VS03 et VRS03) est épais de 30 cm avec une matrice faiblement argileuse et brun jaunâtre foncé (10 YR3/4) constitué majoritairement de sable grossier. A la base de ce niveau, se concentrent des grains de rutile et des baguettes plus ou moins aplaties de disthène de taille millimétrique à centimétrique, de la muscovite, du grenat, des nodules ferrugineux, des blocs de quartzite présentant des incrustations de rutile (figure 30).

Le niveau sableux (échantillons VS02 et VRS02) présente une épaisseur de 25 cm. Il est constitué en majorité des sables grossiers à moyens de couleur brun jaunâtre foncé (10 YR3/4) à nodules ferrugineux, à disthène et à rutile.

Le niveau argilo-sableux contient de fins grains de sable et quelques débris végétaux. C'est un niveau épais d'environ 20 cm de couleur brun foncé (10 YR2/2).

Le niveau humifère est constitué d'une fine pellicule épaisse de 10 cm. Il est riche en matière organique et de couleur brun foncé (10 YR2/2). Ce niveau est parcouru par un vaste réseau racinaire très disséminé.

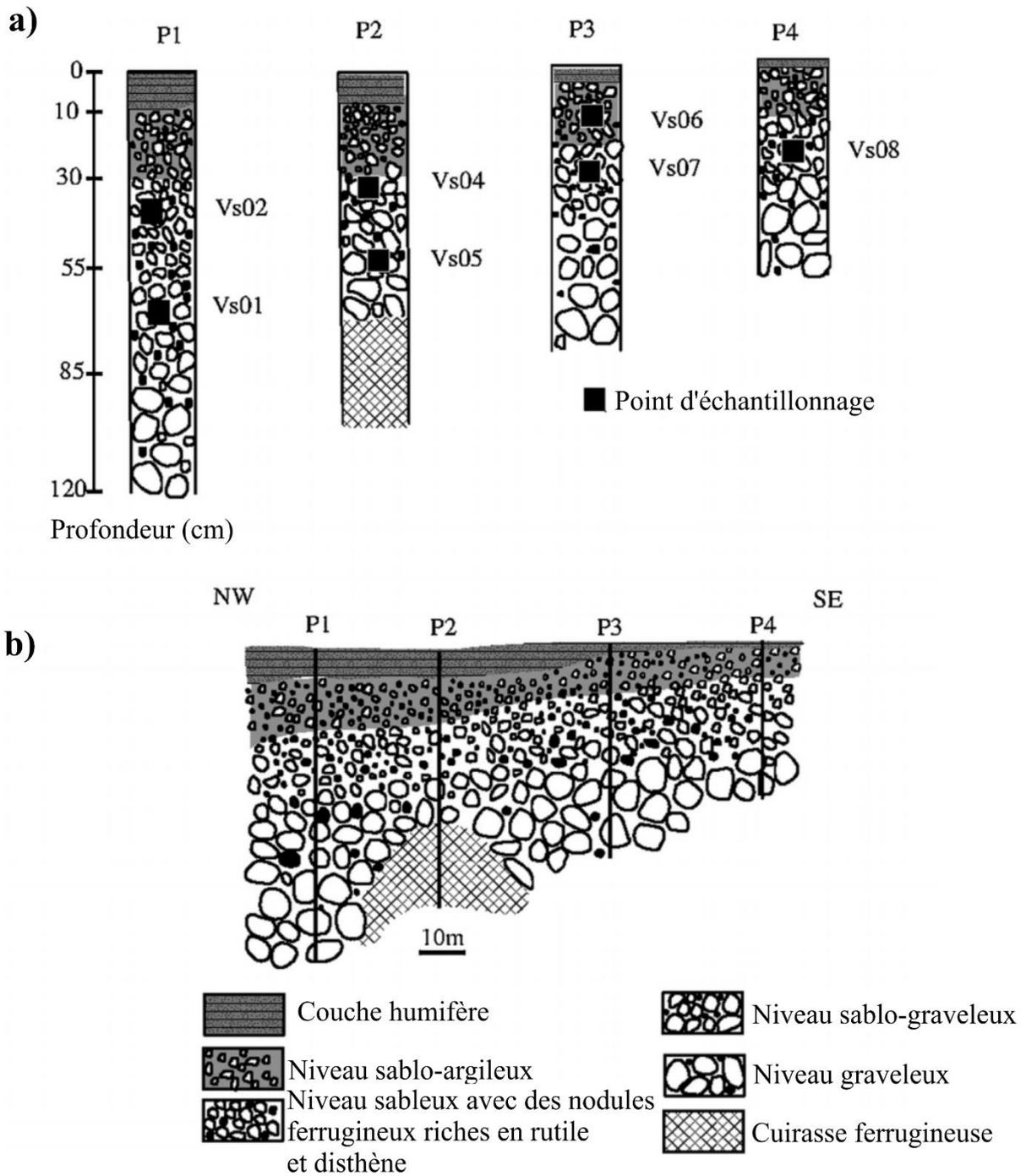
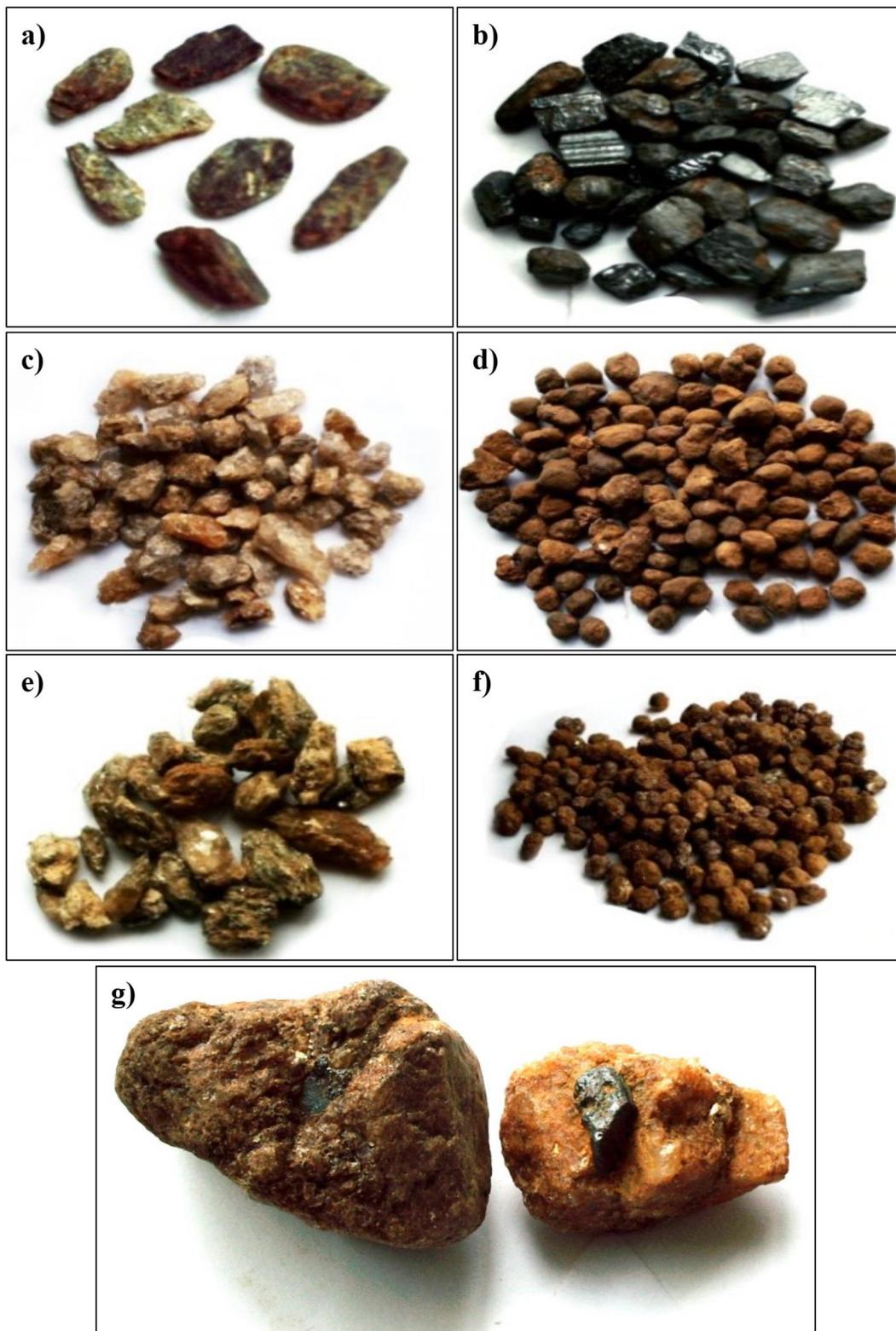


Figure 30 : Organisation morphologique des terraces alluviales de la rivière Teba : (a) profils alluvionnaires (P1, P2, P3 et P4) ; (b) reconstitution de la terrasse alluviale.



a) Disthène en cours d'altération ; b) grains de rutile ; c) quartz ; d) Nodules ferrugineux ; e) Muscovite en cours d'altération ; f) grenat ; g) grains de rutile incrustés dans les fragments de quartzites du niveau sablo-graveleux du puits P₁.

Figure 31 : Espèces minérales du niveau sablo-graveleux da la maille 2 mm du puits P₁ et différentes morphologies des grains de rutile.

I.2. Puits P₂

Il est situé à 55 m de P₁ et orienté N170E par rapport au même puits. Le puits P₂ est épais de 1 m. La transition entre les différents niveaux est progressive. De la base vers le sommet, on distingue : un niveau cuirassé, un niveau sablo-graveleux, un niveau sableux et un niveau humifère.

Le niveau cuirassé recouvre toute la base du puits P₂. Il est formé de blocs isolés constitués de nodules rouge violacé présentant des incrustations de rutile.

Le niveau sablo-graveleux (échantillons VS05 et VRS05) est épais de 25 cm. Il est constitué à sa base, de blocs de quartzite, de nodules ferrugineux et de grenats de taille grossière. L'essentiel du gravier est constitué de rutile et de disthène. Sa partie médiane est composée de matériaux moyens à grossier de couleur vert olive (5Y5/4). La partie sommitale est constituée essentiellement de sable.

Le niveau sableux (échantillons VS04 et VRS04) est un niveau hétérogène d'épaisseur 20 cm, de couleur brun jaunâtre foncé (10YR3/4). Il est constitué de grains de sable de taille essentiellement moyenne. On y observe aussi des nodules ferrugineux, du grenat, des fragments de quartzite de taille centimétrique.

Le niveau sablo-argileux présente une épaisseur de 15 cm. Il est majoritairement constitué de sables fins contenus dans un matériau argileux brun jaunâtre foncé (10YR3/4). Le tiers supérieur de cette matrice est marqué par endroits de fragments de quartz et des débris végétaux.

Le niveau humifère, épais de 10 cm, est pauvre en matière organique comparé au puits P₁. Ce niveau possède une texture sablo-argileuse de couleur brun foncé (10YR2/2) et est parcouru de nombreuses racines.

I.3. Puits P₃

Il est situé à 108 m du puits P₂ et est profond de 80 cm. De la base au sommet, on différencie un niveau à gravier, un niveau sableux, un niveau argilo-sableux et un niveau humifère.

Le niveau à gravier, de 35 cm de profondeur, est en partie constitué de blocs émoussés de quartzite, de rutile de taille moyenne à grossière et de disthène.

Le niveau sableux (échantillons VS07 et VRS07) est épais de 25 cm. Le niveau sableux du puits P₃ est en effet constitué de sable brun jaunâtre foncé (10YR2/2). Il contient de fins grains de disthène et de rutilé.

Le niveau argilo-sableux (échantillons VS06 et VRS06) a une épaisseur de 15 cm. La matrice argileuse contient une très fine portion de grains de rutilé et de disthène.

Le niveau humifère est constitué d'une mince pellicule de 5cm, argilo-humifère, et brun-foncé (10YR2/2). Ce niveau est parsemé d'un réseau racinaire très disséminé.

I.4. Puits P₄

Il a été implanté à une centaine de mètres du puits P₃ et est épais de 60 cm. Il se répartit en trois (3) entités : un niveau à gravier, un niveau sableux et un niveau argilo-sableux sur laquelle repose une très fine pellicule humifère.

Le niveau à gravier est épais de 20cm et composé d'un mélange hétérogène de blocs de quartzite, de disthène et de rutilé assez émoussés en quantité faible par rapports aux puits précédents.

Le niveau sableux (échantillons VS08 et VRS08), épais d'environ 25 cm, ce niveau est constitué dans son ensemble des sables moyens riches en rutilé et en disthène.

Le niveau argilo-sableux contient de très fins grains de sable. Il présente une épaisseur d'environ 15 cm sur laquelle repose une très fine pellicule argilo-humifère.

II. ANALYSE QUANTITATIVE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES

L'étude quantitative des sédiments consiste à une détermination de la distribution granulométrique des sédiments et une détermination des différentes variables statistiques qui en découlent. Les résultats d'analyse granulométrique sont consignés dans le tableau 9.

Les échantillons de sédiments (VS01) recueillis dans le lit vif de la Téba sont constitués a des proportions variables d'éléments grossiers de taille variable entre 0,5 et 2 mm (50%), moyens (30%) de dimensions comprises entre 0,25 et 0,50 mm et fins (20%) de taille inférieur à 0,25 mm.

II.1. Puits P₁

L'observation des matériaux sablo-graveleux (échantillon VS02) à gravier (échantillon VS03) du puits P₁ montre clairement une abondance de sédiments grossiers de taille comprises entre 0,5 et 2 mm (54 à 55 %), une proportion moyenne des sédiments de dimensions comprises entre 0,25 et 0,50 mm (26 à 27%) et une faible proportion de sédiments fins de taille inférieur à 0,25 mm (15%).

II.2. Puits P₂

Comparativement au puits P₁, les alluvions sablo-graveleux (échantillon VS04) et à gravier (VS05) du Puits P₂ montre une baisse considérable du taux d'éléments grossiers comprises entre 0,5 et 2 mm (40 à 46%). Néanmoins, la quantité d'éléments moyens (28 à 33%) de dimensions comprises entre 0,25 et 0,50 mm reste constante. Les éléments fins de taille inférieur à 0,25 mm présentent une légère hausse (26 à 27%).

II.3. Puits P₃

Les niveaux sablo-graveleux (échantillon VS06) et graveleux (échantillon VS07) du puits P₃ sont caractérisés par une homogénéité relativement proportionnée d'éléments grossiers de taille comprises entre 0,5 et 2 mm (34 à 37%), moyens de dimensions comprises entre 0,25 et 0,50 mm (34 à 35%) et fins de taille inférieur à 0,25 mm (29 à 31%). On note la présence d'une couverture argileuse dans cet environnement marécageux.

II.4. Puits P₄

Le puits P₄ est caractérisé par l'absence du niveau à gravier au profit d'un seul niveau sablo-graveleux (échantillon VS08) minéralisé et à forte tendance latéritique issu probablement du démantèlement de la cuirasse du puits P₂. Elle présente une répartition disproportionnée des grains à tendance grossière de taille comprises entre 0,5 et 2 mm (49%), moyens de dimensions comprises entre 0,25 et 0,50 mm (31%) et fins de taille inférieur à 0,25 mm (20%). Cette distribution est proche de celle des matériaux du lit vif (échantillon VS01).

Tableau 9: Pourcentages simples et cumulés des différentes fractions granulométriques des sédiments de la Téba.

	Refus partiel des différents échantillons												
	Mailles (mm)	2	1	0,5	0,4	0,315	0,25	0,16	0,125	0,8	0,063	0,05	<0,05
VSO1	Masse de refus	35,84	17,68	47,41	18,24	19,64	21,89	26,72	6,80	4,754	0,61	0,24	0,20
	% simple	17,92	8,84	23,71	9,12	9,82	10,94	13,36	3,40	2,37	0,30	0,12	0,10
	% cumulé	17,92	26,76	50,47	59,59	69,41	80,35	93,71	97,11	99,48	99,78	99,90	100
VSO2	Masse de refus	33,35	19,76	53,53	20,47	20,44	21,49	22,63	4,42	2,75	0,40	0,43	0,04
	% simple	16,83	9,88	26,76	10,23	10,22	10,74	11,32	2,21	1,37	0,20	0,21	0,02
	% cumulé	16,83	26,71	53,47	63,70	73,92	84,66	95,98	98,19	99,57	99,77	99,98	100
VSO3	Masse de refus	40,34	19,52	50,52	19,67	19,12	21,61	21,84	4,35	2,42	0,28	0,08	0,24
	% simple	20,17	9,76	25,26	9,84	9,56	10,81	10,92	2,17	1,21	0,14	0,04	0,12
	% cumulé	20,17	29,93	55,19	65,03	74,59	85,40	96,32	98,49	99,70	99,84	99,88	100
VSO4	Masse de refus	16,86	13,90	48,44	22,18	19,35	24,72	36,20	10,72	6,59	0,72	0,13	0,18
	% simple	8,43	6,95	24,22	11,09	9,67	12,36	18,10	5,36	3,30	0,36	0,07	0,09
	% cumulé	8,43	15,38	39,60	50,69	60,36	72,72	90,82	96,18	99,48	99,84	99,91	100
VSO5	Masse de refus	21,76	16,65	53,28	20,04	16,32	20,04	33,89	10,74	6,44	0,61	0,09	0,14
	% simple	10,88	8,32	26,65	10,02	8,16	10,02	16,95	5,37	3,22	0,30	0,04	0,07
	% cumulé	10,88	19,20	45,85	55,87	64,03	74,05	91,00	96,37	99,59	99,89	99,93	100
VSO6	Masse de refus	7,84	9,75	49,96	27,36	16,17	27,28	42,42	10,93	7,06	0,86	0,22	0,13
	% simple	3,92	4,87	24,98	13,68	8,09	13,64	21,21	5,47	3,53	0,43	0,11	0,07
	% cumulé	3,92	8,79	33,77	47,45	55,54	69,18	90,39	95,86	99,39	99,82	99,93	100
VSO7	Masse de refus	10,57	12,45	50,72	23,00	19,59	26,23	39,08	10,98	5,76	1,24	0,23	0,14
	% simple	5,28	6,23	25,36	11,50	9,80	13,12	19,54	5,49	2,88	0,62	0,11	0,07
	% cumulé	5,28	11,51	36,87	48,37	58,17	71,29	90,83	96,32	99,20	99,82	99,93	100
VSO8	Masse de refus	26,97	22,20	49,44	20,90	16,39	23,37	30,76	6,56	2,94	0,30	0,10	0,06
	% simple	13,49	11,10	24,72	10,45	8,19	11,68	15,38	3,28	1,47	0,15	0,05	0,03
	% cumulé	13,49	24,59	49,31	59,76	67,95	79,63	95,02	98,30	99,77	99,92	99,97	100

III. ETUDE GRANULOMETRIE DES GRAINS DE RUTILE

L'étude granulométrique du rutile a été effectuée dans les fractions moyennes et grossières des concentrés d'alluvions : 0,5 mm ; 1 mm et 2 mm. Le but de cette étude est d'évaluer les valeurs pondérales et pourcentages des grains de rutile dans chaque fraction. Au total, 255 grains de rutile ont été triés et comptés manuellement.

III.1. Granulométrie du rutile dans le Puits P1

Le niveau sablo-graveleux du puits P₁ (échantillon VRS02) est le niveau le plus prolifique et contient 55 grains de rutile repartis en 21 grains de poids de 0,13 g dans la fraction de 0,5 mm; la fraction 1 mm contient 11 grains de rutile pesant 1,19 g et dans la fraction de 2 mm, on dénombre 23 grains de rutile pesant 23,29g.

Dans le niveau à gravier (échantillon VRS03), on dénombre 39 grains de rutile de poids total de 26,69 g. La fraction de 0,5 mm est constituée de 10 grains de rutile avec un poids de 0,12 g. Dans la fraction de 1 mm, on dénombre 06 grains de rutile de poids de 0,63 g ; et enfin dans la fraction de 2 mm, on compte 23 grains de rutile de poids 25,94 g.

III.2. Granulométrie du rutile dans le Puits P2

Les différentes fractions du niveau sablo-graveleux du puits P₂ (échantillon VRS04) ont une valeur pondérale de l'ordre de 15,25 g de rutile et sont constituées au total de 43 grains. Dans la fraction de 0,5 mm, on a 14 grains de rutile pour un poids de 0,05 g. On dénombre 09 grains de rutile pesant 0,81 g dans la fraction 1 mm. Dans la fraction de 1mm; la fraction 2 mm possède 20 grains de rutile de poids 14,39 g.

Le niveau à gravier (échantillon VRS05) de ce puits n'est pas assez productif avec 34 grains de rutile. La fraction 0,5 mm possède 18 grains de rutile pour un poids de 0,31 g. Dans la fraction de 1 mm, on a 04 grains de rutile pesant 0,19 g. Quant à la fraction de 2 mm, on a 12 grains de rutile pour un poids de 14,96 g.

III.3. Granulométrie du rutile dans le Puits P3

Ce niveau sablo-graveleux du puits P₃ (échantillon VRS06) est constitué de 31 grains de rutile pesant 4,77 g. La fraction 0,5 mm contient 08 grains de rutile de poids 0,15 g ; la maille 1 mm possède 05 grains de rutile pour un poids de 0,51 g et la fraction 2 mm détient 18 grains de rutile avec un poids de 4,11 g (tableau 10)

Le niveau à gravier du puits P₃(échantillon VRS07) contient 26 grains de rutile de poids 7,34 g repartis dans les différentes fractions. La fraction 0,5 mm possède 08 grains de

rutile de poids 0,07 g. La fraction de 1 mm contient 06 grains de rutile pour un poids de 0,33 g. On compte 12 grains de rutile pesant 6,94 g dans la fraction de 2 mm (tableau 10).

III.4. Granulométrie du rutile dans le Puits P4

Le niveau sablo-graveleux du puits P₄(échantillon VRS08) contient 31 grains de rutile. Dans la fraction de 0,5 mm, le poids des concentrés est de 0,10 g pour 10 grains de rutile. Au total, 09 grains de rutile ont été décomptés dans la fraction de 1 mm de poids 0,75 g. Dans la fraction 2 mm, on a 12 grains de rutile de poids 12,46g (tableau 10).

Tableau 10 : Valeurs pondérales du rutile dans les fractions granulométriques des concentrés.

	Echantillon	Maille	Nombre	Rutile (g)	Refus (g)	Rutile (%)	Refus (%)
Lit vif	VRS01	2 mm	19	16,73	35,84	94,90	35,51
		1 mm	6	0,65	17,68	3,69	17,52
		0,5 mm	2	0,25	47,41	1,42	46,97
Puits 1	VRS02	2 mm	23	23,29	33,65	94,64	31,47
		1 mm	11	1,19	19,76	4,84	18,48
		0,5 mm	21	0,13	53,53	0,53	50,05
	VRS03	2 mm	23	25,94	40,34	97,17	36,54
		1 mm	6	0,63	19,52	2,36	17,69
		0,5 mm	10	0,12	50,52	0,45	45,77
Puits 2	VRS04	2 mm	20	14,39	16,86	94,36	21,29
		1 mm	9	0,81	13,90	5,31	17,55
		0,5 mm	14	0,05	48,45	0,33	61,16
	VRS05	2 mm	12	14,96	21,76	96,77	23,73
		1 mm	4	0,19	16,65	1,23	18,16
		0,5 mm	18	0,31	53,28	2,01	58,11
Puits 3	VRS06	2 mm	18	4,11	7,84	86,16	11,60
		1 mm	5	0,51	9,75	10,69	14,43
		0,5 mm	8	0,15	49,96	3,14	73,97
	VRS07	2 mm	12	6,94	10,57	94,55	14,33
		1 mm	6	0,33	12,45	4,50	16,88
		0,5 mm	8	0,07	50,72	0,95	68,79
Puits 4	VRS08	2 mm	12	12,46	26,97	93,61	27,35
		1 mm	9	0,75	22,20	5,69	22,52
		0,5 mm	10	0,10	49,44	0,75	50,13

III.5. Granulométrie de la fraction globale des puits

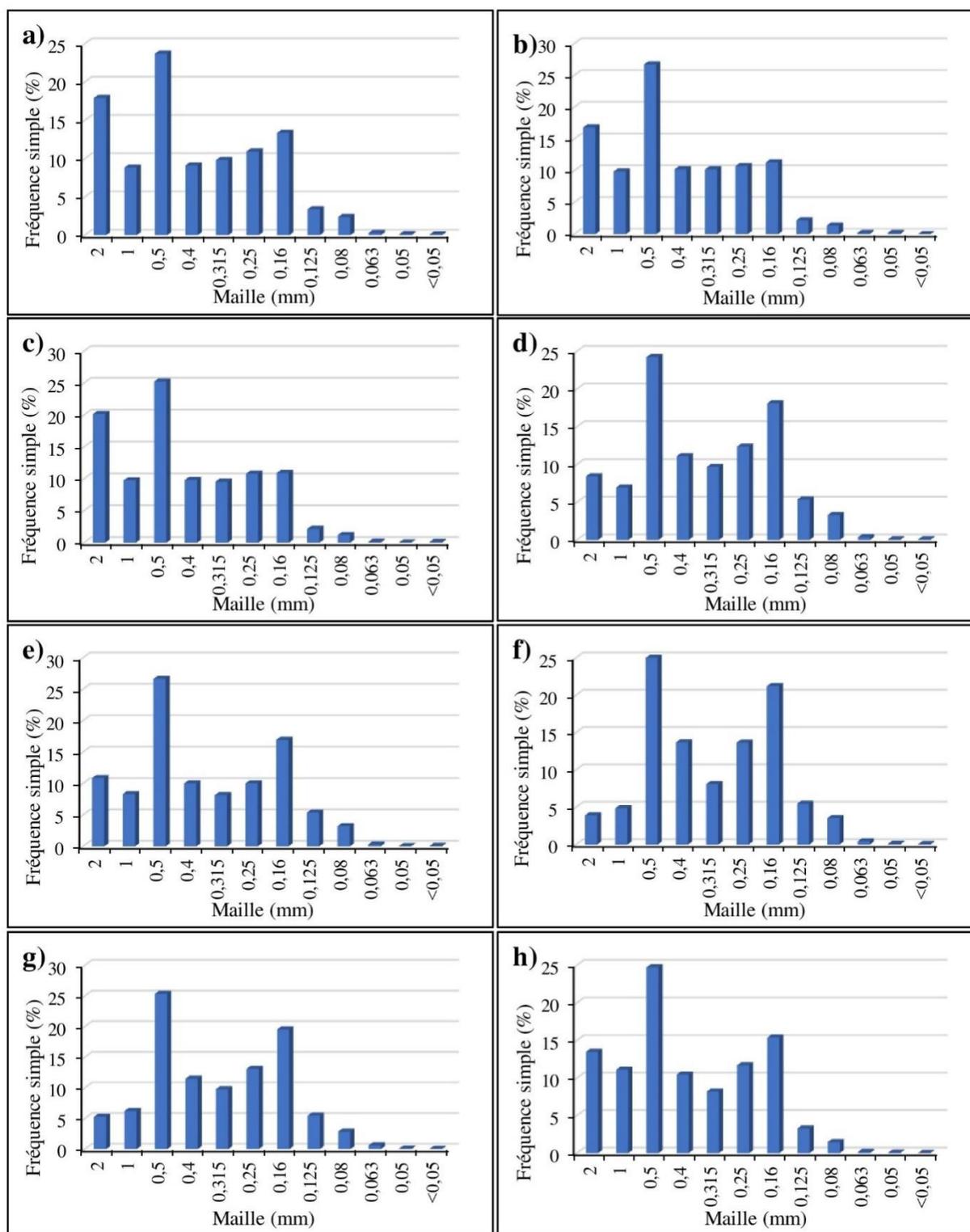
Les sédiments de lit vif de la Téba (échantillon VS01) présente un histogramme bimodal, de mode principal 0,5 mm et secondaire 2 mm, Les particules dominantes sont comprises dans les fractions 0,5 à 0,4 mm ; 2 à 1 mm de diamètre. Il s'agit des sables très grossiers et moyens.

Le puits P1(échantillons VS02 et VS03) présente des histogrammes unimodaux, de mode principal 0,5 mm et secondaire 2 mm. Le diamètre des particules les plus abondants est compris entre les intervalles 2 - 0,4.

Le puits P2 (échantillons VS04 et VS05) montre des histogrammes unimodaux: de modes respectifs 0,5 mm pour les premiers et 0,16 mm pour les seconds. La taille des particules les plus abondantes est comprise entre 0,5 et 0,16 mm. Il s'agit des sables moyens à fins (figure 32 f et g).

Le puits P3 (échantillons VS06 et VS07) présente le même comportement que le précédent. Les histogrammes unimodaux montrent, deux principaux modes ; 0,5 mm pour les premiers et 0,16mm pour les seconds. Les particules les plus représentés sont de diamètre 0,5-0,4 mm et 0,25-0,16 mm. Ils sont constitués de sables moyens et de sables fins.

L'histogramme du puits P4 (échantillon VS08) est également bimodal (0,5 mm et 0,16 mm). Les grains dominants sont compris entre 0,5 et 0,16 mm et sont majoritairement constitués de sables moyens et des sables fins accompagnés d'une faible proportion de sables grossiers.



a) Histogramme (VSO1), b) Histogramme (VSO8), c) Histogramme (VSO2), d) Histogramme (VSO3), e) Histogramme (VSO4), f) Histogramme (VSO15), g) Histogramme (VSO6), h) Histogramme (VSO7)

Figure 32 : Histogrammes de la fraction globale des différents puits.

III.6. Courbes cumulatives

Les courbes cumulatives sont déterminées à partir des différents quartiles Q_1 , Q_2 et Q_3 correspondant aux pourcentages cumulés de 75%, 50% et 25%. Ces quartiles permettent de calculer les paramètres granulométriques: le quartile de déviation ($Qd\phi$), le sorting index ou indice de triage granulométrique de Trask (S_0) et le coefficient d'asymétrie (A).

Le quartile de déviation ($Qd\phi$) permet de classer un sédiment. Le sédiment est d'autant mieux trié ou homométrique que sa valeur est proche de zéro.

Le quartile de déviation ($Qd\phi$) s'exprime de la manière suivante :

$$Qd\phi = (Q1 * Q3) / 2$$

Le sorting index de trask (S_0) s'exprime de la manière suivante:

$$S_0 = (Q_3 / Q_1)^{1/2}$$

Trask (1930) a proposé les limites suivantes:

- $S_0 < 2,5$: sédiments très bien classés ;
- $2,5 < S_0 < 3,5$: sédiments normalement classés ;
- $3,5 < S_0 < 4,5$: sédiments assez bien classés ;
- $S_0 > 4,5$: sédiments mal classés.

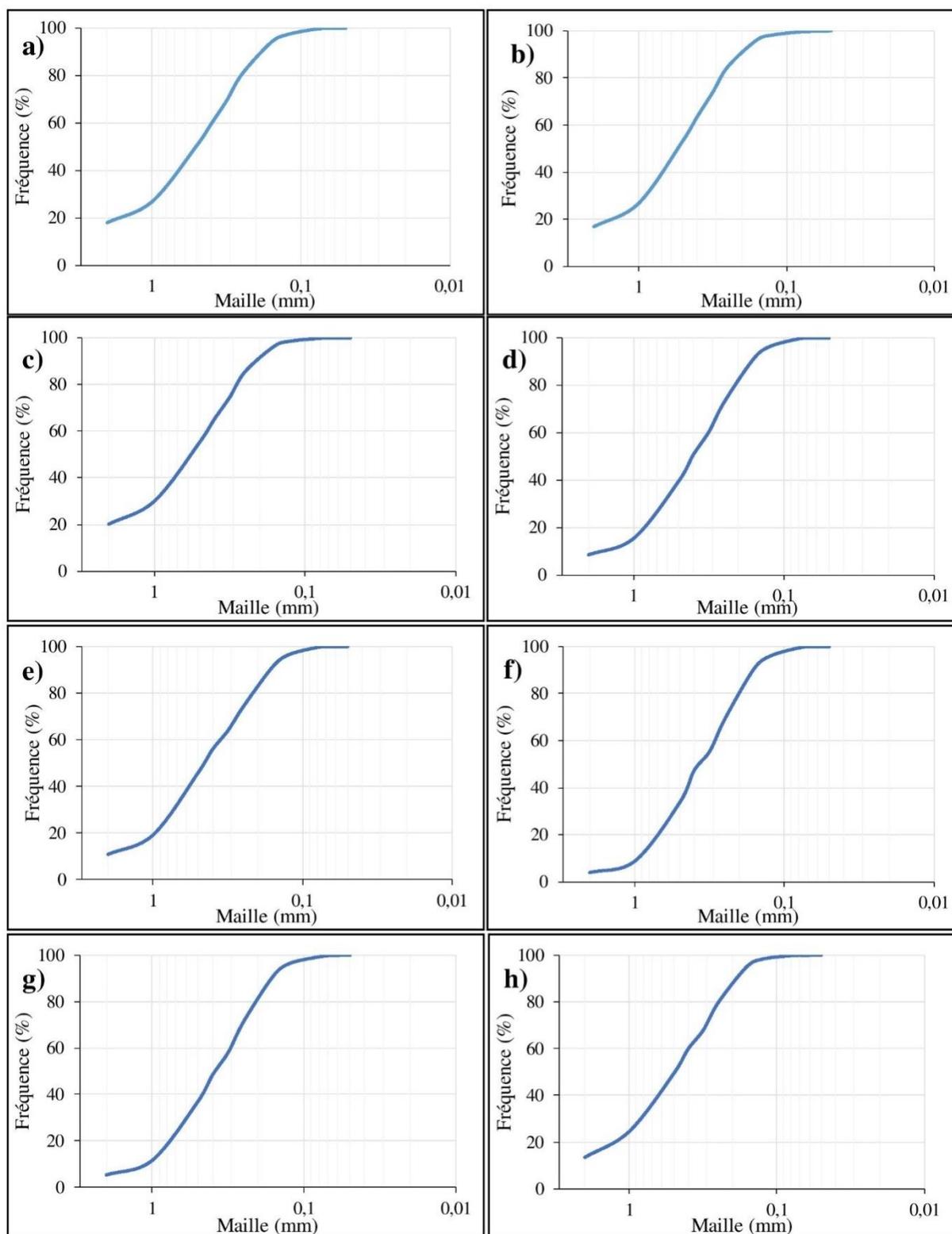
Le coefficient d'asymétrie (A) est déterminé de la manière suivante :

$$A = (Q_1 \times Q_3) / Q_2^2$$

Le coefficient d'asymétrie exprime la répartition des éléments par rapport à la médiane Q_2 . Les limites du coefficient d'asymétrie sont les suivantes:

- $A < 1$: le classement maximum s'effectue vers les éléments grossiers, ces grains sont mieux triés (dépôts torrentiels) ;
- $A = 1$: le mode de la courbe de fréquence coïncide avec le diamètre moyen des grains (sédiments évolués) ;
- $A > 1$: le classement maximum s'effectue vers les éléments fins. Cette valeur représente une meilleure sélection (dépôts de fond de bassin).

L'interprétation des courbes cumulatives et le calcul des paramètres granulométriques ont permis de caractériser les échantillons. Pour tous les échantillons, les quartiles (Q_1 , Q_2 et Q_3) et les paramètres granulométriques ($Qd\phi$, S_0 et A) sont caractéristiques d'un sédiment homométrique et très bien classé. Le classement s'effectue vers les éléments moyens.



a) échantillon VSO1, b) échantillon VSO8, c) échantillon VSO2, d) échantillon VSO3, e) échantillon VSO4, f) échantillon VSO5, g) échantillon VSO6), h) échantillon VSO7

Figure 33 : Courbes granulométriques cumulatives des échantillons.

Conclusion

Quatre puits alluvionnaires ont fait l'objet d'une description détaillée. Les puits sont d'épaisseur variable mais de manière général, ils présentent les entités suivantes : un niveau à gravier, un niveau sableux et un niveau argilo-sableux sur laquelle repose une pellicule humifère. Il s'agit des sédiments homométrique et très bien classé et dont le classement s'effectue vers les éléments moyens. et leur organisation verticale présente des profils avec des proportion en rutile assez élevées dans les niveaux sablo-graveleux de la maille 2 mm.

**CHAPITRE VI : CARACTERISATION MINERALOGIQUE
ET GEOCHIMIQUE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES
RICHES EN RUTILE**

Introduction

Après une caractérisation morphologique des grains de rutile dans les différentes fraction granulométrique, ce chapitre présente les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des matériaux alluvionnaires riches en rutile.

I. ANALYSES QUANTITATIVES DES SEDIMENTS

Dans les différentes fractions des sédiments de la rivière Téba, trois groupes de grains de rutile ont été observés (Duplaix, 1958 ; Parfenoff *et al.*, 1970) : les grains de rutile émoussés, sub-émoussés et les non usés.

I.1. Fraction de 1 mm

Le grains non usés sont les plus importants de cette fraction (76%) et sont constitués par les non usés prismatiques ou hémi-prismatiques et les non usés anguleux. Les non usés prismatiques ou hémi-prismatiques sont de couleur gris sombre au niveau des faces hexagonales et basales. Ils se présentent en fragments ou prismes allongés très lisses, à éclat sub-métallique, à arêtes tranchantes et à cassure conchoïdale (figure 34a). Les grain de rutile non usés anguleux ont des formes cristallines imprécises. Ils sont striés, à faces très impactées, à contours irréguliers et généralement associés à d'autres espèces minérales telles que le quartz et le grenat (figure 34a).

Les grains de rutile émoussés se présentent en prismes allongés à contour arrondi et à surface rugueuse. Les émoussés prismatiques possèdent des arêtes peu vives, de couleur gris sombre; ils présentent des teintes de polarisation brun noirâtre, un éclat sub-métallique et un degré d'usure assez prononcé. Les émoussés sub-arrondis présentent des surfaces rugueuses, de couleur gris clair à terne avec des teintes de polarisation plus ou moins rougeâtres. Ces sédiments présentent des contours assez arrondis et marqués par des stries fines imprégnées de traces d'oxydes de fer (figure 34b).

Les grains de rutile sub-émoussés sont représentés en faible proportion (24 %) dans les sédiments du flat de la rivière Téba. Ils sont repartis en grains sub-émoussés prismatiques, hémi-prismatiques et sub-émoussés anguleux. Les sub-émoussés prismatiques et hémi-prismatiques se présentent en baguettes ou prismes allongés et de couleur gris sombre. Ils présentent un pléochroïsme variant du brun noirâtre au brun rougeâtre avec un éclat

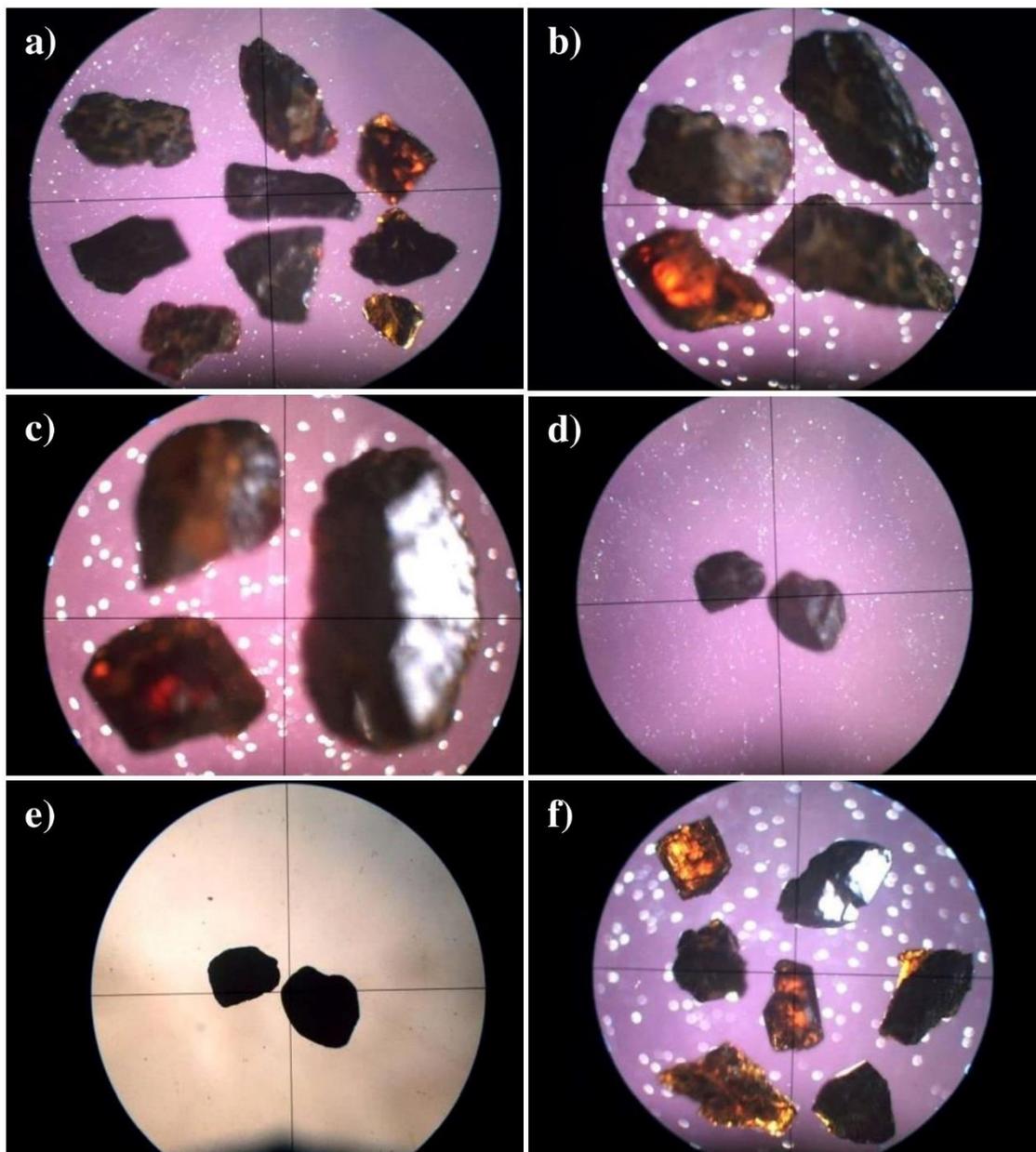
partiellement métallique. Ces sédiments possèdent des surfaces rugueuses à bords partiellement arrondis, à cassure conchoïdale, à arêtes usées à peu usées et peu vives (figure 34e). Les sub-émoussés anguleux sont grisâtres avec des teintes de polarisation brun rougeâtre. Ils présentent des faces assez rugueuses, légèrement impactées, à contours sub-arrondis et accolées à des grains de quartz et contenant de fines inclusions d'oxydes de fer (figure 34c).

I.2. Fraction 0,5-0,4 mm

Les grains de rutile émoussés sont en proportion très faible (1%) à Téba. Les grains émoussés prismatiques se présentent en cristaux allongés, à faces latérales arrondies et ternes avec des faces basales peu rugueuses. Ils présentent des arêtes assez émoussées, gris sombre avec des teintes de polarisation brun noirâtre à éclat sub-métallique. Par contre, les grains de rutile émoussés sub-arrondis sont bien polis à contours arrondis, à faces rugueuses et finement striées contenant des inclusions d'oxydes de fer. Ces grains gris clair présentent des teintes de polarisation brun rougeâtre avec un éclat sub-métallique.

Les grains de rutile sub-émoussés (12%) sont répartis en sub-émoussés prismatiques et hémi-prismatiques, et en sub-émoussés anguleux. Les sub-émoussés prismatiques et hémi-prismatiques sont gris sombre, pléochroïques, brun noirâtre à éclat sub-métallique en forme de prismes allongés, à faces latérales rugueuses et à faces basales lisses, à arêtes peu usées. Les sub-émoussés anguleux sont gris clair, avec des teintes de polarisation brunes ou rougeâtres, à surfaces très rugueuses et à contours sub-arrondis. Ils sont souvent accolés à de fins grains de quartz (figure 34d et e).

Les grains de rutile non usés sont en très forte proportion (87%) dans cette fraction de sédiments. Les non usés prismatiques et hémi-prismatiques sont des grains de couleur gris sombre, présentant des teintes de polarisation brun rougeâtre et à éclat légèrement adamantin. Ils se présentent sous forme de prismes ou de baguettes allongées à faces latérales et basales très lisses. Ils ont des arêtes très vives et tranchantes et leur surface est très impactée par des nombreuses stries unidirectionnelles. Les non usés plus ou moins anguleux sont caractérisés par l'absence des formes cristallines précises. Ils présentent une coloration grisâtre et leurs teintes de polarisation varient du brun rougeâtre au jaune d'or à éclat adamantins ont des sédiments à contours irréguliers et très tranchants. Ils sont associés au quartz, au grenat et aux oxydes opaques.



- a) Grains de rutile sub-émoussés de la maille 1 mm (LPA) ; b) Grains de rutile non usés de la maille 1 mm (LPA) ; c) Grains de rutile non usés de la maille 0,5 mm (LPA) ; d) Grains de rutile sub-émoussés de la maille 0,5 mm (LPA) ; e) Grains de rutile sub-émoussés de la maille 0,5 mm (LP) ; f) Grains de rutile non usés de la maille 0,5 mm (LPA)

Figure 34 : Morphoscopie des grains de rutile des fractions de 1 mm des puits P2 et P3.

I.2.1. Minéralogie et géochimie des sédiments alluvionnaires riches en rutile

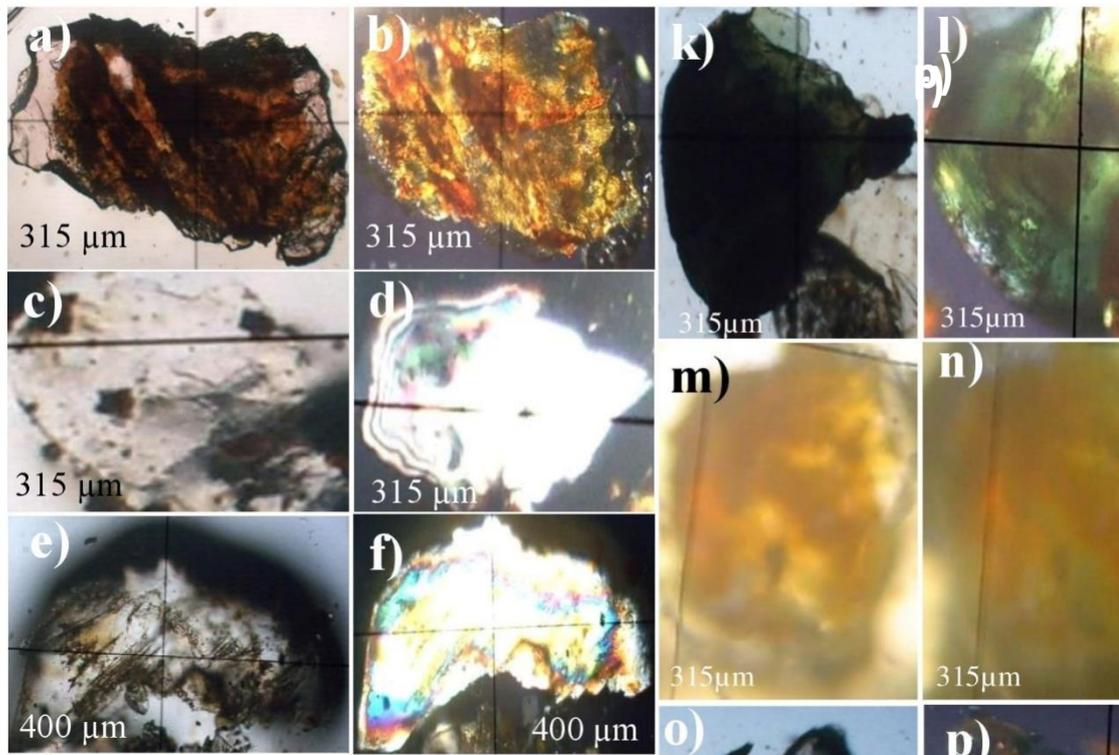
I.2.1.1. Cortège des minéraux lourds

L'étude des minéraux lourds permet non seulement d'identifier leur composition minéralogique dans le milieu de dépôt, mais aussi de remonter jusqu'à leur province distributrice. Dans le secteur d'étude, la composition minéralogique des sédiments alluvionnaires obtenue sur les fractions globales est :

- la brookite : il est un minéral formé de cristaux aplatis et striés qui possèdent des bords assez corrodés à relief fort avec des teintes de polarisation jaune argentée à brun argenté et légèrement sombre en LP. Sa proportion est de 2 à 5% ;
- la muscovite : C'est l'un des minéraux les plus abondants dans les alluvions avec des proportions de 10 à 15%. Elle est disposée en fines lamelles sub-arrondies, à inclusions aux minéraux opaques. En LP, elle est claire et en LPA, elle montre des bords gris jaunâtre à cœur jaune orangé à rose et à relief faible (Figure 35a et b) ;
- le zircon : il se présente en prisme légèrement allongé à arête primaire, gris clair à bleu clair avec des teintes de polarisation brun orangé et à relief fort. Son pourcentage est de 3 à 5% dans les sédiments (figure 35a et b) ;
- l'anatase : c'est un minéral de taille réduite, à formes biseautées, généralement accolé aux autres minéraux. Au microscope polarisant, il montre une coloration jaune miel et vert jaunâtre en LP. Les proportions de ce minéral varient de 2 à 5% ;
- le rutile : il est assez abondant dans les sédiments alluvionnaires. Le rutile se présente en grains prismatiques, sub-arrondis et arrondis, avec des teintes variant du brun rougeâtre au brun sombre. Son pourcentage est varié de 5 à 10% dans les minéraux lourds ;
- la chloritoïde : il se présente en grains arrondis et écaillés, à relief fort, de couleur vert olive et gris verdâtre foncé. Il occupe 2 à 5% du volume total ;
- la biotite : elle est assez abondante (5 à 10%) et disposée en lamelles allongées, de couleur brun foncé à jaune orangé ;
- l'idocrase : il se présente en cristaux prismatiques, gris clair à brun et brun sombre, striés longitudinalement et se caractérisent par un relief très fort. Il représente 2 à 5% du volume total ;
- le grenat : très abondant (20 à 25%) et essentiellement sub-arrondi et craquelé, il est de couleur rose brun en LP, et incolore en LPA avec un relief fort. Le grenat se présente sans

forme cristalline propre. La surface des grains est marquée par des inclusions d'oxydes opaques ;

- le disthène : il est assez abondant (10 à 15%) et se présente en grains tantôt aplatis, tantôt aciculaires, plus ou moins allongés, incolores ou légèrement bleutés en LP. En LPA, il a une teinte vert clair, à bordure rose orange et à relief fort (figure 35).



a) Brookite en LPNA ; b) brookite en LPA ; c) muscovite en LPNA ; d) muscovite en LPA ; e) Zircon en LPNA ; f) Zircon en LPA ; g) anatase en LPNA ; h) anatase en LPA ; i) rutile en LPNA ; j) rutile en LPA ; k) chloritoïde en LPNA ; l) chloritoïde en LPA ; m) biotite en LPNA ; n) biotite en LPA ; o) idocrase en LPNA ; p) idocrase en LPA ; q) disthène en LPNA ; r) disthène en LPA.

Figure 35 : Composition des minéraux lourds dans le secteur d'étude

L'analyse statistique a été faite par la méthode de comptage des grains sur des frottis des minéraux lourds. Elle est basée sur le pourcentage de représentativité de chaque minéral de concentrés des matériaux gravillonnaires. Le tableau 12 présente les résultats obtenus après observation au microscope polarisant des minéraux lourds de la fraction totale des concentrés.

Tableau 12 :Distribution des minéraux lourds identifiés dans les puits

		Minéraux essentiels							Minéraux accessoires									
		Mo	Zi	An	Gr	To	Br	Ru	Ap	Si	St	And	Id	Di	Mu	Bi	Ch	Total
Concentrés	VRS01	6	9	7	5	2	13	32	3	0	0	3	1	5	4	3	2	95
	VRS02	3	13	5	3	3	3	33	4	0	0	5	2	7	5	7	3	96
	VRS03	3	18	5	5	7	13	29	2	0	0	4	0	2	7	1	0	96
	VRS05	7	15	3	6	1	11	34	1	0	0	3	0	3	3	8	3	98
	VRS06	3	14	3	5	2	15	37	2	0	0	4	0	3	8	2	1	99
	VRS07	2	7	5	3	13	11	34	4	0	0	3	3	1	3	7	1	97
	VRS08	3	18	5	5	8	11	33	2	0	0	1	0	2	6	1	2	97
	Fraction globale	VS01	5	11	4	3	11	4	27	5	0	0	4	0	2	14	5	3
VS02		3	3	4	7	9	7	24	1	0	0	13	4	11	2	4	2	94
VS03		7	12	9	10	7	8	20	6	0	0	5	2	5	7	1	1	100
VS04		2	3	6	2	8	12	26	4	0	0	10	7	5	5	6	0	96
VS05		6	12	4	3	4	7	31	5	0	0	8	1	8	4	5	0	98
VS06		7	10	11	4	6	10	35	0	0	0	0	2	2	7	1	0	95
VS07		4	18	3	11	3	11	32	3	0	0	4	0	2	7	1	0	99
VS08		3	18	5	5	7	13	29	2	0	0	4	0	2	7	1	0	96

Mo : minéraux opaque ; Zi : zircon ; An : anatase ; Gr : grenat ; To : tourmaline ; Br : brookite ; Ru : rutile ; Ap : apatite ; Si : silimanite ; St : Staurotite ; And : andalousite ; Id : idocrase ; Di : disthène ; Mu : muscovite ; Bi : biotite ; Ch : chlorite.

A partir des résultats du comptage des grains des minéraux lourds sur frottis, les différents pourcentages des paragenèses minérales établies sont illustrés par les diagrammes circulaires. On a des proportions modérées en rutile mais plus importantes dans les échantillons VSO6 et VSO3. Le zircon, grenat, anatase, disthène et minéraux opaques sont présents dans tous les échantillons à des proportions importantes. D'autres minéraux comme l'andalousite, brookite, idocrase sont peu abondants (figure 37).

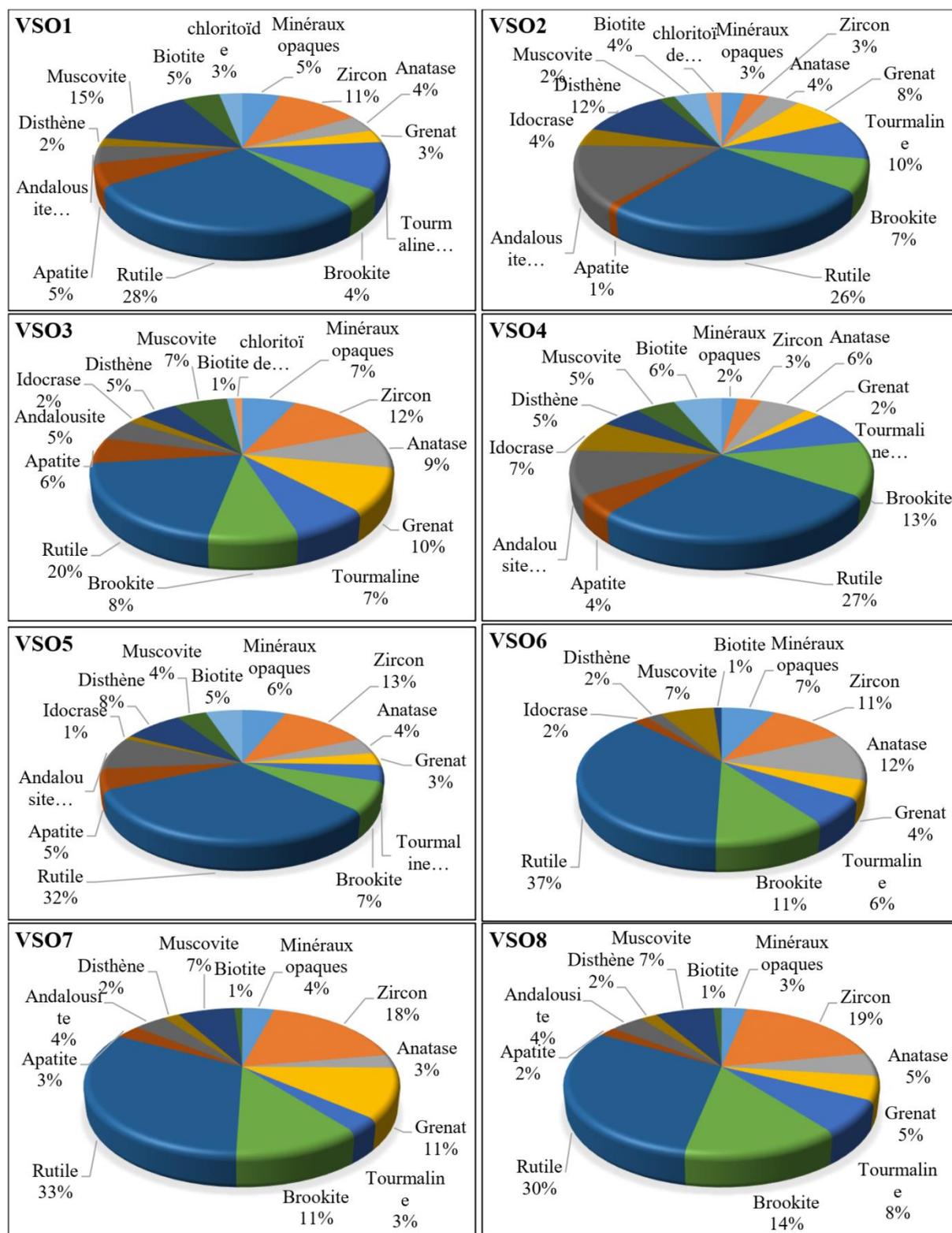


Figure 36 : Pourcentage des minéraux lourds dans la fraction globale des différents

Les échantillons des concentrés (figure 38) montrent en général des proportions très importantes en rutile. Le zircon, le disthène et le grenat ont des proportions variables et apparaît en faible proportion dans les échantillons VRSO6 et VRSO7. La chlorite apparaît dans six échantillons en faible proportion.

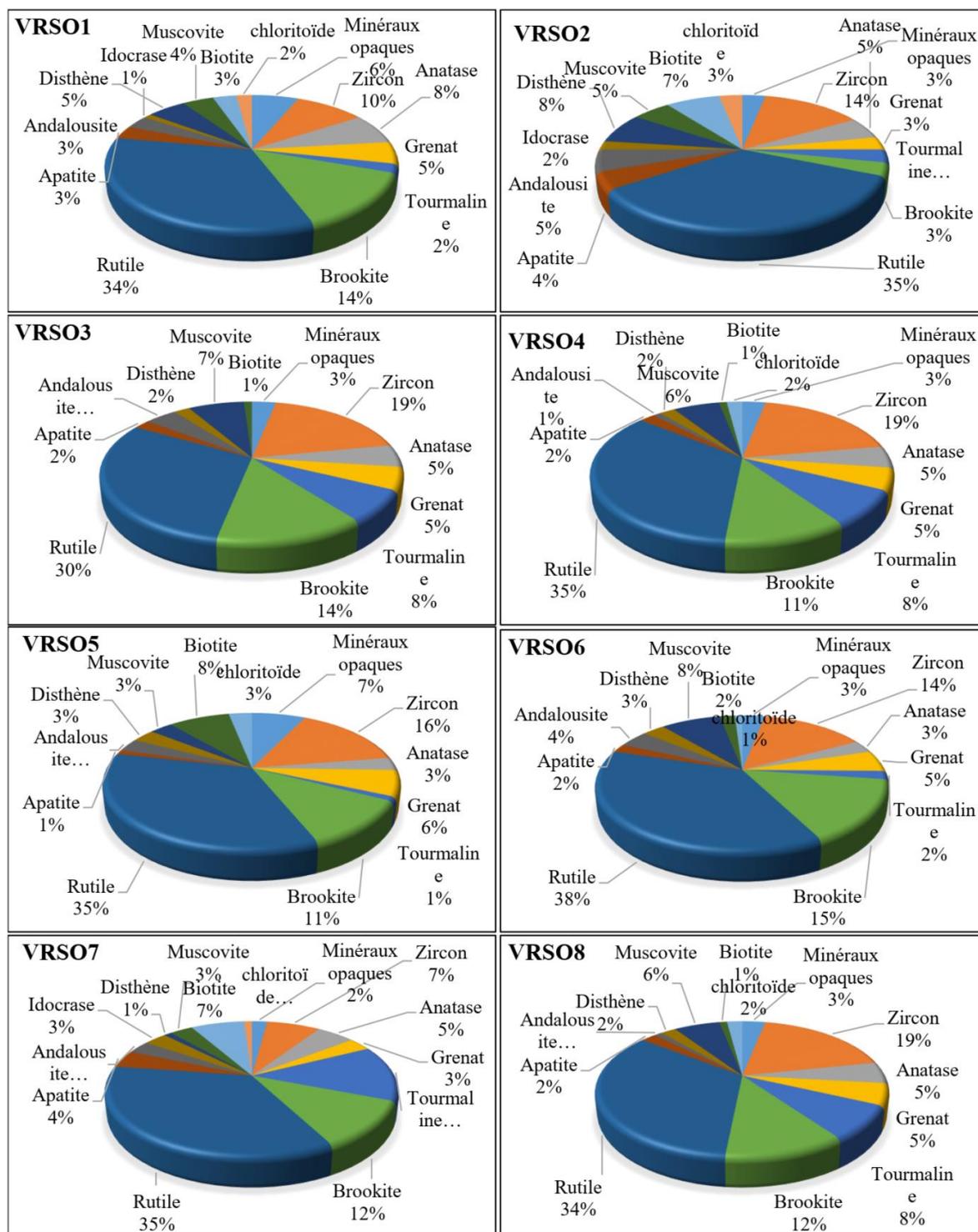


Figure 37 : Pourcentage des minéraux lourds dans les différents échantillons des concentrés.

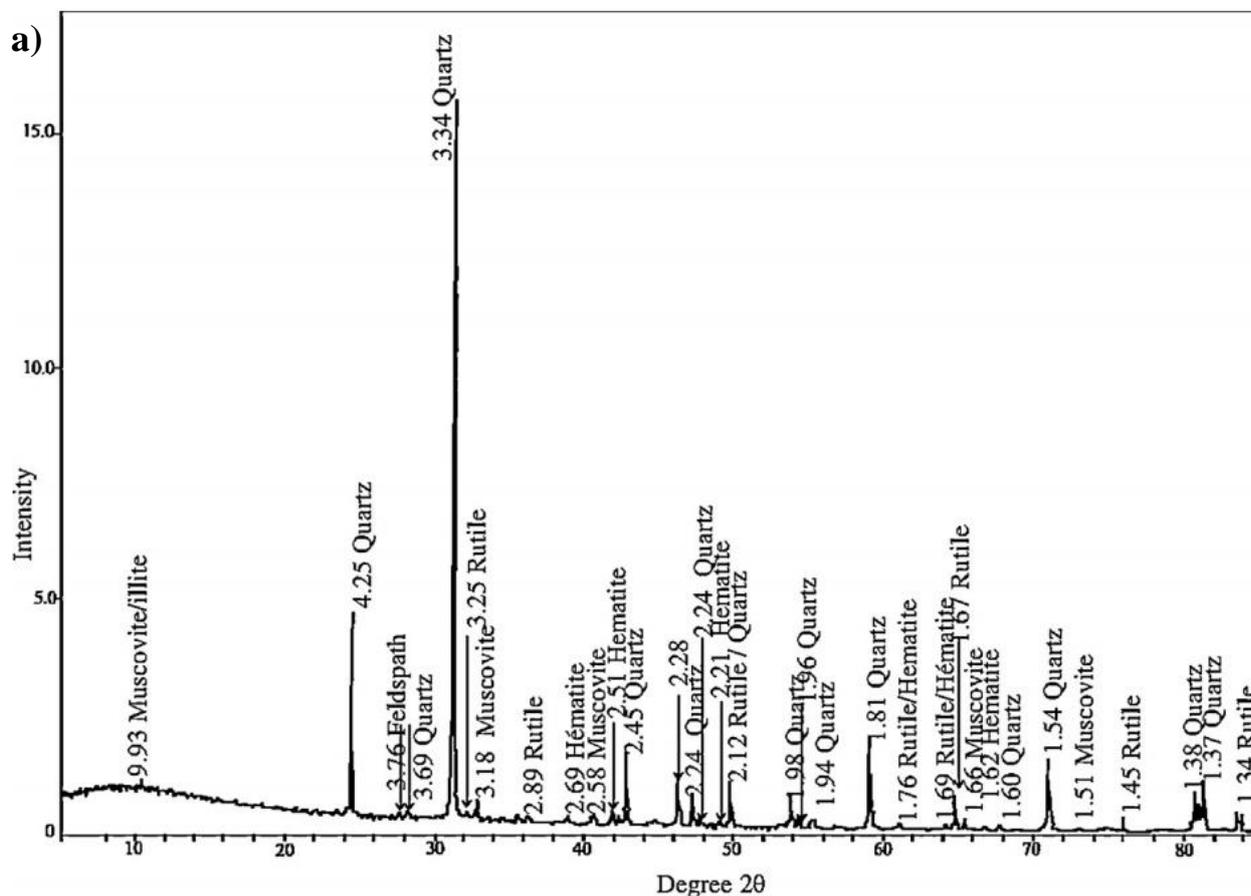
I.2.2. Minéralogie par diffraction de rayons X

L'examen des diffractogrammes de rayons X fait apparaître dans la fraction globale la présence du quartz, rutile, muscovite, feldspaths et l'hématite (figure 36). Dans les concentrés de sédiments, le cortège minéralogique est dominé par le quartz et le rutile (tableau 11).

Tableau 11 : Composition minéralogique des sédiments.

	Fraction globale des sédiments	Concentré des sédiments
Echantillons	VSO8	VRSO5
Rutile	++	+++
Quartz	+++	+++
Hématite	-	-
Muscovite	+	-
Feldspath	-	-

+++ : minéral très abondant ; ++ : minéral abondant ; + : minéral peu abondant ; - minéral en trace



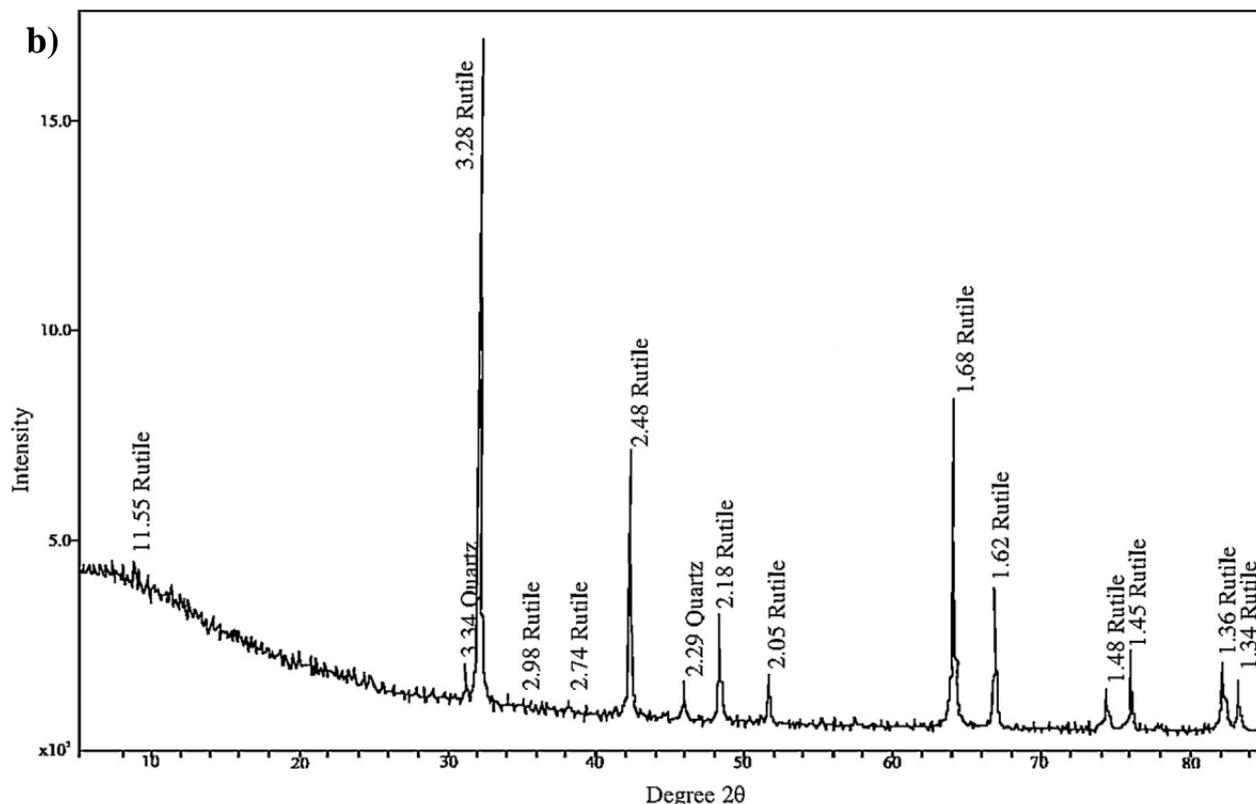


Figure 38 : Diffractogrammes de rayons X : a) de la fraction globale des sédiments ;
b) des concentrés de sédiments.

I.3. GEOCHIMIE

I.3.1. Géochimie de la fraction globale des sédiments

I.3.1.1. Distribution des éléments majeurs

Les teneurs en SiO_2 sont très élevées et comprises entre 76 et 95%. TiO_2 se caractérise par des teneurs variant entre 1 et 2% (tableau 13). Les concentrations en Al_2O_3 sont comprises entre 2 et 12% (tableau 13). Celles en Fe_2O_3 se situent entre 1 et 9% (tableau 13). Les concentrations en CaO et MgO sont faibles, inférieures à 1% dans certains échantillons (tableau 13). Les teneurs en Na_2O , MnO, K_2O et P_2O_5 sont très faibles. L'indice d'altération chimique (CIA) montre des valeurs comprises entre 81 et 96% (tableau 13).

Les corrélations positives s'observent entre MgO et Fe_2O_3 ; Al_2O_3 et Fe_2O_3 (figure 33 a et b). Aussi, les corrélations négatives existent entre TiO_2 et SiO_2 ; Al_2O_3 et TiO_2 ; Al_2O_3 et SiO_2 et entre K_2O et TiO_2 (figure 39c-d).

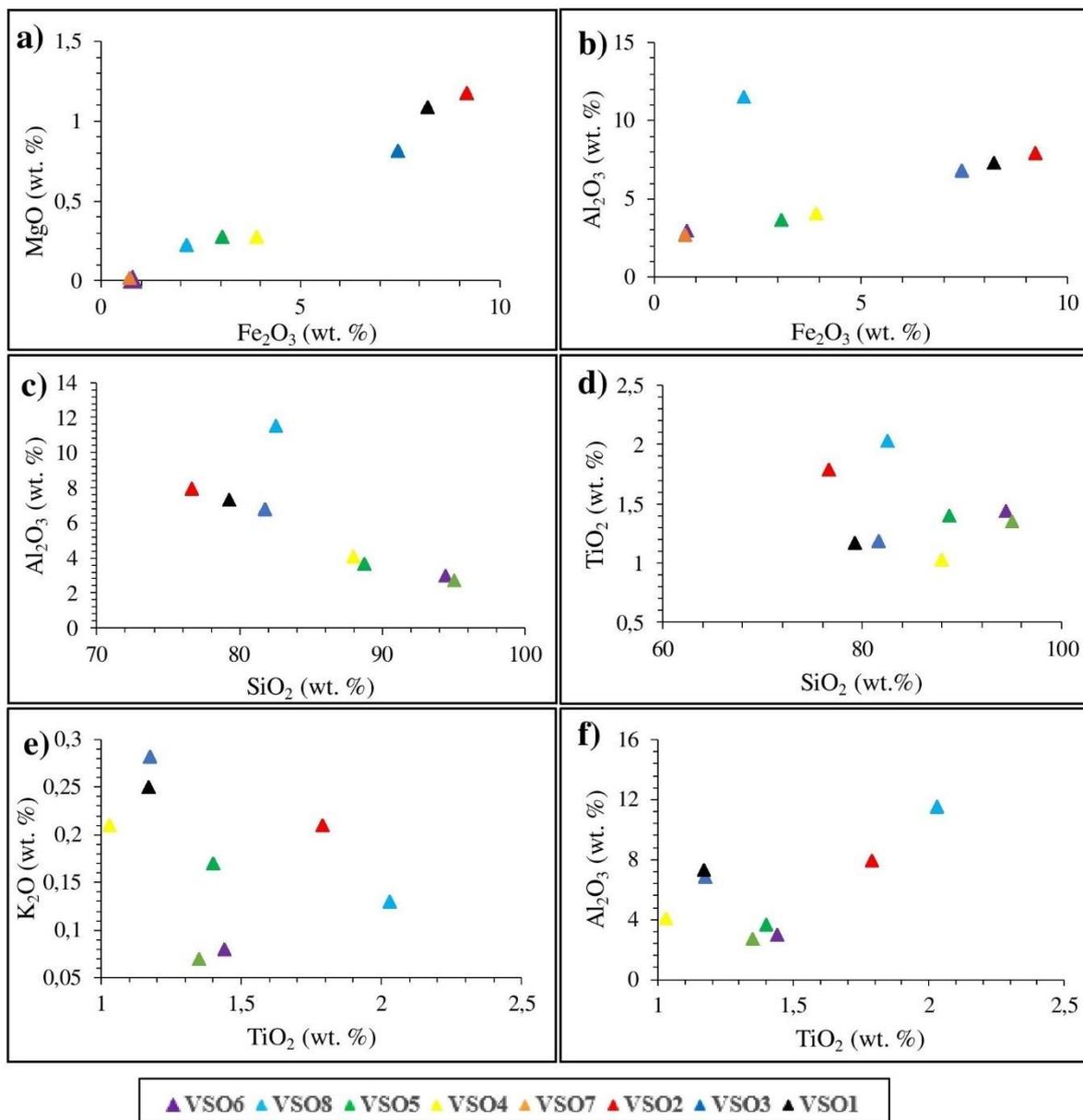


Figure 39 : Diagrammes de variation des éléments majeurs dans les fractions globales des sédiments

Tableau 13 : Distribution des éléments majeurs dans les fractions globales des sédiments

	L.d.	VSO1	VSO2	VSO3	VSO4	VSO5	VSO6	VSO7	VSO8
SiO ₂	0,01	79,27	76,65	81,82	87,97	88,73	94,42	95,03	82,54
Al ₂ O ₃	0,01	7,32	7,94	6,75	4,08	3,67	2,99	2,71	11,53
Fe ₂ O ₃	0,01	8,22	9,22	7,47	3,92	3,08	0,79	0,75	2,17
CaO	0,01	0,98	1,05	0,76	0,31	0,32	0,07	0,07	0,31
K ₂ O	0,01	0,25	0,21	0,28	0,21	0,17	0,08	0,07	0,13
MgO	0,01	1,08	1,17	0,81	0,27	0,27	0,01	0,01	0,22
MnO	0,01	0,23	0,25	0,18	0,06	0,06	0,01	0,01	0,05
Na ₂ O	0,01	0,18	0,15	0,12	0,1	0,19	<ld	<ld	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,07	0,08	0,1	0,06	0,04	0,03	0,02	0,05
TiO ₂	0,01	1,17	1,79	1,18	1,03	1,4	1,44	1,35	2,03
LOI	0,05	1,34	0,40	0,72	1,4	0,9	0,48	0,4	0,71
Total	-	100,11	98,91	100,19	99,41	98,83	100,32	100,42	99,75
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	-	32,88	43,90	26,68	18,67	18,12	9,87	10,71	16,69
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	-	10,82	9,65	12,12	21,56	24,18	31,58	35,07	7,16
Na ₂ O/K ₂ O	-	0,72	0,71	0,43	0,48	1,12	-	-	0,08
Fe ₂ O ₃ /MgO	-	7,61	7,88	9,22	14,52	11,41	79	70	9,86
CIA	-	83,85	84,92	85,34	86,81	81,56	95,22	95,09	96,24

LOI: Loss on Ignition.

l.d.: limite de détection.

CIA = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$ d'après Nesbitt et Young (1984).

I.3.1.2. Distribution des éléments traces

Parmi les éléments traces, le zirconium présente les teneurs les plus élevées (141-236 ppm). Le chrome, Nb, Ba et V constituent la seconde catégorie d'éléments traces à teneurs élevées variant respectivement entre 44 et 93 ppm, 32 et 67 ppm, 21 et 73 ppm, et 52 et 86 ppm. Les teneurs en Li évoluent entre 1 et 9 ppm. Celles en Hf, W et Ta varient respectivement de 3 à 6 ppm, 1 à 4 ppm et de 2 à 5 ppm. Les teneurs en Y varient entre 2 et 59 ppm (tableau 14). Celles en Sr sont comprises entre 4 et 20 ppm. Les teneurs en Th varient de 7 à 27 ppm. Les concentrations en Ni varient entre 2 et 7 ppm. Les teneurs en Sc varient entre 3 et 34 ppm (tableau 14). Celles en Co varient de 1 à 11 ppm. Les autres éléments traces (Rb, U, Ga, Pb, Mo, Be, Cd, Cs...) ont des teneurs faibles voire même très faibles (tableau 14).

Les valeurs du rapport Nb/Ta varient entre 12,50 et 14,22 tandis que le rapport Zr/Hf varie entre 36,03 et 37,79 (tableau 14).

Les corrélations positives s'observent entre éléments traces. Le Th est corrélé positivement avec Ta, U vs. V, Ba vs. Cd, Nb vs. Th, W vs. Zr, Ba vs. Cr. Des corrélations positives existent aussi entre Co et Cd, Cr et Sc, et V et Ba (figure 40).

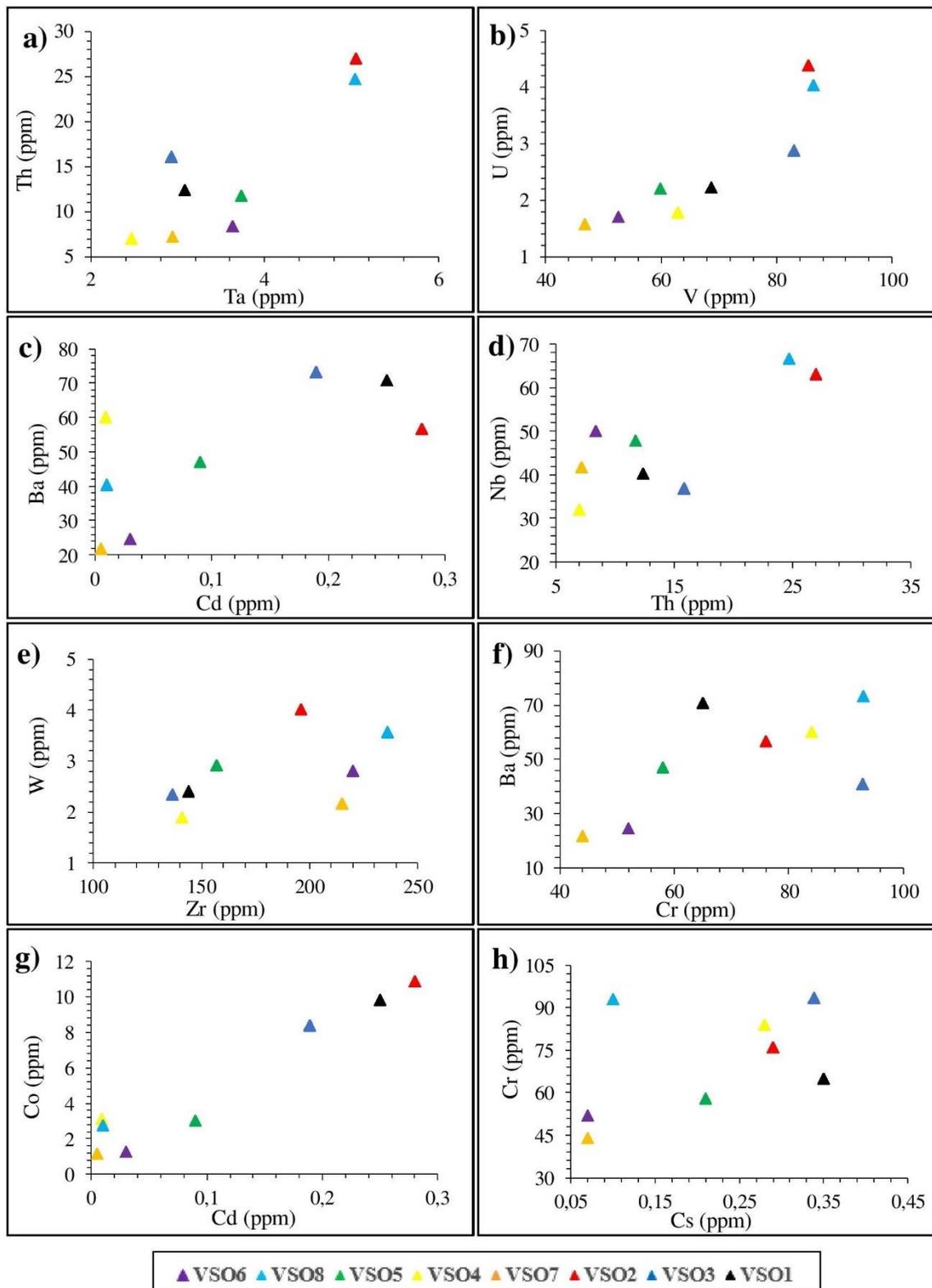


Figure 40 : Diagrammes de variation entre éléments traces dans la fraction globale des sédiments

Le diagramme de la figure 41 montre la répartition des éléments traces en fonction de leurs concentrations. Les spectres montrent une allure homogène caractérisée par des anomalies positives en Tb, Nb, Zr et Yb et négatives en La, Eu, Er et Lu (figure 41).

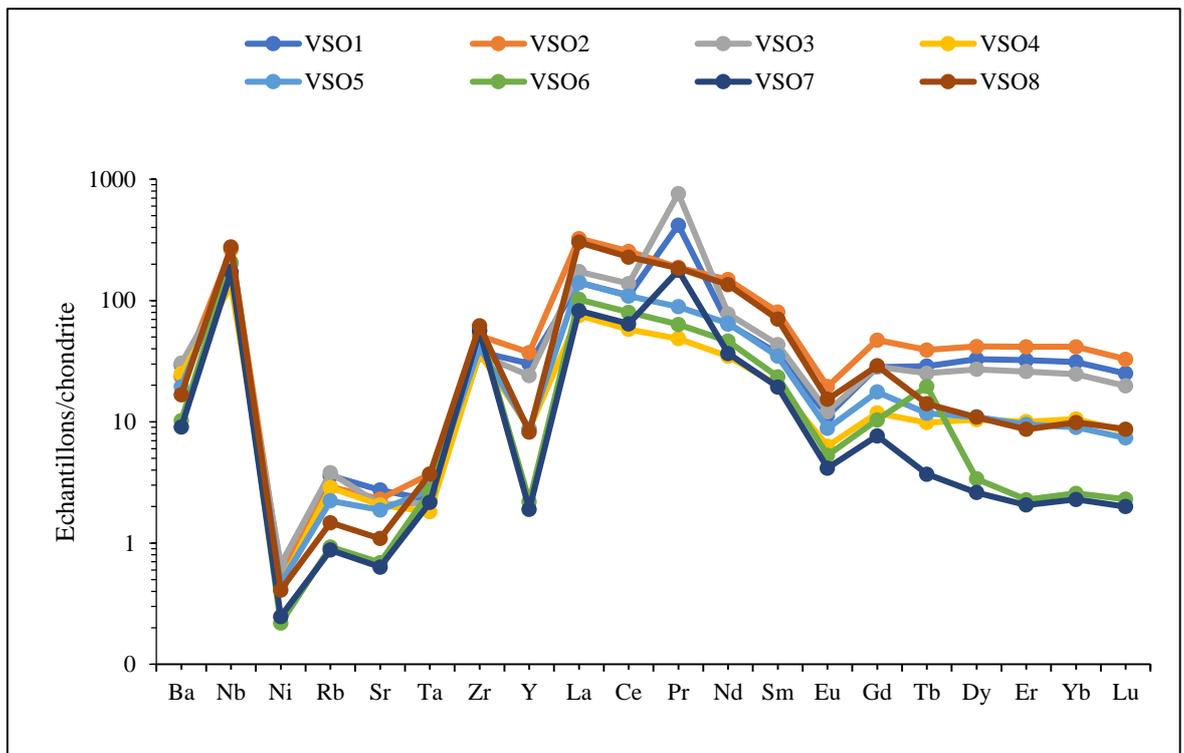


Figure 41 : Spectres multiéléments des matériaux de la fraction globale normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).

Tableau 14 : Distribution des éléments traces dans la fraction globale des sédiments

	L.d.	VSO1	VSO2	VSO3	VSO4	VSO5	VSO6	VSO7	VSO8
Ba	0,8	70,8	56,7	73,3	60,1	47	24,6	21,8	40,4
Be	0,04	0,61	0,48	0,65	0,63	0,49	0,21	0,18	0,31
Cd	0,013	0,25	0,28	0,19	0,009	0,09	0,03	0,005	0,01
Co	0,13	9,83	10,88	8,34	3,11	3,03	1,27	1,17	2,75
Cr	3	65	76	93	84	58	52	44	93
Cs	0,013	0,35	0,29	0,34	0,28	0,21	0,07	0,07	0,1
Cu	1,4	5	4,8	7,8	5,7	3,3	2	<Ld	2,1
Ga	0,04	5,12	5,42	5,73	4,56	3,69	2,62	2,45	7,93
Hf	0,14	3,86	5,44	3,7	3,86	4,29	6,02	5,69	6,28
In	0,0018	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
Li	0,4	8,8	8,9	7,9	4,6	4	1,5	1,6	4,7
Mo	0,08	0,4	0,43	0,7	0,64	0,43	0,24	0,33	0,34
Nb	0,03	40,3	63,10	36,97	32,03	47,85	50,05	41,74	66,61
Ni	1,6	6,3	6,1	7	4,8	4,9	2,3	2,6	4,3
Pb	0,6	3,3	3,7	3,6	3,1	2,7	1,6	1,5	3,1
Rb	0,23	8,25	6,68	8,75	6,59	5,13	2,14	2,02	3,39
Sb	0,04	0,06	0,04	0,04	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld
Sc	1,1	29,9	33,6	27,6	13,2	10,8	3,8	3,2	8,6
Sn	0,16	1,99	2,13	1,78	1,62	2,24	2,15	1,8	1,79
Sr	0,6	19,9	16,7	15,1	14,9	13,6	5	4,6	7,9
Ta	0,023	3,08	5,05	2,94	2,47	3,73	3,63	2,94	5,04
Th	0,018	12,41	27,01	15,96	7,03	11,77	8,40	7,21	24,74
Tl	0,005	0,034	0,029	0,041	0,025	0,023	0,013	0,013	0,019
U	0,011	2,23	4,39	2,85	1,79	2,21	1,71	1,58	4,04
V	0,8	68,7	85,5	83,2	62,9	59,9	52,6	46,8	86,4
W	0,05	2,41	4,02	2,32	1,9	2,92	2,81	2,17	3,57
Y	0,05	47,37	58,53	37,79	13,79	13,66	3,45	2,98	12,92
Zn	7	41	43	36	20	16	9	8	17
Zr	6	144	196	137	141	157	220	215	236
Nb/Ta	-	13,08	12,50	12,85	12,99	12,83	13,80	14,22	13,22
Zr/Hf	-	37,31	36,04	37,03	36,53	36,60	36,54	37,79	37,58

L.d. : Limite de détection.

I.3.1.3. Distribution des terres rares

La somme des terres rares varie entre 86 et 371 ppm (tableau15). La teneur la plus élevée provient de l'échantillon VRSO2. Les teneurs en terres rares légères La (18 à 78 ppm), Ce (35 à 155 ppm) et Nd (15 à 68 ppm) ont les teneurs les plus significatives. Les terres rares légères sont plus abondantes que les terres rares lourdes ; valeurs du rapport LREE/HREE sont élevées et comprises entre 6 et 23 (tableau 15). Les valeurs des anomalies en europium (Eu/Eu*) sont inférieures à 1 tandis que celles en cérium (Ce/Ce*) sont proches de 1 (figure 42). Les valeurs du rapport (La/Yb)_N sont comprises entre 0,90 et 1,01 (tableau 15).

Tableau 15 :Concentrations en terres rares dans les fractions globales des sédiments

	L.d.	VS01	VS02	VS03	VS04	VS05	VS06	VS07	VS08
La	0,04	33,85	77,88	41,53	18,09	33,77	24,51	19,8	72,72
Ce	0,12	67,31	155,2	84,17	35,24	66,5	48,86	39,29	139,3
Pr	0,14	7,95	18,39	9,68	4,36	8	5,73	4,54	16,64
Nd	0,06	29,62	68,59	35,71	15,97	29,86	21,27	16,86	62,13
Sm	0,012	5,49	12,08	6,51	3	5,22	3,53	2,9	10,53
Eu	0,003	0,68	1,17	0,73	0,38	0,53	0,32	0,25	0,92
Gd	0,009	5,66	9,44	5,67	2,36	3,53	2,07	1,53	5,79
Tb	0,002	1,15	1,57	1	0,39	0,47	0,18	0,15	0,56
Dy	0,009	8,24	10,45	6,79	2,61	2,75	0,85	0,65	2,73
Ho	0,003	1,77	2,21	1,43	0,54	0,53	0,14	0,11	0,49
Er	0,007	5,16	6,66	4,16	1,6	1,52	0,37	0,33	1,39
Tm	0,002	0,77	1,01	0,61	0,25	0,22	0,06	0,05	0,22
Yb	0,009	4,99	6,65	3,96	1,68	1,44	0,41	0,37	1,58
Lu	0,002	0,75	0,99	0,59	0,25	0,22	0,07	0,06	0,26
REE	-	173,37	372,28	202,54	86,72	154,56	108,36	86,89	315,26
LREE	-	144,89	333,31	178,33	77,04	143,88	104,22	83,64	302,24
HREE	-	28,47	38,97	24,21	9,69	10,68	4,15	3,25	13,02
LREE/HREE		5,09	8,55	7,36	7,95	13,47	25,12	25,72	23,21
Ce/Ce*	-	0,95	0,95	0,97	0,92	0,94	0,96	0,96	0,93
Eu/Eu*	-	0,57	0,52	0,56	0,67	0,58	0,55	0,56	0,55
(La/Yb) _N	-	0,5	0,86	0,77	0,79	1,73	4,39	3,98	3,4

L.d.: Limite de détection.

$$Ce/Ce^* = (Ce_{éch}/Ce_{PAAS})/(La_{éch}/La_{PAAS})^{1/2}(Pr_{éch}/Pr_{PAAS})^{1/2}.$$

$$Eu/Eu^* = (Eu_{éch}/Eu_{PAAS})/(Sm_{éch}/Sm_{PAAS})^{1/2}(Gd_{éch}/Gd_{PAAS})^{1/2}.$$

$$(La/Yb)_N = (La_{éch}/La_{PAAS})/(Yb_{éch}/Yb_{PAAS}).$$

Les spectres des terres rares normalisées par rapport au PAAS (McLennan, 1989) et à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) indiquent un comportement semblable (figure 42). Dans ces matériaux, les terres rares se caractérisent par : (i) un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ; et (ii) de fortes anomalies négatives en europium. Quoique, les deux modèles de normalisation offre des formes similaires de spectres, les terres rares montrent un fort enrichissement par rapport aux données de la chondrite.

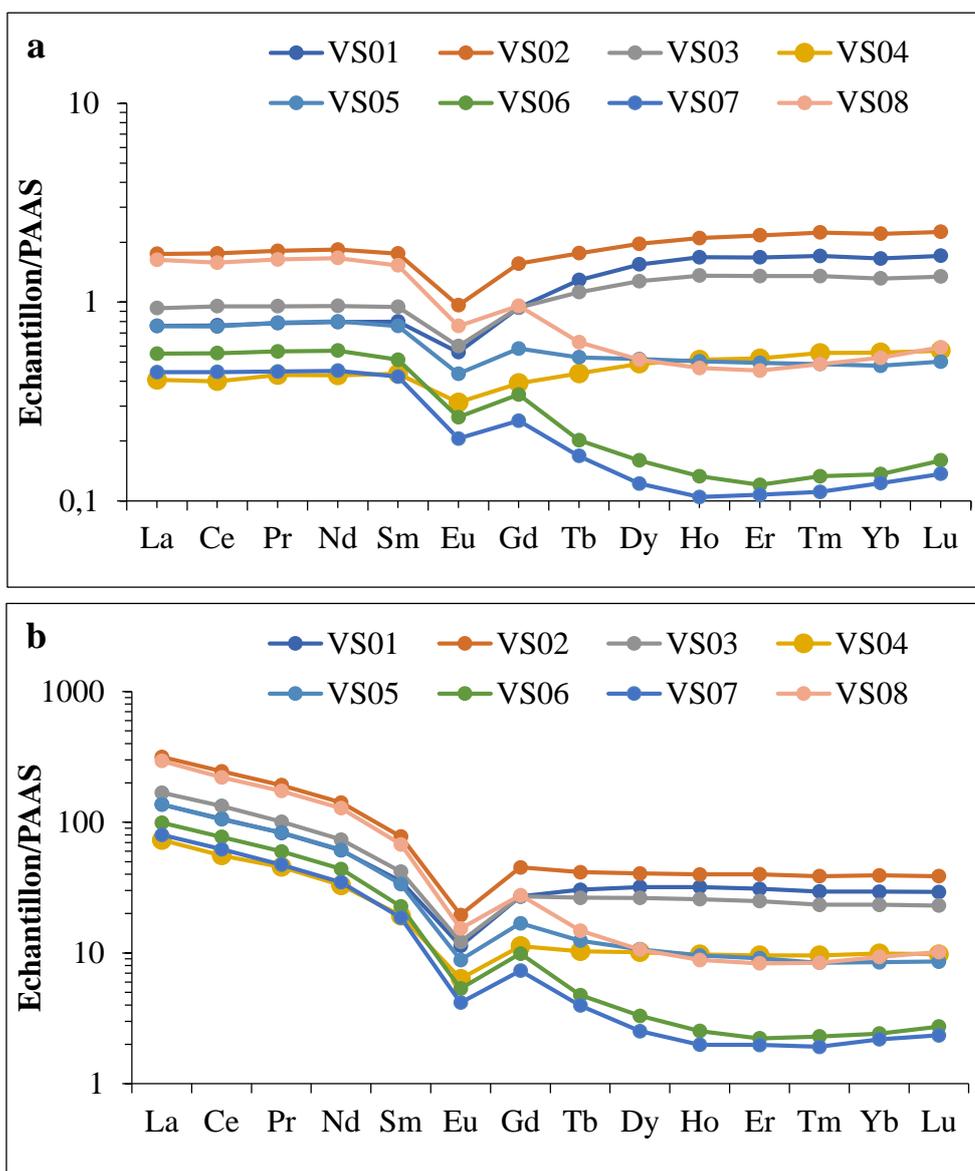


Figure 42 : Spectres de terres rares des fractions globales normalisées par rapport :a) au PAAS (McLennan, 1989) et b) à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

I.3.2. Géochimie des concentrés

I.3.2.1. Distribution des éléments majeurs

En dehors de TiO_2 , les concentrés ont des teneurs très faibles en éléments majeurs. Les concentrations en TiO_2 varient de 94 à 96% (tableau 16). Les concentrés présentent de faibles teneurs en SiO_2 (<1%) (tableau 16). Les teneurs en Al_2O_3 sont également proches de 1% tandis que celles en Fe_2O_3 sont supérieures à 1% dans certains concentrés d'échantillons (tableau 16).

Les diagrammes binaires traduisant la relation qui existe entre les éléments majeurs ont été établis. Ils indiquent que le Na_2O et Al_2O_3 possèdent des corrélations négatives avec Fe_2O_3 tandis que Al_2O_3 et Fe_2O_3 montrent des corrélations positives avec SiO_2 (figure 43).

Tableau 16 : Distribution des éléments majeurs dans les concentrés de sédiments.

	L.d.	VRSO1	VRSO2	VRSO3	VRSO5	VRSO6	VRSO7	VRSO8
SiO_2	0,01	0,43	0,73	0,29	0,81	0,47	0,56	0,69
Al_2O_3	0,01	0,17	0,44	0,18	0,28	0,21	0,47	0,44
Fe_2O_3	0,01	1,06	1,10	0,99	1,21	0,77	0,84	0,86
CaO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04
K_2O	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	<dl	0,01	0,01
MgO	0,01	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	0,04	0,04
MnO	0,01	<dl	<dl	<dl	0,02	<dl	<dl	<dl
Na_2O	0,01	0,04	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08
P_2O_5	0,01	<dl	0,01	<dl	0,01	<dl	<dl	<dl
TiO_2	0,01	95,21	94,27	95,61	94,53	95,84	94,61	94,90
LOI	-	0,34	0,44	0,24	0,39	0,34	0,27	0,38
Total	-	97,28	97,12	97,41	97,35	97,71	96,92	97,44

L.d.: Limite de détection.

LOI: Loss on ignition,

L.d.: limite de détection,

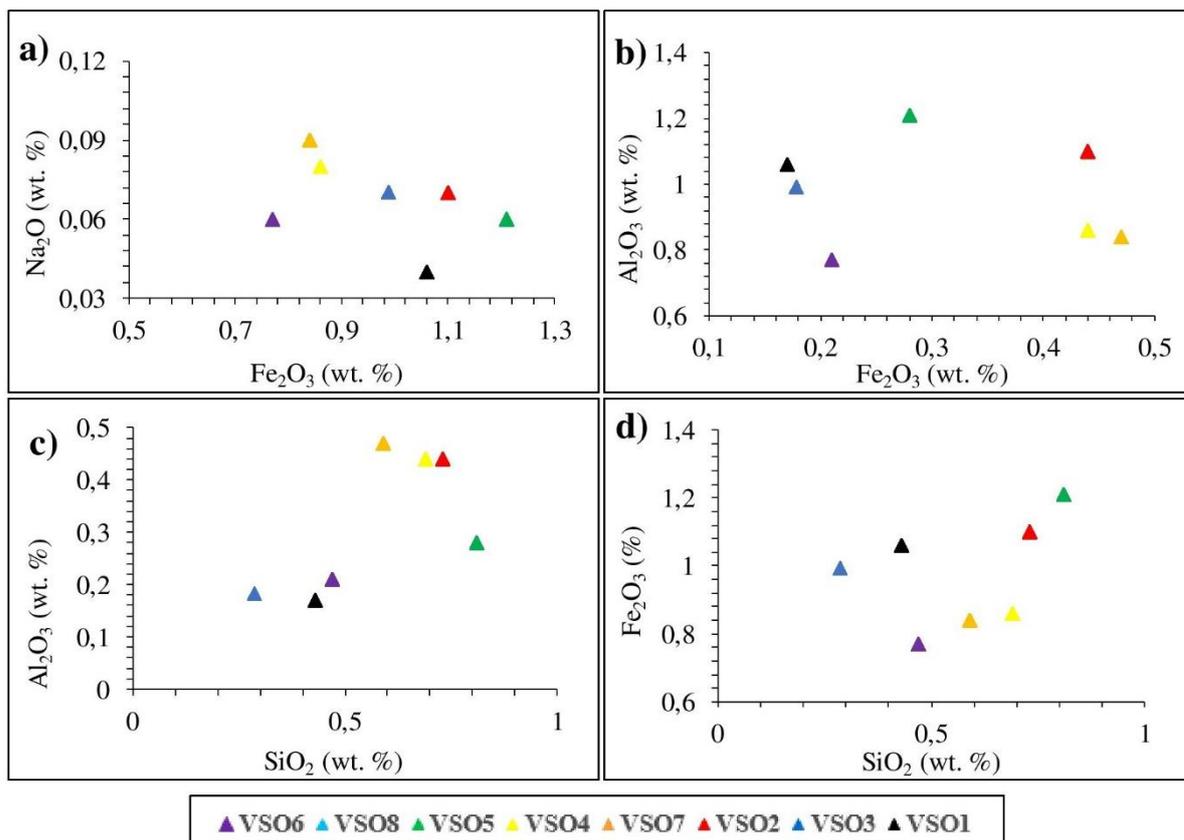


Figure 43 : Diagrammes de variation entre éléments majeurs dans les concentrés de sédiments.

I.3.1.6. Distribution des éléments traces dans les concentrés de sédiments

Parmi les éléments traces, V, Nb, Cr et Ta présentent les teneurs plus élevées (tableau 17). Les teneurs en V varient 493 à 1343 ppm alors que celles en Nb se situent entre 438 et 989 ppm. Le chrome a aussi des teneurs significatives oscillant entre 333 et 459 ppm. Les concentrations en Ta (74-100 ppm) sont modérées et varient très peu (tableau 17). Les rapports Nb/Ta et Zr/Hf sont élevés (tableau 17).

Les diagrammes binaires montrent des corrélations positives entre W et Zr, et entre U et V. Le thorium est corrélé négativement avec comme Nb et Ta (figure 44).

Les spectres des éléments traces normalisés par rapport aux données du PAAS (McLennan, 1989) sont caractérisés par une allure uniforme avec des anomalies positives en Rb et Y. Les traces éléments tels que Nb, Ta, et Zr présentent des anomalies négatives (figure 45).

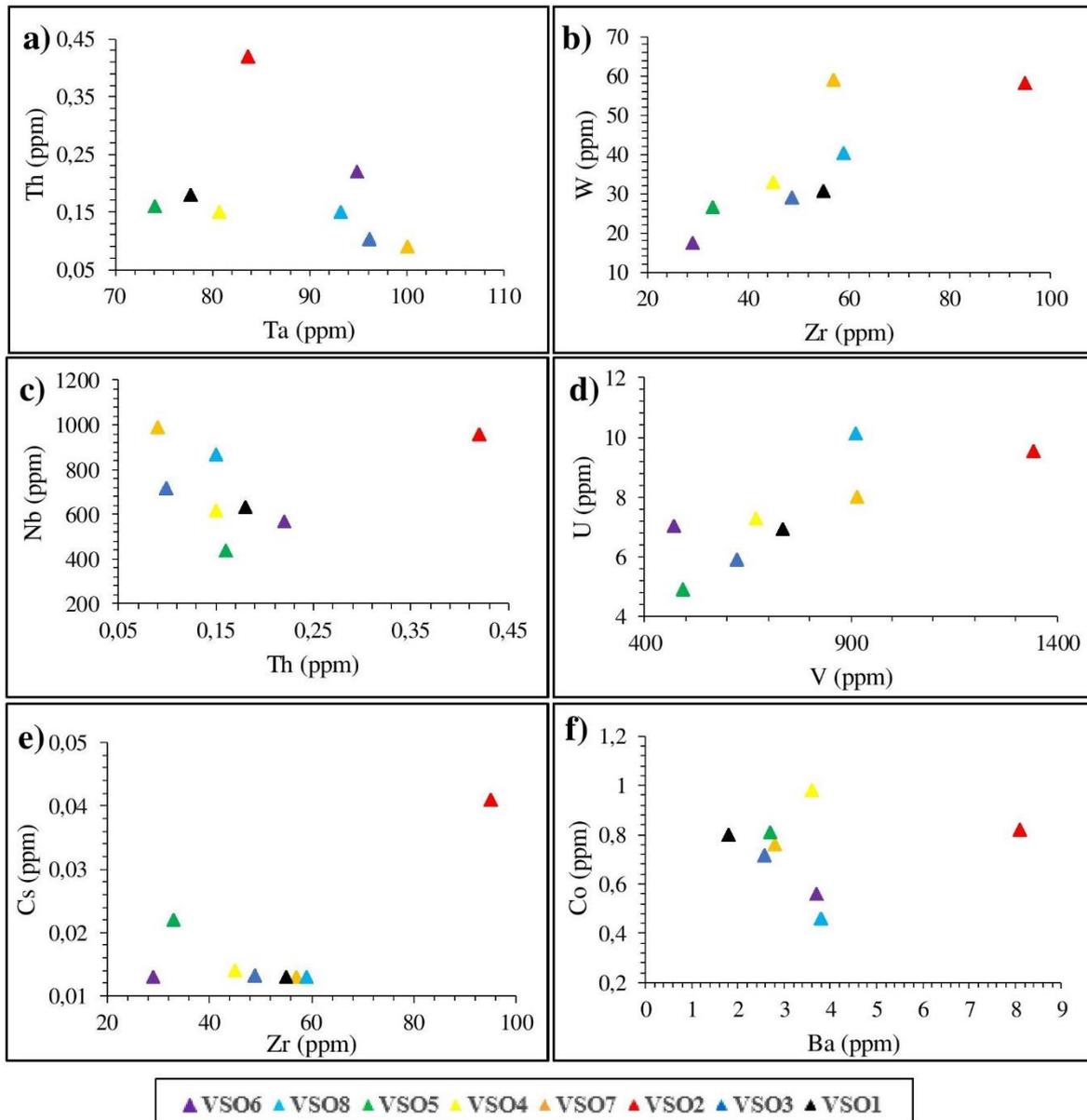


Figure 44 : Corrélations entre TiO_2 avec certains éléments traces (Cr, Ta, Sc, Y et Ba) dans les concentrés de sédiments

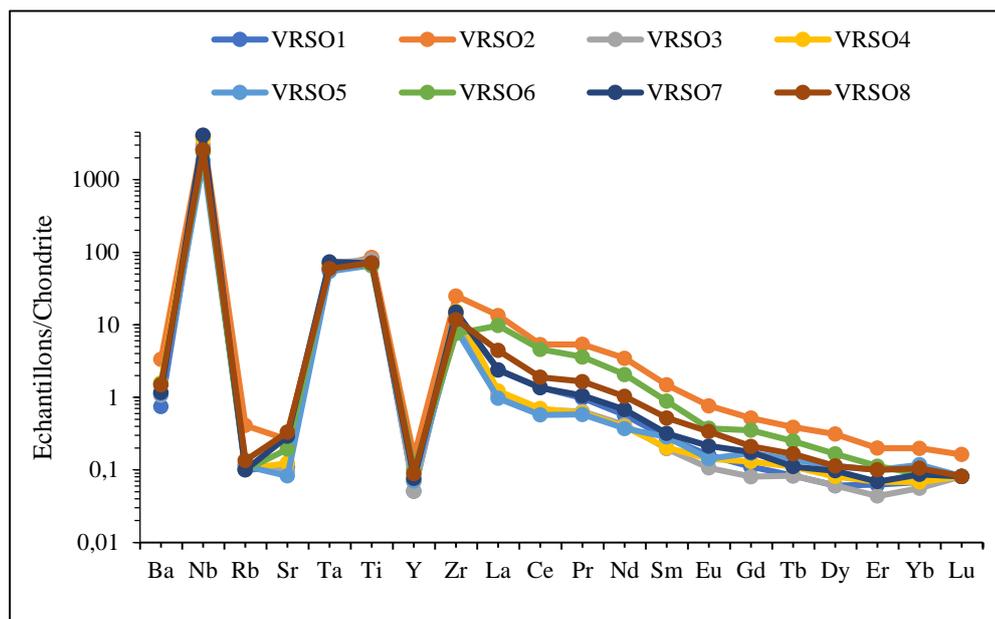


Figure 45 : Spectres élargis des éléments traces normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

Tableau 17 : Concentration des éléments traces dans les concentrés de sédiments

	L.d.	VRSO1	VRSO2	VRSO3	VRSO4	VRSO5	VRSO6	VRSO7	VRSO8
Ba	0,8	1,8	8,1	2,6	3,8	2,7	3,7	2,8	3,6
Be	0,04	0,26	0,24	0,15	0,17	0,33	0,35	0,46	0,16
Cd	0,01	0,056	<Ld	<Ld	<Ld	0,019	0,017	0,014	0,014
Co	0,13	0,8	0,82	0,71	0,46	0,81	0,56	0,76	0,98
Cr	3	418	458	457	368	340	333	370	435
Cs	0,01	0,013	0,041	0,013	0,013	0,022	0,013	0,013	0,014
Cu	1,4	<Ld	<Ld						
Ga	0,04	1,18	1,58	1,2	0,73	1,07	0,99	1,05	1,46
Hf	0,14	2,5	3,77	2,17	2,35	1,55	1,29	2,51	1,91
Li	0,4	<Ld	0,7	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld
Mo	0,08	1,11	2,22	1,24	1,54	0,72	0,74	1,16	0,92
Nb	0,03	633	958	714	868	438	568	989	616
Ni	1,6	1,8	2	2,6	2,5	2,2	0,04	1,8	2,2
Pb	0,6	1,9	2,9	1,2	1,4	2,1	3,2	1,7	2,2
Rb	0,23	0,23	0,94	0,27	0,24	0,26	<Ld	0,23	0,31
Sb	0,04	3,82	3,57	4,91	3,24	5,41	3,27	3,98	3,54
Sc	1,1	2,4	5	1,8	3,5	1,8	1,7	4,6	3,8
Sn	0,16	52,45	56,55	45,86	44,61	47,42	41,25	48,07	49,37
Sr	0,6	0,8	1,9	0,7	0,9	0,6	1,4	2,1	2,4
Ta	0,02	77,74	83,65	96,28	93,18	74,06	94,85	100,04	80,71
Th	0,02	0,18	0,42	0,1	0,15	0,16	0,22	0,09	0,15
U	0,01	6,92	9,54	5,89	10,13	4,9	7,03	8	7,28
V	0,8	735	1343	626	912	493	471	915	670
W	0,05	30,69	58,21	28,56	40,27	26,56	17,44	58,99	32,92
Y	0,05	0,08	0,24	0,08	0,11	0,11	0,16	0,12	0,14
Zn	7	<Ld	<Ld						
Zr	6	55	95	49	59	33	29	57	45
Nb/Ta		8,14	11,45	7,42	9,31	5,91	5,99	9,89	7,63
Zr/Hf		22	25,2	22,58	25,11	21,29	22,48	22,71	23,56

L.d.: Limite de détection.

I.3.1.7. Distribution des terres rares dans les concentrés de sédiments

Les teneurs en terres rares sont très faibles dans les concentrés. La somme des terres rares est inférieure à 1 ppm. Cependant, il y a un fort enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les rapports LREE/HREE varient entre 8 et 40 (tableau 18).

Les spectres des terres rares normalisées par rapport aux données du PAAS (McLennan, 1989) et de la chondrite (McDonough et Sun, 1995) sont caractérisés par : (i) un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes; (ii) des anomalies négatives en Ce dans tous les échantillons et des anomalies positives en Eu dans la plupart des échantillons ; (iii) un taux de fractionnement des terres rares très élevé et variable ($(La/Yb)_N = 3-20$) (figure 46).

Tableau 18 : Concentrations des terres rares dans les concentrés de sédiments.

	L.d.	VRS01	VRS02	VRS03	VRS04	VRS05	VRS06	VRS07	VRS08
La	0,04	0,56	3,19	0,26	0,29	0,23	2,31	0,57	1,05
Ce	0,12	0,84	3,27	0,41	0,43	0,35	2,81	0,83	1,16
Pr	0,01	0,091	0,499	0,059	0,057	0,054	0,334	0,098	0,153
Nd	0,06	0,26	1,58	0,19	0,18	0,17	0,94	0,31	0,47
Sm	0,012	0,041	0,219	0,029	0,03	0,042	0,131	0,047	0,077
Eu	0,003	0,009	0,043	0,006	0,008	0,008	0,021	0,012	0,019
Gd	0,009	0,022	0,103	0,016	0,026	0,034	0,07	0,035	0,042
Tb	0,002	0,002	0,014	0,003	0,004	0,005	0,009	0,004	0,006
Dy	0,009	0,077	0,024	0,015	0,02	0,015	0,041	0,024	0,028
Ho	0,003	0,004	0,013	<dl	0,004	0,005	0,007	0,004	0,005
Er	0,007	0,01	0,032	0,007	0,011	0,016	0,018	0,011	0,016
Tm	0,002	<dl	0,005	<dl	0,002	0,002	0,002	<dl	0,002
Yb	0,009	0,011	0,032	<dl	0,011	0,019	0,014	0,014	0,017
Lu	0,002	<dl	0,004	<dl	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
REE	-	1,927	9,028	0,995	1,075	0,952	6,709	1,961	3,047
LREE	-	1,801	8,801	0,954	0,995	0,854	6,546	1,867	2,929
HREE	-	0,126	0,227	0,041	0,08	0,098	0,163	0,094	0,118
LREE/HREE	-	14,294	38,771	23,268	12,438	8,714	40,160	19,862	24,822
Ce/Ce*	-	0,859	0,598	0,764	0,772	0,725	0,738	0,810	0,668
Eu/Eu*	-	1,411	1,348	1,312	1,349	0,997	1,033	1,393	1,573
$(La/Yb)_N$	-	6,210	12,161	-	3,216	1,477	20,128	4,967	7,535

L.d.: Limite de détection.

$$Ce/Ce^* = (Ce_{éch}/Ce_{PAAS}) / (La_{éch}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{éch}/Pr_{PAAS})^{1/2}.$$

$$Eu/Eu^* = (Eu_{éch}/Eu_{PAAS}) / (Sm_{éch}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{éch}/Gd_{PAAS})^{1/2}.$$

$$(La/Yb)_N = (La_{éch}/La_{PAAS}) / (Yb_{éch}/Yb_{PAAS}).$$

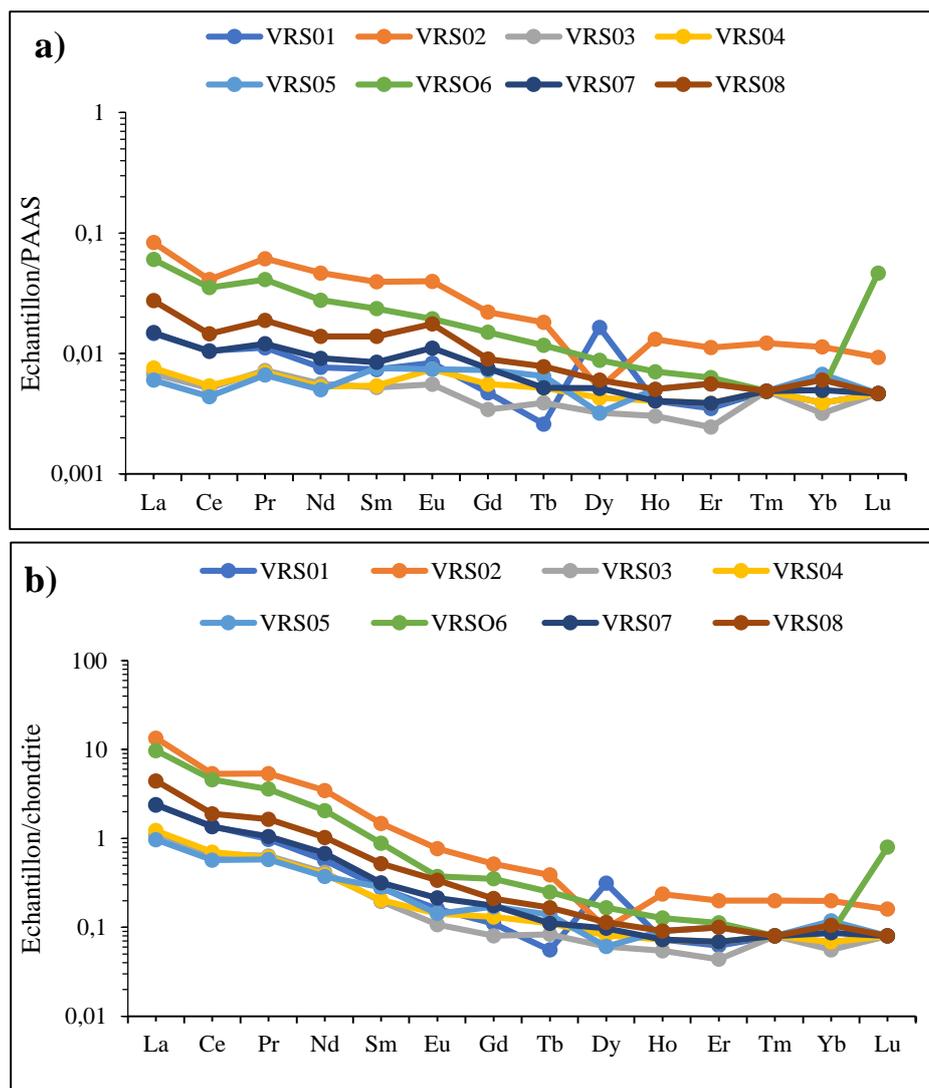


Figure 46 : Spectres de terres rares des concentrés normalisés par rapport : a) au PAAS (McLennan, 1989) et b) à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).

Conclusion

Les sédiments étudiés ont teneurs élevées en SiO_2 , modérées en Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 . Parmi les éléments traces, seuls Zr, Cr, Nb, Ba et V ont des teneurs significatives. Les terres rares ont des concentrations qui varient entre 86 et 371 ppm. Les spectres normalisés des terres rares montrent un enrichissement en terres rares légères, des anomalies négative en Ce et positives en Eu. L'étude sédimentologique et géochimique des concentrés montre qu'ils sont essentiellement constitués de rutile. Les grains de rutile sont émoussés, sub-émoussés ou non usés. A l'exception du TiO_2 , V, Nb, Cr et Ta, les teneurs sont très faibles en éléments majeurs et traces y compris les terres rares.

CHAPITRE VII : INTERPRÉTATION - DISCUSSION

Introduction

Les observations de terrain associées à l'étude pétrologique des différents matériaux ont donné des résultats importants. Le présent chapitre se propose de discuter et d'interpréter ces résultats obtenus. Une synthèse des principaux résultats sera préalablement présentée afin de mieux situer le contexte de la discussion.

I. SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX RESULTATS

I.1. Pétrologie des roches

I.1.1. Pétrographie

Les gneiss à grenat sont grisâtres et présentent une microstructure granoblastique hétérogranulaire. Ils sont constitués de quartz, plagioclase, feldspath, biotite, grenat, minéraux opaques. De manière accessoire, les minéraux comme le rutile, le zircon et l'apatite ont été identifiés en lame mince.

Les gneiss à grenat et disthène affleurent en petits dômes. Ils présentent des bandes claires quartzo-feldspathiques et des bandes sombres composées de biotite, disthène et grenat. Au microscope, la roche est caractérisée par une microstructure granoblastique. Les observations détaillées montrent la présence de quartz, feldspath, grenat, disthène, biotite et minéraux opaques.

Les micaschistes à grenat sont disposés en dalle ou en dôme. Ils sont associés aux gneiss. Ils sont homogènes dans leur composition minéralogique et leur aspect macroscopique et présentent une surface brillante de teinte gris foncé à brun. Cette roche présente une superposition de lits micacés. Au microscope, ils ont une texture lépidogranoblastique et essentiellement constituée de micas, feldspaths alcalins, quartz, grenat et minéraux opaques.

Les quartzites se présentent en masse compacte constituée essentiellement de quartz translucide et vitreux. En lame mince, la roche est constituée d'une matrice granoblastique composée de quartz et de minéraux opaques très accessoirement.

Les gneiss migmatitiques affleurent en dalles et en petits dômes. Au microscope, la roche présente une microstructure granoblastique et se compose de quartz, plagioclase, biotite et minéraux opaques.

I.1.2. Géochimie

Les roches étudiées sont caractérisées par des teneurs élevées en SiO_2 et modérées en Al_2O_3 et Fe_2O_3 . Les teneurs en TiO_2 sont comprises entre 1 à 2%. La silice présente des corrélations négatives avec Al_2O_3 et MgO , et positives avec TiO_2 . Parmi les éléments traces, Ba, V et Cr présentent des teneurs élevées. Certains éléments traces tels que le nickel, Cu, Y, Co, Sr, Ga, Pb, Rb, et Li ont des teneurs significatives mais variables en fonction du type lithologique. Plusieurs éléments traces (Ni, Co, Ni, Zr, V, Th, Pb et Ga) présentent des corrélations positives dans les roches du groupe de Yaoundé. La somme des teneurs en terres rares varie entre 99 et 358 ppm avec un rapport terres rares légères sur terres rares lourdes très élevé. Les spectres des terres rares normalisés par rapport aux données de la chondrite sont homogènes et présentent des anomalies négatives en europium et confirment l'enrichissement en terres rares légères.

I.2. Pétrologie des latérites

I.2.1. Pétrographie et morphologie

La roche mère est un gneiss composé d'une alternance de lits millimétriques discontinus d'aspect clair et sombre. Les lits clairs sont riches en quartz, feldspaths et muscovite tandis que les lits sombres sont constitués de lamelles de biotite. Ce gneiss contient aussi le grenat et le disthène de taille centimétrique à millimétrique. De la base au sommet, le manteau d'altération est constitué de : un ensemble altéritique (isaltérite et allotérite), un ensemble glébulaire et un niveau argileux meubles. L'ensemble glébulaire est constitué d'une carapace ferrugineuse à la base et des petits blocs de cuirasse parsemés dans l'ensemble. Cet ensemble contient des nodules de forme et de proportion variables qui ont permis de le subdiviser en trois niveaux. Le manteau d'altération est parcouru par des veines quartzo-felsphatiques en cours de démantèlement qui sont riches en rutile.

I.2.2. Géochimie

Les teneurs en SiO_2 sont élevées dans le manteau d'altération. Les concentrations en Al_2O_3 et Fe_2O_3 sont également significatives. TiO_2 présente des teneurs variant entre 1 et 2%. Dans le manteau d'altération, SiO_2 est négativement corrélé avec TiO_2 . Ceci met en évidence la forte mobilité de la silice en milieu supergène tandis que le titane est stable sous forme de

rutile. Les éléments traces sont dominés par le Cr, Zr et Ba. Les spectres des éléments traces montrent une allure homogène. La somme des teneurs en terres rares dans le manteau d'altération est variable et oscille entre 104 et 348 ppm avec des teneurs en terres rares légères plus élevées que celles en terres rares lourdes (LREE/HREE = 9-22). Les spectres des terres rares normalisés par rapport aux données de la chondrite montrent des anomalies négatives en Eu et confirment l'enrichissement en terres rares légères.

I.3. Caractérisation physique des matériaux alluvionnaires

I.3.1. Description des puits alluvionnaires

De manière générale et de la base au sommet, les puits sont constitués d'un niveau à gravier, un niveau sablo-graveleux, un niveau sableux, un niveau argilo-sableux et un niveau humifère. Le niveau à gravier est constitué de fragments de quartz, de muscovite, de disthène allongé en baguettes aplaties et de grains grossiers de rutile. On observe également en quantité disproportionnée de nodules ferrugineux. La base de ce niveau repose sur un substratum rocheux. Le niveau sablo-graveleux avec une matrice faiblement argileuse est constitué majoritairement de sable grossier. A la base de ce niveau, se concentrent des grains de rutile et des baguettes plus ou moins aplaties de disthène de taille millimétrique à centimétrique. Le niveau sableux est constitué en majorité des sables grossiers à moyens avec des nodules ferrugineux, du disthène et du rutile. Les niveaux argilo-sableux et humifères sont pauvres en rutile.

I.3.2. Granulométrie des grains de rutile

Le niveau sablo-graveleux du puits P1 est le niveau le plus prolifique et contient 55 grains de rutile repartis en 21 grains dans la fraction de 0,5 mm; 11 grains dans la fraction 1 mm et 23 grains dans la fraction de 2 mm. Dans le niveau à gravier, on a dénombré 39 grains de rutile. La fraction de 0,5 mm compte 10 grains de rutile. Dans la fraction de 1 mm, on a dénombré 06 grains de rutile et dans la fraction de 2 mm, on compte 23 grains de rutile.

Les différentes fractions du niveau sablo-graveleux du puits P2 sont constituées au total de 43 grains. Dans la fraction de 0,5 mm, on a 14 grains de rutile. On dénombre 09 grains de rutile dans la fraction 1 mm et la fraction 2 mm possède 20 grains de rutile. Le niveau à gravier de ce puits n'est pas assez productif avec seulement 34 grains de rutile. La

fraction 0,5 mm possède 18 grains de rutile. Dans la fraction de 1 mm, on a compté 04 grains de rutile. Quant à la fraction de 2 mm, on a 12 grains de rutile.

Le niveau sablo-graveleux du puits P3 est constitué de 31 grains de rutile. La fraction 0,5 mm contient 08 grains de rutile; la maille 1 mm possède 05 grains de rutile et la fraction 2 mm contient 18 grains de rutile. Le niveau à gravier contient 26 grains de rutile au total. La fraction 0,5 mm possède 08 grains de rutile. La fraction de 1 mm contient 06 grains de rutile. On compte 12 grains de rutile dans la fraction de 2 mm.

Le niveau sablo-graveleux du puits P4 contient 31 grains de rutile. Dans la fraction de 0,5 mm, on a 10 grains de rutile. Au total, 09 grains de rutile ont été décomptés dans la fraction de 1 mm. Dans la fraction 2 mm, on a 12 grains de rutile.

En somme, les matériaux alluvionnaires sont caractéristiques d'un sédiment homométrique et très bien classé. Le classement s'effectue vers les éléments moyens.

I.4. Caractérisation minéralogique et géochimique des matériaux alluvionnaires

I.4.1. Caractérisation minéralogique des matériaux alluvionnaires

La fraction globale des sédiments étudiés par diffractogrammes de rayons X révèle la présence du quartz, rutile, muscovite, feldspaths et l'hématite (figure 36). Dans les concentrés de sédiments, le cortège minéralogique est dominé par le quartz et le rutile. Dans les différentes fractions les grains de rutile sont émoussés, sub-émoussés et les non usés. Les proportions en rutile sont variables mais importantes dans les tous les échantillons. Le zircon, grenat, anatase, disthène et minéraux opaques sont présents dans tous les échantillons à des proportions importantes. D'autres minéraux comme l'andalousite, brookite, idocrase sont peu abondants.

I.4.2. Caractérisation géochimique des matériaux alluvionnaires

I.4.2.1. Géochimie de la fraction globale des sédiments

Les fractions globales des sédiments sont riches en SiO_2 et dans une moindre mesure en Al_2O_3 et Fe_2O_3 . Les teneurs en TiO_2 sont inférieures à 2%. L'indice d'altération chimique indique que les matériaux source sont fortement altérés. Parmi les éléments traces, le Zr suivis du Cr, Nb, Ba et V présentent les teneurs les plus élevées. Les valeurs des rapports Nb/Ta et Zr/Hf sont élevées. Le spectre élargi des éléments traces montrent des courbes semblables qui

témoignent d'une distribution homogène dans ces matériaux. La somme des terres rares varie entre 86 et 371 ppm avec un enrichissement marqué mais variable en terres légères par rapport aux terres rares lourdes. Les données des terres rares normalisées montrent des anomalies négatives en europium et un très faible taux de fractionnement des terres rares.

I.4.2.2. Géochimie des concentrés

Dans les concentrés, les teneurs en TiO_2 sont très élevées et varient 94 à 96%. Les concentrations en SiO_2 et Al_2O_3 sont inférieures à 1%. Seules celles en Fe_2O_3 sont supérieures à 1%. Parmi les éléments traces, seuls V, Nb, Cr et Ta présentent les teneurs plus élevées. Les rapports Nb/Ta et Zr/Hf sont élevés comme pour la fraction globale des sédiments. Les spectres des éléments traces normalisés par rapport au manteau primitif des éléments traces présentent une allure uniforme. Comme les autres éléments traces, les teneurs en terres rares sont également très faibles dans les concentrés. La somme des terres rares est inférieure à 1 ppm. Cependant, il y a un fort enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les spectres normalisés des terres rares sont caractérisés par : (i) un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes; (ii) des anomalies négatives en Ce et positives en Eu; (iii) un taux de fractionnement des terres rares très variable mais largement supérieur à celui de la fraction globale des sédiments.

I.4.2.3. Classification des sédiments de la fraction globale

La position des matériaux dans le diagramme $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ en fonction de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Herron, 1988) indique que les sédiments se composent des shales, wacke, quartz arenite et des grès ferrifères. Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ très élevés dans les sédiments suggèrent la caractéristique des produits d'altération des roches acides et/ou felsiques (figure 47). De même, la projection des matériaux étudiés dans le diagramme $\text{Fe}_3\text{O}_2+\text{TiO}_2+\text{CaO}$; SiO_2 et Al_2O_3 (De la Roche, 1965) les positionnent dans le domaine de la silice libre (figure 48). Les fortes valeurs en CIA indiquent la contribution des sources alumineuses (Nesbitt et Young, 1982 ; Fedo et al., 1995) et la résistance du rutile dans un milieu aqueux très agité (Mbanga et al., 2018).

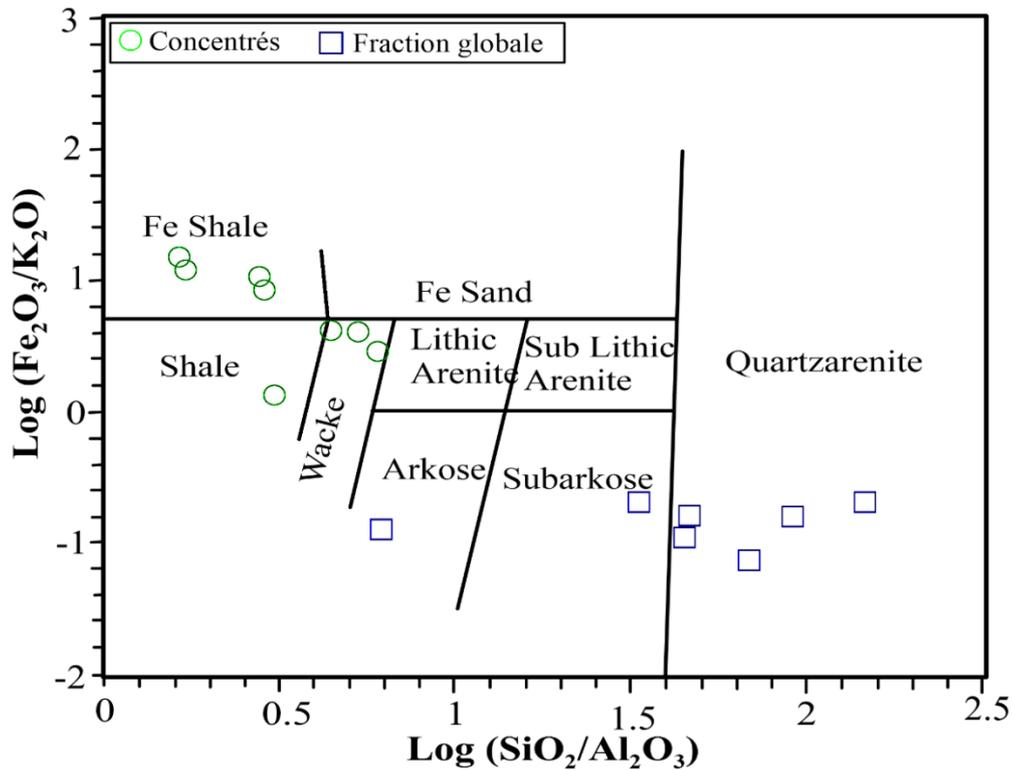


Figure 47 : Classification géochimique des échantillons dans le diagramme $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ de Herron (1988)

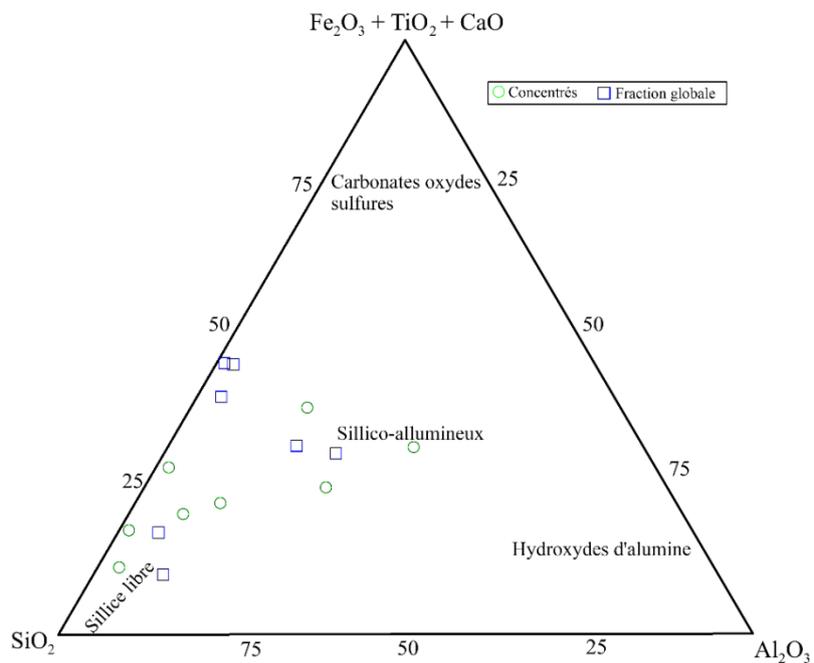


Figure 48 : Diagramme ternaire des compositions chimiques des sédiments d'après De la Roche (1965)

II. CARACTERISTIQUES DES MATERIAUX

II.1. Roches

Trois types lithologiques ont été identifiés. Les gneiss à grenat et micas, micashistes quartzites et gneiss migmatitiques. Ce sont des roches métamorphiques grisâtres à structure en feuillet et à texture granoblastique. Les gneiss à grenat sont composés de quartz (45%), rutile (5%), disthène (7%), plagioclases (10-45%), grenat (<10%), biotite, muscovite (11%) et minéraux opaques. Les micashistes sont composés de quartz (35%), rutile (1%), plagioclases (40%), micas (11%) et minéraux opaques. Les gneiss migmatitiques ont presque la même composition minéralogique que les gneiss à grenat sauf qu'ils ne contiennent pas de disthène ni de rutile. Les roches étudiées ont presque le même cortège minéralogique. Elles sont principalement composées de quartz, feldspaths, biotite, grenat disthène et minéraux opaques, Les quelques différences observées sur les plans minéralogique et textural pourraient être liées à la variation des conditions du métamorphisme (Maurizot et *al.*, 1986, Mbanga et *al.*, 2017). Ces roches ont une composition chimique silico-alumineuses. La composition chimique des roches est conforme à la composition minéralogique.

Les teneurs élevées en certains éléments traces tels que Cr, V, Zr, Y, Nb, Co, Sc, Zn et Ta pourraient être attribuées aux minéraux accessoires qui n'ont pas pu être observés en lames minces (Kasanzu et *al.*, 2008). Les corrélations entre éléments traces confirment le fait que, le rutile peut contenir un éventail d'éléments traces (Zack et *al.*, 2002; Meyer et *al.*, 2011 ; Ndjigui et *al.*, 2020). Le comportement des terres rares permet de déterminer le type de protholite. Les roches plutoniques mafiques possèdent peu ou pas d'anomalies négatives en Eu, tandis que les roches felsiques montrent généralement des anomalies négatives en Eu (Cullers et *al.*, 1987). Les rapports LREE/HREE élevés et les anomalies négatives en Eu observées dans les roches de la zone de Mandoga indiquent un protholite felsique (Bassis et *al.*, 2016; Silva et *al.*, 2016).

II.2. Matériaux d'altération

Les teneurs en silice et Al_2O_3 diminuent de la roche saine au cortex d'altération tandis que les teneurs en Fe_2O_3 augmentent. Un comportement similaire a été observé dans la saprolite grossière du complexe ultramafique de Lomié (Ndjigui, 2008), dans les matériaux d'altération des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie (Traoré, 2005 ; Traoré et *al.*, 2006) ainsi que dans les matériaux des roches de Niquelandia au Brésil (Colin, 1984).

L'augmentation des teneurs en Fe_2O_3 serait due à l'altération du grenat qui libère une importante quantité de fer qui reste immobile (Colin, 1984). La baisse de teneurs en Na_2O et CaO (très mobile en condition de surface) serait liée à l'altération des plagioclases (Augustsson et Bahlburg, 2003). Les corrélations positives entre TiO_2 et Al_2O_3 ressortent le caractère résiduel de ces deux éléments chimiques. Par contre, les corrélations négatives entre la silice et l'aluminium confirment le caractère peu altéré des silicates. Les corrélations positives entre SiO_2 et K_2O seraient dues à la mobilisation du potassium au cours de l'altération. Le fer et l'aluminium sont des éléments très peu mobiles au cours de l'altération supergène (Tardy, 1993). Ce comportement s'oppose à l'évacuation des bases (Tardy, 1993).

Le comportement des éléments traces et terres rares est calqué sur celui des roches parentales. Les fortes corrélations positives entre les éléments traces (Nb, Hf, Zr, Ta) montrent qu'ils forment des associations d'une part dans les phyllosilicates et d'autre part dans les oxyhydroxydes de fer (Ngo Bidjeck, 2004). Les terres rares sont mobiles lors de la pédogénèse mais ne migrent pas en solution sur des grandes distances (Sharma et Rajamani, 2000). Les anomalies positives en Ce sont généralement associées à la présence du cérianite (CeO_2) (Morey et Setterholm, 1997 ; Bandyayera, 1997). Le cérium, en partie oxydé en tétravalent, est préférentiellement précipité dans les phases secondaires d'altération par rapport aux autres terres rares trivalents (REE^{3+}). L'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes est hérité des matériaux parentaux. En général, les produits d'altération montrent un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes (Balashov et *al.*, 1964 ; Ronov et *al.*, 1974). Les spectres normalisés des éléments traces et des terres rares par rapport à la chondrite sont parallèles et presque confondus. Cela résulte du fait que les péridotites ont subi les mêmes transformations en milieu supergène.

II.3. Sédiments

Quatre puits ont été ouverts et étudiés dans les zones d'accumulation des sédiments. Les alluvions étudiées sont des matériaux détritiques de taille variable. Elles forment des dépôts stratiformes subhorizontaux, structurés en flats et en terrasses. La sédimentation est contrôlée par la morphologie de la région. La tendance générale au granoclassement positif des sédiments est notée dans tous les puits. L'assemblage minéralogique est caractéristique de la zone tropicale humide (Ndjigui et *al.*, 1998). En outre, la présence des formes anguleuses

serait une indication que les sédiments auraient subi un court transport. Selon Cailleux (1946), les grains non usés proviennent d'une source relativement proche, tandis que les grains usés résultent d'une usure mécanique des eaux à grande distance.

L'étude des minéraux lourds apporte des renseignements sur l'origine et la dynamique de dépôt. Leur abondance et leur nature dans un sédiment dépendent des roches sources, ainsi que les conditions d'altération, de transport et de dépôt. Ces espèces minéralogiques indiquent l'existence d'une source métamorphique (Mbanga et *al.*, 2018). Les teneurs élevées en certains éléments traces tels que Cr, V, Zr, Y, Nb, Co, Sc, Zn et Ta pourraient être attribuées au minéraux accessoires accompagnateurs du rutilite (Kasanzu et *al.*, 2008). Les teneurs très élevées en Zr corroborent avec la proportion élevée de zircon en tant que minéral lourd. Dans les sédiments, le zirconium, Cr, V, Ni et Nb sont les éléments traces à teneur élevée dans les sédiments. D'après Ndjigui et *al.* (2021), les teneurs élevées en Cr, V, Ni, Zr, seraient liées à la nature des roches sources. Les teneurs élevées à modérées en Cr montrent que le chrome et certains métaux de transition trivalents tels que Sc, V et les métaux de transition divalents tels que Mn, Fe, Mg, Ni, Co sont contenus dans certains minéraux ferromagnésiens tels que l'amphibole, le grenat et la chlorite. Les faibles teneurs en Sr et Ba dans les sédiments serait due à l'altération des plagioclases (Augustsson et Bahlburg, 2003).

Les teneurs élevées en terres rares dans les sédiments seraient liées à l'abondance de certains minéraux résiduels porteurs des terres rares tels que le zircon (Ndjigui et *al.*, 2020). Les anomalies variables en cérium résulteraient de la variabilité des conditions oxydantes (Neal et Taylor, 1989). L'anomalie négative en europium résulterait du fort degré de fractionnement des plagioclases (Saleh, 2007 ; Lee et *al.*, 2009) ou de la présence de minéraux accessoires tels que le zircon, l'apatite et la monazite (Saleh, 2007 ; Ndjigui et *al.*, 2021).

Selon Li et *al.* (2005), le zircon incorpore préférentiellement les terres rares lourdes, favorisant ainsi la diminution du rapport $(La/Yb)_N$.

III. DISTRIBUTION DU RUTILE

III.1. Distribution du rutile dans les roches et le manteau d'altération

Le rutile est visible dans les veines de quartz aussi bien au niveau de la roche saine qu'au niveau des matériaux d'altération. Sur le terrain, on distingue deux familles de veines orientées respectivement N-S et NW-SW. Ces deux familles de veines cogénitiques témoignent d'un transfert de matières. Ces roches présentent un plan de foliation orienté E-W avec un pendage tourné vers le Sud. On note une linéation de disthène (N150E) plongeant vers le Nord (figure 23) et également des plis de vergence E-W.

Le rutile est présent dans les veines quartzo-feldspatiques en cours de demantèlement dans les ensembles d'altération et glébulaire. Au niveau de l'alloterite, ces veines subissent une altération assez importante mettant en évidence la résistance du rutile. Au niveau de l'ensemble glébulaire, il est associé au grenat. A ce niveau, les veines se trouvent complètement demantelées et les grains de rutile sont dissociés de la matrice et disposés en amas et en association avec le quartz. Dans l'horizon argileux meuble de surface, le rutile est libéré et évacué par les eaux de ruissellement.

Toutefois, le titane montre une très grande dispersion dans le manteau d'altération étudié. Les teneurs en TiO_2 sont faibles mais variables de la roche saine vers les matériaux d'altération. Elles sont plus élevées dans la roche saine que dans l'isaltérite. A l'observation, une augmentation des teneurs en TiO_2 est perceptible dans le niveau allotéritique où le demantèlement des veines quartzo-feldspathiques est très prononcé. A la base de l'ensemble glébulaire, les teneurs en TiO_2 diminuent jusqu'à la moitié supérieure de l'horizon nodulaire inférieur. Cette diminution s'accompagne progressivement vers le sommet de l'horizon nodulaire supérieur par une augmentation des teneurs qui deviennent plus importantes vers le sommet puis une légère diminution se fait sentir dans le niveau argilo-meuble.

III.2. Distribution du rutile dans les sédiments

Le rutile est un minéral chimiquement peu mobile pouvant se concentrer en quantité importante dans les placers. Malgré la présence des filons rutilifères dans les roches et les matériaux d'altérations, les teneurs en TiO_2 sont faibles. Ceci est dû à une distribution hétérogène du rutile dans ces matériaux. Les teneurs significatives en TiO_2 doivent être attribuées à la présence du rutile en inclusion dans la matrice des roches du groupe de Yaoundé (Maurizot et *al.*, 1986).

Le rutile rencontré dans les alluvions présente trois aspects morphologiques (émoussés, sub-émoussés et non usés). Les grains non usés ont gardés les caractères primaires pendant un transport relativement court (Doumouchel, 1995 ; Bassis et *al.*, 2015). L'aspect émoussé de certains grains de rutile serait lié à un long transport hydrolytique. En effet, d'après Stendal et *al.* (2006), le rutile rencontré en forte proportion dans les sédiments provient des roches métamorphiques de la ceinture Panafricaine.

Ce travail montre une fois de plus que, même comme il y a pas une évaluation exhaustive des sédiments dans les cours d'eau de la zone de Matomb, le groupe de Yaoundé une zone rutilifère par excellence. L'exploitation alluvionnaire peut reprendre dans certaines localités à l'instar de Matomb.

IV. PROVENANCE DES SEDIMENTS

Selon la morphologie de certains minéraux lourds, les sédiments peuvent avoir une origine proximale. La présence des cristaux prismatiques indique très probablement que les sédiments proviennent des roches environnantes (Bassis et *al.*, 2016). La morphologie des sédiments alluvionnaires du secteur d'étude est similaire à celle des alluvions des petits collecteurs de la région d'Akonolinga.

La provenance des roches sédimentaires clastiques peut être déterminée à partir de la granulométrie et de la minéralogie (Ndjigui et *al.*, 2021 ; Sonfack et *al.*, 2021). La plus grande abondance de feldspaths alcalins suggère une source granitique ou gneissique pour les sédiments du sous-bassin de Djel (Trevena et Nash, 1981). La composition géochimique des roches sédimentaires clastiques est également employée pour déduire la provenance dans ces alluvions par divers diagrammes. Le diagramme Zr et TiO₂ (Hayashi et *al.*, 1997) suggère que les roches sources des sédiments étudiés sont des roches intermédiaires (figure 49a). Le diagramme discriminant des éléments majeurs proposé par Roser et Korsch (1986) est largement utilisé pour déchiffrer la provenance. Les échantillons de cette zone se situent principalement dans des provenances ignées intermédiaires (figure 49b), ce qui suggère leur dérivation de l'intérieur cratonique.

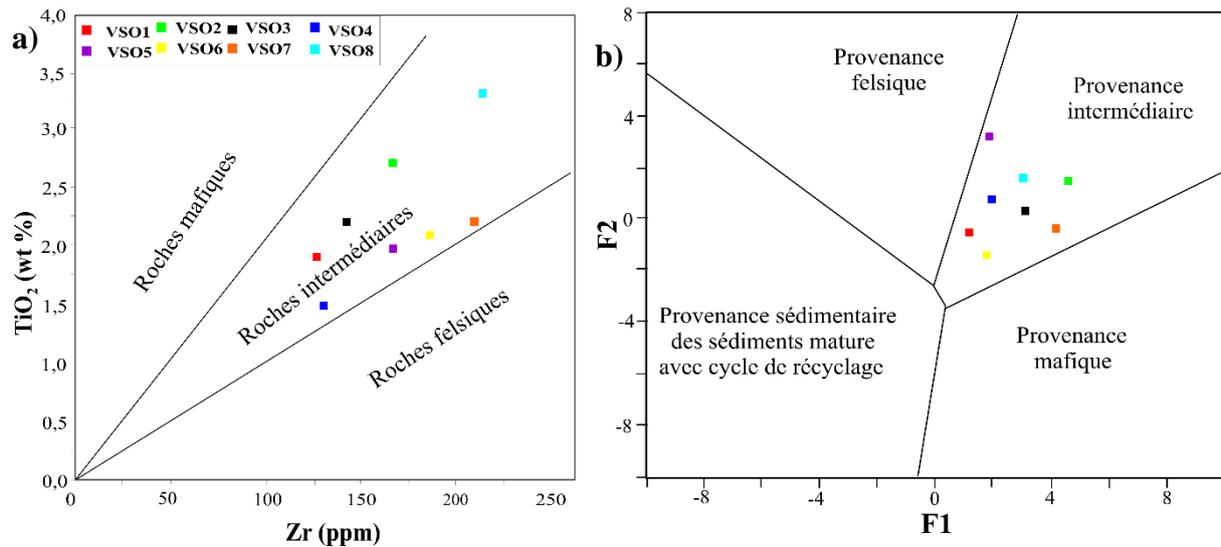


Figure 49 : Diagrammes de provenance des éléments majeurs et des oligo-éléments: a) diagramme TiO_2 vs Zr (Hayashi et al., 1997); b) Fonction discriminante (F) (Roser et Korsch, 1986), où $F1 = (-1.773 \times TiO_2) + (0.607 \times Al_2O_3) + (0.76 \times Fe_2O_3) + (-1.5 \times MgO) + (0.616 \times CaO) + (0.509 \times Na_2O) + (-1.22 \times K_2O) + (-9.09)$. $F2 = (0.445 \times TiO_2) + (0.07 \times Al_2O_3) + (-0.25 \times Fe_2O_3) + (-1.142 \times MgO) + (0.438 \times CaO) + (1.475 \times Na_2O) + (1.426 \times K_2O) + (-6.861)$.

Les anomalies négatives en Eu permettent de comprendre l'origine des roches sources (Ali et al., 2014 ; Etemad-Saeed et al., 2011; Nagarajan et al., 2011). Les roches plutoniques mafiques possèdent peu ou pas d'anomalies négatives en Eu, tandis que les roches felsiques montrent généralement des anomalies négatives en Eu (Cullers et al., 1987). Les rapports LREE/HREE élevés et les anomalies négatives en Eu observés dans les roches de la zone de Mandoga indiquent un protholite felsique (Bassis et al., 2016; Silva et al., 2016). Ces observations sont confirmées par les valeurs des rapports Nb/Ta et Zr/Hf élevées.

**CONCLUSION GÉNÉRALE ET
PERSPECTIVES**

La présente étude a permis de caractériser les matériaux géologiques (roches, sédiments et matériaux d'altération) et de mener une prospection du rutile. Les résultats obtenus permettent de tirer les conclusions suivantes:

(i) les différentes associations minéralogiques établies au cours des observations microscopiques révèlent dans la zone d'étude la présence de différents types pétrographiques: Le quartzite est à structure massive composé essentiellement de quartz; les gneiss ont une structure foliée et à texture granolépidoblastique ;

(ii) les matériaux alluvionnaires ont des formes irrégulières, avec un granoclassement positif. Le rutile est très abondant dans les concentrés de minéraux lourds. Il présente deux aspects morphologiques majeurs : les aspects usés moins abondants et les aspects non usés plus abondants qui témoignent un court transport. Les puits éluvionnaires sont caractérisés par une augmentation relative des teneurs en rutile de la surface vers la profondeur des puits ;

(iii) les matériaux d'altération sont riches en kaolinite, quartz, grenat, disthène et rutile. Ils sont silico-alumineux et caractérisés par des concentrations modérées en SiO_2 et Al_2O_3 . Les concentrations en SiO_2 augmentent de la roche saine vers le cortex d'altération. Le profil montrent un enrichissement en TiO_2 dans les horizons nodulaires par rapport aux niveaux altéritique. Les diagrammes binaires entre les éléments traces montrent des corrélations positives entre le thorium et le tantale d'une part, le niobium et le thorium d'autre part. les matériaux étudiés sont plus riches en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les terres rares sont caractérisés par des anomalies positives en Ce avec un faible taux de fractionnement ;

(iv) du point de vue métallogénique, les teneurs en TiO_2 sont très faibles dans la roche saine, modérées dans les matériaux d'altération. Les meilleurs teneurs sont obtenues dans les sédiments. Les sédiments et en particulier les concentrés constituent un indice potentiel pour la prospection d'un gisement en rutile.

En perspectives, il conviendrait de poursuivre cette étude afin de :

- (i) effectuer des analyses thermométriques et barométriques détaillées, qui constitueront un guide pour le prospecteur dans la détermination des processus de mise en place du rutile ;
- (ii) effectuer des essais industriels sur le rutile pour impulser la relance sur la recherche de cette ressource minérale.

BIBLIOGRAPHIE

- Ali, S., Stattegger, K., Garbe-Schöngerg, D., Frank, M., Kraft, S., Kuhnt, W., 2014. The provenance of cretaceous to quaternary sediments in the Tarfaya basin, SW Morocco: evidence from trace element geochemistry and radiogenic Nd-Sr isotopes. *J. Afr. Earth Sci.* 90, 64–76.
- Angue Abane, M., 1982. Etude géologique des séquences et faciès d'altération des gneiss migmatitiques du secteur sud - ouest de Yaoundé. Mém, Maît., Univ, Ydé, 60 p.
- Augustsson, C., Bahlburg, H., 2003. Active or passive continental margin. Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre Andean accretionary wedge in South Chile (46°30'-48°30') in McCann, T. and Saintot, A. (Eds), Tracing tectonic deformation using the sediment record. *Geological Society London Special publication*, 208, 253–268.
- Bagnouls, F., Gaussen, H., 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Géo.* XXVI, 355, 193-220.
- Balashov Y.A., Ronov A.B., Migdisov A.A. and Turanskaya N.V., 1964. The effects of climate and facies environment on the fractionation of rare earths during sedimentation. *Geochem. Int.* 10, 951-969.
- Balep, J., 1997. Contribution à l'étude pétrostructurale des métamorphites de la région de Matomb, 78 p.
- Bandyayera, D., 1997. Formation des latérites nickelifères et mode de distribution des éléments du groupe du platine dans les profils latéritiques du complexe de Musongati, Burundi. Thèse PhD, Univ. Québec, 440 p.
- Bassis, A., Hinderer, M., Meinhold, G., 2016. New insights into the provenance of Saudi Arabian Palaeozoic sandstones from heavy mineral analysis and single-grain geochemistry. *Sediment. Geol.* 333, 100–114.
- Bermúdez-Lugo, O., 2008. The mineral industries of Liberia and Sierra Leone. Minerals Yearbook, US Geological Survey.
- Bineli Betsi, T., Ngo Bidjeck Bondje, L.M., Mvondo, H., Mama Nga, L. N.Y., Molotouala, A.C., McFarlane, C., Bitom, L.D., 2020. Rutile LA-ICP-MS U-PB geochronology and implications for tectono-metamorphic evolution in the Yaoundé Group of the Neoproterozoic Central African Orogeny. *J. Afr. Earth Sci.* 171, 103912

- Bitom, L. D., 1982. Contribution à l'étude structurale et morphologique des séquences et des faciès d'altération des gneiss migmatitiques de Yaoundé, Mém, Maîtrise, Univ., Ydé, 71 p.
- Cailleux, L., 1946. Distinction des sables marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Geo. Fr.*, 125–138.
- Carp, O., Huisman, C.L., Reller, A., 2004. Photoinduced reactivity of titanium dioxide. *Progress in Solid State Chemistry* 32, 33–177.
- Černý, P., Chapman, R., Simmons, W.B., Chackowsky, L.E., 1999. Niobian rutile from the McGuire granitic pegmatite, Park County, Colorado: Solid solution, exsolution, and oxidation. *American Mineralogist* 84, 754–763.
- Černý, P., Chapman, R., 2001. Exsolution and breakdown of scandian and tungstenian Nb–Ta–Ti–Fe–Mn phases in niobian rutile. *Canadian Mineralogist* 39, 93–101.
- Champetier De Ribes, G, Aubague, 1956. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500 000, feuille de Yaoundé-Est, avec notice explicative. Dir. Mines. Géol. Cam, 35 p.
- Chaussier, J.B., Morer, J., 1981. Manuel du prospecteur minier. Manuel et Méthodes N°2 B.R.G.M, 273 p.
- Chen, Z.Y., Yuchuan, C., Denghong, W, Jue, X, Jianxiong, Z, 2005. Rutiles in eclogite from the Sulu UHPM Terrane: a preliminary study, In: Mao, J., Bierlein, F.P. (Eds.), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, pp. 731–733.
- Chenwi L., 2013. 'Unpacking "progressive realisation", its relation to resources, minimum core and reasonableness, and some methodological considerations for assessing compliance.' *De Jure* 46(3), 742-769.
- Cherniak, D.J., 2000. Pb diffusion in rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139, 198–207.
- Clark, J.R., Williams-Jones., A.E., 2004. Rutile as a potential indicator mineral for metamorphosed metallic ore deposits. Rapport Final de DIVEX, Sous-projet SC2, Montréal, Canada, 17 pp.
- Colin, F., 1984. Etude pétrologique des altérations de pyroxénites du gisement nickelifère de Niquelandia (Brésil). Thèse 3^e Cycle, Univ. Paris VI, 136 p.
- Cullers, R.L., Barrett, T., Carlson, R., Robinson, B., 1987. Rare earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chem. Geol.* 63, 275–297.

- Czamanske, G.K., Force, E.R., Moore, W.J., 1981. Some geologic and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits. *Economic Geology* 76, 2240–2256.
- De La Roche, H., 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques des schistes paléozoïques des Pyrénées lyonnaises. *Geol. Rundsch.* 55, 274–301.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J., 1962. Rock-forming minerals. v. 5, Non-silicates, Longmans, 371 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J., 1992. An Introduction to Rock-Forming Minerals, Longmans Scientific and Technical, pp, 696.
- Dill, H.G., 2007. A review of mineral resources in Malawi: with special reference to aluminium variation in mineral deposits. *J. Afr. Earth Sci.* 47, 153–173.
- Dumouchel, J., 1995. Exploration report on Cameroun alluvial rutile reconnaissance, March 15- April.11, 1995. QIT-FER et titane INC, 12p.
- Duplaix, S., 1958. Détermination microscopique des minéraux des sables. Libr. Polytech. Ch. Béranger, Paris, 93p.
- Eno Belinga, S.M., 1998. Cours de DESS en Mines et Pétrole, UV PM 405. *Univ. Yaoundé I.*
- Eno Belinga, S.M., 1999. Le Cameroun à l'aube d'un avenir minier florissant. 409- 428p.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S., 2011. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-ebadam block, Central Iran. *J. Afr. Earth Sci.* 61, 142–159.
- FAO, 2001. Les produits forestiers non-ligneux en Afrique: un aperçu régional et national par Walter S, Projet GCP/ INT/679/EC, 303p.
- Fedo, C.M., Young, G.M., Nesbitt, H.W., Hanchar, J.M., 1995. Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation Huronian Supergroup, Canada. *Prec. Res.* 84, 17–36.
- Force, E.R., 1980. The provenance of rutile. *J. Sed. Petr.* 50, 485-488.
- Force, E.R., 1991. Geology of titanium-mineral deposits. *Geological Society of America*, Special Paper 259, 1–112.
- Force, E.R., 1991. Geology of titanium-mineral deposits. *Geological Society of America*, Special Paper 259, 1–112,
- Force, E.R., 2000. Titanium mineral resources of the Western U.S.—an update, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-442.

- Foucault et Raoult, 2000. Dictionnaire de Géologie. Mason éd. 3^e ed., 384 p.
- Fujishima, A., Honda, K., 1972. Electrochemical photolysis of water at a semiconductor electrode. *Nature* 238, 37–38.
- Gambogi, J., 2008. Titanium, 2006. Minerals Yearbook, U.S. Geological Survey.
- Gambogi, J., 2009. Titanium mineral concentrates, Mineral Commodity Summaries, U.S. Geological Survey.
- Goldsmith, R., Force, E.R., 1978. Distribution of rutile in metamorphic rocks and implications for placer deposits. *Mineralium Deposita* 13, 329–343.
- Graham, J., Morris, R.C., 1973. Tungsten- and antimony-substituted rutile. *Min. Mag.* 39, 470–473.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle, In: Lindsley, D.H. (Ed.), Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Reviews in Mineralogy*, 25, 355–416.
- Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4115–4137.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.* 58, 820–829.
- Huang, J., Ma, D., Liu, C., Chen, H., 2006. The Xiaojiao high-grade eclogite-type rutile deposit in Jiangsu, China: geology, geochemistry and metallogenesis. *Chin. J. Geochem.* 25, 33–42.
- Kabeyene Beyala, V., 1982. Contribution à l'étude géologique de l'aplanissement dans le secteur nord de Yaoundé. Mém. Maît., Univ. Ydé, 88p.
- Kanouo, S.N., Yongue-Fouateu, R., Chen, S., Njonfang, E., Ma, C., Ghogomu, R.T., Zhao, J., Sababa, E., 2012. Greyish-black megacrysts from the Nsanaragati gem placer, SW Cameroon: geochemical features and genesis. *J. Geography and Geology* 4 (2), 134–146
- Kasanzu, C., Maboko, M.A.H., Manya, S., 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. *Prec. Res.* 164, 201-213.

- Korneliussen, A., Foslie, G., 1985. Rutile-bearing eclogites in the Sunnfjord region of Western Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* 402, 65–71, Pearson, K., 1999, A TiO₂ industry focus, *Industrial Minerals*, July, 56–69,
- Kouankap N.G.D., Bongsiysi, E.F., Azinwi, T.P., Abolo, N.A.J., Fomekong, K.B., Fontem, K.N., Suh, E.C., 2021. Gold deposit type and implication for exploration in the Abiete-Toko Gold District, South Cameroon : constraint from morphology and microchemistry of alluvial gold grains. *Heliyon* 7, e06758.
- Kuete, M., 1990. Géomorphologie du plateau Sud-Camerounais à l'ouest du 13° E. Th. Doct. d'Etat, Univ. Ydé, 859p.
- Lee, C., Peterson, M.L., Wakeham, S.G., Armstrong, R.A., Kirk, J., 2009. Particulate organic matter and ballast fluxes measured using times-series and settling velocity sediment traps in the northwestern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part II: Tropical studies in Oceanography* 56, 1420-1436.
- Letouzey, R, 1968. Etude phytogéographique du Cameroun. Ed. P. Lechevalier, Paris, 508p.
- Letouzey, R, 1985. Carte de la végétation du Cameroun (8 feuilles au 1/ 500,000, 5 notices explicatives). Institut de la carte internationale de la végétation, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- Li, Q., Liu, S., B, Han., J, Zhang., Z, Chu., 2005. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Proterozoic xingxingxia complex: implications for provenance and tectonic setting of the eastern segment of the central Tianshan tectonic zone, northwestern China. *Journal of Earth Sciences* 42, 287-306.
- Liu, Z., Zhao, Y., Colin, C., Statterger, K., Wiesner, M.G., Huh, C.-A., Zhang, Y., Li, X., Sompongchaiyakul, P., You, C.-F., Huang, C.-Y., Liu, J.T., Siringan, F.P., Le, K.P., Sathiamurthy, E., Hantoro, W.S., Liu, J., Tuo, S., Zhao, S., Zhou, S., He, Z., W. Y., Bunsomboonsakul, S., Li, Y., 2016. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea. *Earth Science Reviews* 153, 238-273.
- Malibar, A., Lang, J., 1987. Utilisation des minéraux des minéraux lourds comme indicateurs de paléoplacers alluvionnaires diamantifères en republique centrafricaine (RCA). *Pangea*, 36/36, .43-58
- Mange, A, M., Maurer, W. F. H., (1992). Heavy minerals in colour. Chapman and Hall, 147p.
- Martin, D., Segalen P., 1966. Notice explicative de la carte pédologique du Cameroun oriental au 1/1000 000, ORSTOM, 125 p.

- Maurizot, P.A., Feybesse, A., Abessolo, Johan, J.L., . Le Compte, P., 1986. Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun, Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapp. BRGM, 85, CMR 066, 274 p.
- Mbanga Nyobe, J., 2019. Etude mineralogique et geochemique des fractions alluvionnaires riches en rutile des differents affluents de la riviere Lobo, Centre-Cameroun, Thèse Doct, Ph.D, Univ, Yaoundé I, 176p.
- Mbanga Nyobe, J., Sababa, E., Bayiga, E.C., Ndjigui, P.-D., 2018. Mineralogical and geochemical features of alluvial sediments from the Lobo watershed (Southern Cameroon): Implications for rutile exploration. *Comptes Rendus Géoscience* 350, 119-129.
- Mboudou, G.M.M., Owona, S., Ndema, M.J.L., Agyingi, C.M., Balla, A.M.C., Eseye, E.M.J., 2021. Petrology et Precambrian metagranites and heavy mineral chemistry of the Olounou area within the Cameroon mineral belt (Ntem complex, South Cameroon): relationships with the Fe mineralization. *Geochemistry, Exploration, Environment, Analysis*. Doi. Org/10.1144/geochem2021-006.
- McDonnough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In *Geochemistry and mineral of rare earth elements* (ed. B. R. Pin and G. A. McKay). *Mineral Society of America* 21,169-200.
- Metang, V, Nomo Negue, E, Gano, S, Didero Takojou Wambo, J, Ewolo Tene, M. A, Teda Soh, A. C, Fossi, D. H, Mbakam Kamga, M.D, Tcameni, R, Nkoumbou, C, Nzenti, J.P., 2022. *Arabian journal of geosciences* 15, 1-21.
- Meyer et al., 2011. Meyer, M., John, T., Brandt, S., Klemd, R., 2011. Trace element composition of rutile and the explanation of Zr in rutile thermometry to UHT metamorphism (Epupa Complex, NW Namibia). *Lithos*, 126, 388-401.
- Minyem, D., 1994. Contribution à l'étude de l'évolution métamorphique et structurale du secteur Eséka-Makak. Thèse Doct, 3^e cycle, Univ. Yaoundé I, 166p.
- Minyemeck, E.A., 2006. Les amphibolites et talcschistes du secteur de Pouth-Kéllé (plaine côtière du Cameroun): pétrographie, minéralogie, géochimie et prospection géochimique du platine, Palladium et or, Mém, DEA , Univ. Ydé, 85p.
- Mobbs, P.M., 1996. The mineral industry of Sierra Leone, Minerals Information, U.S. Geological Survey.

- Moles, N.R., Chapman, R.J., 2011. Placer gold microchemistry in conjunction with mineralogy and mineral chemistry of heavy mineral concentrates to characterize bedrock sources, 25th International Applied Geochemistry Symposium. Indicator Mineral Methods in Mineral exploration, workshop 3, p. 19-25.
- Morey, J.B., Setterholm, D.R., 1997. Rare earth elements in weathering profiles and sediments of Minnesota: implications for provenance studies. *Journal of Sedimentary Research* 67, 105-115.
- Mvondo, H., 2003. Analyse structurale et pétrogéochimique des roches de la région de Yaoundé Nord : arguments contribuant à la connaissance de l'évolution géotechnique de la chaîne panafricaine au Cameroun. Thèse Doct/Ph.D., Univ. Yaoundé I, 188p.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J.S., Nagendra, R., 2011. Geochemistry of Neoproterozoic limestones of Shahabad Formation, Bhima basin, Karnataka, southern India. *Geosci. J.* 15, 9–25.
- Ndam Ngoupayou, J.R., 1997. Bilan hydrogéochimiques sous forêt tropicale humide en Afrique: sous bassin expérimental de Nsimi-Zoétéélé au réseau hydrographique Nyong et la Sanaga du Sud-Cameroun. Th. Doc., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 214p.
- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., Nyeck, B., Eno Belinga, S.-M., Gérard, M., 1998. Présence des chlorites et d'interstratifiés dans les produits d'altération d'un gneiss à biotite et amphibole dans la plaine côtière de Douala. *Ann. Fac. Sci. Univ. Ydé I. Série Sci. Nat. et Vie*, Vol. 34, n° 2, 181-190.
- Ndjigui, P.-D., Ongboye B.P.R., Ndong Bidzang, F., 2021. TiO₂-Zr-Th-Y-rare-earth elements deposit in unconsolidated fine-grained sediments from Tongo Gandima in the Bétaré Oya Gold district, Eastern Cameroon. *Geological Journal*, doi:10.1002/gi.4061.
- Ndjigui P.-D., 2000. Metallogeny of serpentinite of Kondong I and its weathering mantle in South-East Cameroon: Petrography, mineralogy et geochemistry. Doctorate Thesis 3th Cycle, Univ, Yaoundé I, p. 170.
- Ndjigui, P.-D, Badinane, M.F.B., Nyeck, B., Nandjip, H.P.K., Bilong, P., 2013. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 79, 125–142.

- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., Nyeck, B., Eno Belinga, S.M., Vicat, J.P., Gérard, M., 1999. L'étude morphologique, minéralogique et géochimique de deux profils latéritiques dans la plaine côtière de Douala (Cameroun), Géologie et environnement du Cameroun. Ed. Collect. GEOCAM, 2/1999, press. Univ. Ydé, pp. 189-201.
- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., Bitom, D., Dia, A., 2008. Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.*, 50, 305-325.
- Neal, C.R., Taylor, L.A., 1989. A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1035-1040.
- Nedelec, A., Macaudière, Nzenti, J.P., Barbey, P., 1986. Évolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications sur la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. *C. R. Acad. Paris, série II*, vol 303, 75-80.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 48, 1523-1534.
- Ngotue, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., et Tchoua, F.M., 2001. The Ntui-Betamba high grade gneisses: a northward extension of the pan-african Yaoundé gneisses in Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.*, 31, 2, 369-381.
- Ngo Bidjeck, L.M., Bineli Betsi, T., Mama Nga, L.N. Y., Ngo Belnoun, R.N., Molotouala, A. C., McFarlane, C., Bitom, L.D., 2020. Geochemistry of rutile from the Pan-African Yaoundé metamorphic group: Implications for provenance and conditions of formation. *J. Afr. Earth Sci.* 170, 103912.
- Ngo Bidjeck, L.M., 2004. L'altération des roches ultrabasiques du Sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques: le cas du complexe d'Abiete-Yendjok". Thèse, Univ. Yaoundé I, 267p.
- Ngon Ngon, G.P., 1996. Etude de la genèse des dépôts de rutile alluvionnaire du Cameroun: le cas des dépôts de rutile alluvionnaires du bassin versant de la Messié Mezoa, Département de la Mefou-et-Akono, province du Centre. Mém. Maît., Univ. Ydé I, 71 p.

- Ntep Gwet, P., 2001. Ressources minérales du Cameroun, Notice de la carte thématique des ressources minérales du Cameroun sur fond géologique. Sopecam, Yaoundé, 375p.
- Nyeck, B., Ngimbous, R.V., Ndjigui, P.-D, 2019. Petrology of sapprolite developed on gneisses in the Matomb region, south Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.*, 150, 107-122.
- Nzenti, J.P., Badibanga kapajika, G., Worner, Toto ruananza lubaba, 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in pan-African shear zone in central Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 45, 74-86.
- Nzenti, J.P., 1987. Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun), Eléments pour un modèle géodynamique de la chaîne panafricaine Nord-Equatoriale. Th. Doct., Univ. Nancy I, 154 p.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of the Precambrian high grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Prec. Res.* 38, 91-109.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J.P., Moreau, C., 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulite dans la chaîne protérozoïque de collision : Les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *C. R. Acad.*, Paris, 289, II, 17, 1197-1199.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M., 1999. Evolution crustale au Cameroun: élément pour un modèle géodynamique de l'orogénèse Néoprotérozoïque, Géologie et environnement du Cameroun. Ed. collect. GEOCAM, 2/1999, press. Univ. Ydé, 397-407.
- Nzenti, J.P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., Njel, U.O., 1992. Structure régionale de la chaîne panafricaine du Nord- Equatorial au Cameroun. *C. R. Acad.*, Paris 315, 209-215.
- Nzenti, J.P., Njanko, T., Njiosseu, E.L.T., Tchoua, F.M, 1998. Les domaines granulitiques de la chaîne panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun, Géologie et environnement au Cameroun. Ed. collect. GEOCAM, 1/1998, press. Univ. Ydé, 255-264.
- Nzenti, J.P., Tchoua, F.M., 1996. Les gneiss scapolitiques de la chaîne Nord-Equatoriale au Cameroun: témoins du Précambrien d'une sédimentation évaporitique en bordure du craton du Congo. *C. R. Acad.*, Paris 323, 289-294.
- Olivry, J.C, 1986. Fleuves et rivières du Cameroun, Monographies hydrologiques, MESRES-ORSTOM, Paris, 733p.

- Onguene Mala, 1993. Différenciation pédologique dans la région de Yaoundé, Transformation d'un sol ferrallitique rouge à horizon jaune avec évolution du modelé. Th. Doct, Univ. Paris VI, 254p.
- Ouangrawa, M., Yongue F.R., 2001. L'or, le zircon, et la tourmaline: traceurs de l'origine des matériaux des profils latéritiques d'Afrique. *African Journal of Science and Technology, Science and Engineering Series 2*, 25-43.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou, N.M., Gulzar, M.A., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2021. How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Prec. Res.* 359, 106220.
- Parfenoff, A., Pomerol, C., Tourenq, J., 1970. Les minéraux en grains: Méthodes et détermination, 578p.
- Penaye, S., Toteu, S. F., Vvan Schmus, W.R., Nzenti, J.P., 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data of the Yaoundé serie, Cameroon, Re-interpretation of the granulitic rocks as suture of a collision in the "Centrafrican" belt. *C. R. Acad. Paris*, 317, 789-794.
- Pirkle, F.L., Pirkle, W.A., Pirkle, E.C., 2007. Heavy-mineral sands of the Atlantic and Gulf coastal plains, USA, In: Mange, M., Wright, D.T. (Eds.), Heavy Minerals In Use. *Developments in Sedimentology* 58, 1145–1232.
- Rice, C.M., Darke, K.E., Still, J.W., 1998. Tungsten-bearing rutile from the Kori Kollo gold mine, Bolivia. *Mineral. Mag.* 62, 421–429.
- Ronov, A.B., Balashov, Y.A., Girin, Y.P., Bratishko, R.K.H., Kazakov, G.A., 1974. Regularities of rare earth element distribution in the sedimentary shell and in the crust of the earth. *Sedimentology* 21, 171-193.
- Roser, B.P., Karsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-Mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology.* 94, 635-650.
- Roy, P.S., 1999. Heavy mineral beach placers in southeastern Australia: their nature and genesis. *Econ. Geol.* 94, 567–588.
- Saleh, G.M., 2007. Geology and rare earth element geochemistry of highly evolved molybdenite-bearing granitic plutons, Southeastern Desert, Egypt. *Chinese Journal of Geochemistry* 26, 333-344.

- Schlüter, T., 2008. Geological atlas of Africa, with notes on stratigraphy, tectonics, economic geology, geohazards, geosites and geoscientific education of Each Country. 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, 307 pp.
- Scott, K.M., Radford, M.W., 2007. Rutile composition at the big Bell Au deposit as a guide for exploration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 7, 353-361.
- Scott, K.M., 1988. Phyllosilicate and rutile compositions as indicators of Sn specialization in some southeastern Australian granites. *Mineralium Deposita* 23, 159-165.
- Segalen, P., 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.* V, 2, 137-187.
- Seme Mouangue, A.C., 1999. Géochimie, métamorphisme et métallogénie des formations ultrabasiques du secteur-est de Lomié. These 3^e Cycle, Univ. Yaounde I, 155 p.
- Sharma, A., Rajamani, V., 2000. Major element, REE, and other trace element behavior in amphibolite weathering under semiarid conditions in southern India. *The Journal of Geology* 108, 487-496.
- Silva, M.V.M.G., Pinto, M.M.S.C., Carvalho, P.C.S., 2016. Major, trace and REE geochemistry of recent sediments from lower Catumbela River (Angola). *J. Afr. Earth Sci.* 115, 203–217.
- Smith, D., Perseil, E.-A., 1997, Sb-rich rutile in the manganese concentrations at St, Marcel-Praborna, Aosta Valley, Italy; petrology and crystal-chemistry. *Mineralogical Magazine* 61, 655-669.
- Sonfack, A.N., Ngueutchoua, G., Kontchipe, N.Y.S., Sopie, T.F., Nkouathio, D.G., Wouatong, A.S.L., Tchatchueng, R., Nguemo, K.G.R., Njanko, T., 2021. Mineralogical and geochemical signatures of surface stream sediments from Dibamba River basin, SW Cameroon: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *J. Afr. Earth Sci.* 181, 104251.
- Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R., Penaye, J., Njel, U.O., Bassahak, J., Nni, J., Kankeu, B., Ngako, V and Hell, J.V., 2006. Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *J. Afr. Earth Sci.* 44, 443–456.
- Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R., Penaye, J., Njel, U.O., Bassahak, J., Nni, J., Kankeu, B., Ngako, V., Hell, J.V., 2006. Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *J. Afr. Earth Sci.* 44, 443-456.

- Suchel, J.B., 1972. La répartition et les régimes pluviométriques au Cameroun, Travaux et documents de géographie tropicale n 5, CEGET-CNRS, Bordeaux, 287p.
- Suchel, J.B., 1987. Les climats du Cameroun. Th. Doct. D'Etat. Univ. Bordeaux III, 4 volumes, 1186p.
- Tardy, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Ed. Masson, Paris, 459p.
- Tonje, J.C., 2007. Contribution à l'étude des dépôts alluvionnaires riches en rutile de la rivière Teba, secteur de Matomb (Plateau Sud-Camerounais). Master's Thesis, University of Yaoundé 1, pp. 84.
- Toteu, F.S., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Prec. Res.* 67, 321-347.
- Toteu, S.F., Yongue-Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounte, J. Seme Mouangue, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006. U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 479-493.
- Traoré, D., Beauvais, A., Auge, T., Chabaux, F., Parisot, J.C., Cathelineau, M., Peiffert, C., Colin, F., 2006. Platinum and palladium mobility in supergene environment : the residual origin of the Pirogues River mineralization, New Caledonia. *J. Geochim. Explor.* 88, 350-354.
- Traoré, D., 2005. Serpentinisation hydrothermale et altération lateritique des roches ultrabasiqes en milieu tropical: évolution géochimique de la minéralisation en platine de la Rivière des Pirogues, Nouvelle Calédonie. Thèse, Univ. Nouvelle-Calédonie, 191 p.
- Triebold, S., Eynatten, V.H., Lavizotto, I.G., Zack, T., 2007. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: example from the Erzgebirge, Germany. *Chem. Geol.* 244, 421-436.
- Vicat, J.P., Mvondo, H., Willems, L., Pouclet, A., 2002. Phénomènes karstiques fossils et actuels au sein des formations métamorphiques silico-alumineuses de la nappe panafricaine de Yaoundé (Sud-Cameroun). *C. R. Geoscience*, 334, 545-550.
- Vry, J., Baker, J., Waight, T., 2003. In situ Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites by La-Mc-ICP-MS: confirmation of the high closure temperature (N600 °C) for Pb diffusion in rutile. *Geophys. Res. Abstr.* 5, 10199.

- Yongue-Fouateu, R., Ghogomu, R.T., Penaye, J., Ekodeck, G.E., Stendal, H., Colin, F., 2006. Nickel and cobalt distribution in the laterites of the Lomie region, south-east Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 45, 33-47.
- Yongue-Fouateu, R., 1995. Les concentrations metallifères de nickel et de cobalt à partir de l'altération latéritique des roches ultrabasiques serpentinisées du Sud-Est Cameroun. Thèse Doc. d'Etat, Univ. Yaoundé I, 262 p.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutile from eclogites and associated garnet mica schists. *Chem. Geol.* 184,97-122.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004a. Temperature dependence of Zr in rutile:empirical calibration of a rutile thermometer. *Contribution to Mineralogy Petrology* 148, 471-488.
- Zack, T., Von Eynatten, A., Kronz, A., 2004b. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology* 171, 37-58.
- Zhang, Z.M., Liou, J.G., Zhao, X.D., Shi, C., 2006. Petrogenesis of Maobei rutile eclogites from the southern Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt, eastern China. *J. Metamor. Geol.* 24, 727-741.

PUBLICATION



Geochemical features of the Matomb alluvial rutile from the Neoproterozoic Pan-African belt, Southern Cameroon



Jean Camille Tonje, Paul-Désiré Ndjigui*, Brunot Nyeck, Paul Bilong

Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 January 2013

Accepted 10 September 2013

Editorial handling - R. Priyadarsi

Keywords:

Cameroon

Pan-African belt

Weathering

Alluvial rutile

Geochemistry

Trace elements

ABSTRACT

The Matomb region constitutes an important deposit of detrital rutile. The rutile grains are essentially coarse (> 3 mm), tabular and elongated, due to the short sorting of highly weathered detritus. This study reports the major, trace, and rare-earth element distribution in the bulk and rutile concentrated fractions. The bulk sediments contain minor TiO₂ concentrations (1–2 wt%), high SiO₂ contents (~77–95 wt%) and variable contents in Al₂O₃, Fe₂O₃, Zr, Y, Ba, Nb, Cr, V, and Zn. The total REE content is low to moderate (86–372 ppm) marked by high LREE-enrichment (LREE/HREE ~5–25.72) and negative Eu anomalies (Eu/Eu* ~0.51–0.69). The chemical index of alteration (CIA) shows that the source rocks are highly weathered, characteristic of humid tropical zone with the development of ferrallitic soils. In the concentrated fractions, TiO₂ abundances exceed 94 wt%. Trace elements with high contents include V, Nb, Cr, Sn, and W. These data associated with several binary diagrams show that rutile is the main carrier of Ti, V, Nb, Cr, Sn, and W in the alluvia. The REE content is very low (1–9 ppm) in spite of the LREE-abundance (LREE/HREE ~4–40). The rutile concentrated fractions exhibit anomalies in Ce (Ce/Ce* ~0.58 to 0.83; ~1.41–2.50) and Eu (Eu/Eu* ~0.42; 1.20–1.64). The high (La/Sm)_N, (La/Yb)_N and (Gd/Yb)_N ratios indicate high REE fractionation.

© 2013 Published by Elsevier GmbH.

1. Introduction

The factors that control the geochemical composition of clastic sedimentary rocks include source rocks, weathering/recycling, and post-depositional diagenesis (e.g., Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 1993). The above processes remobilize considerable amounts of heavy minerals. Rutile, zircon, and tourmaline are amongst the most resistant heavy minerals during sedimentary and diagenetic processes (Morton and Hallsworth, 1999). Rutile crystallizes frequently in high grade metamorphic rocks: eclogites (Zack et al., 2002; Miller et al., 2007), some granulites and gneisses (Stendal et al., 2006; Meinhold, 2010), and exceptionally in low grade metamorphic rocks: schists (Meinhold, 2010). The chemical concentrations of rutile have been exploited in provenance studies (Zack et al., 2002, 2004a,b; Stendal et al., 2006; Kanouo et al., 2012). Preston et al. (1998) used detrital rutile fractions with high Nb content to correlate oil-bearing sandstone layers in red-bed sequences. Rutile can accommodate a wide range of highly charged trace elements, e.g., V, Cr, Nb, Sn, Sb, Ta, W, and Mo (Marinder et al., 1962; Smith and Perseil, 1997; Rice et al., 1998; Zack et al., 2002). Rutile

is known in southern Cameroon since last century (Maurizot et al., 1986). These deposits are underlain by the Neoproterozoic low- to high-grade Yaoundé Group (Stendal et al., 2006). The works on the rutile geochemistry are scarce in the Central Africa region (Stendal et al., 2006; Kanouo et al., 2012). Stendal et al. (2006) showed that: (i) alluvial rutile of the Yaoundé Group is derived from the weathering of metapelites (gneisses and mica schists), amphibolites, and pegmatites; (ii) rutile in the Yaoundé Group was formed during the Pan-African metamorphism, or (iii) was inherited as detrital form from a ~900 Ma source. Kanouo et al. (2012) showed that the Nsanaragati (Mamfe basin, SW Cameroon) greyish black rutile megaclasts are eroded products from local sedimentation and long distance hydrodynamic transportation, and were probably sorted from coarse to very coarse grained rocks. This paper reports new analytical data of the Matomb alluvial rutile in the Yaoundé Group and attempts to precise the provenance and depositional setting.

2. Geographical and geological setting

Matomb is situated in the North East of Yaoundé, Cameroon (Fig. 1). The climate of the Matomb is humid tropical with four seasons (two rainy seasons and two dry seasons) which favours chemical weathering. The vegetation is a dense

* Corresponding author. Tel.: +237 9954 3774; fax: +237 2222 6262.

E-mail addresses: Indjigui@yahoo.fr, geoconsult01@yahoo.fr (P.-D. Ndjigui).

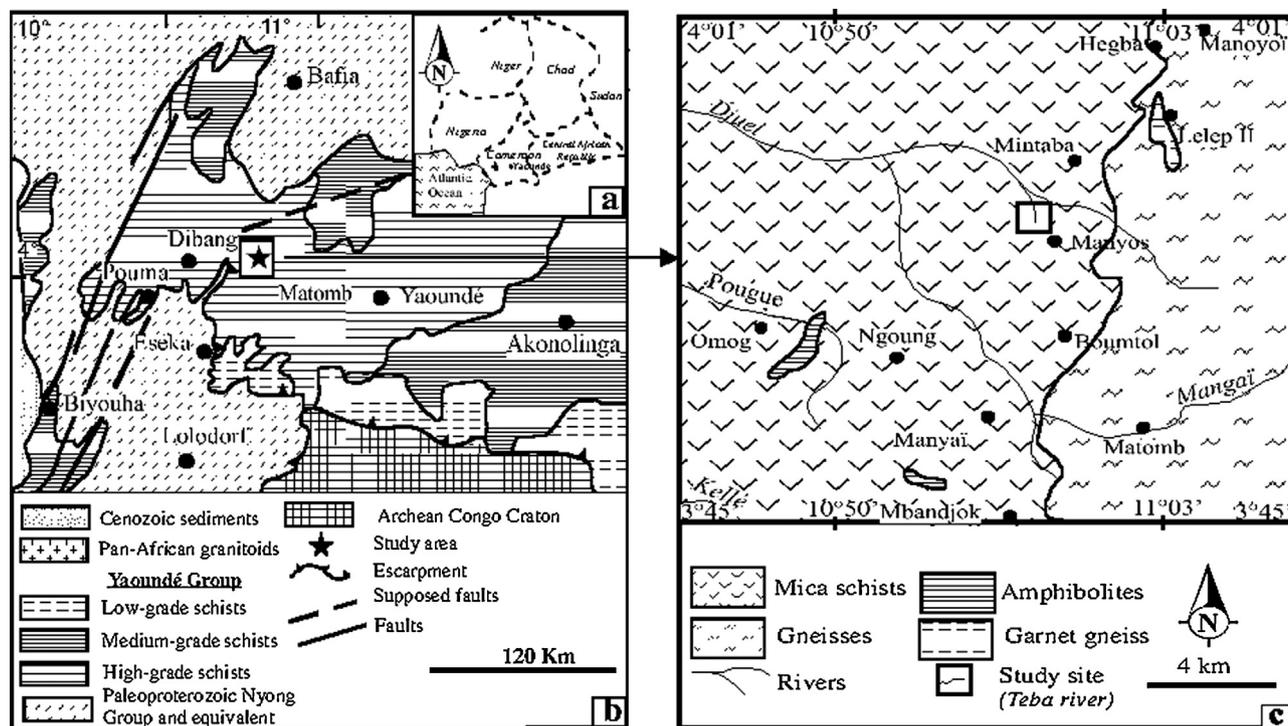


Fig. 1. (a) Location of the study area; (b) regional geological map of southern Cameroon (Stendal et al., 2006); (c) geological map of Matomb region (Champetier de Ribes and Aubague, 1956).

rainforest (Letouzey, 1985). The Yaoundé Group belongs to a regional scale nappe unit thrust southward onto the Congo craton. Mica schists, kyanite- and garnet-bearing gneisses, and pyroclastics are the main rock types in the Yaoundé Group. The P-T conditions pertaining were variably recorded by the mica schists (675 °C and 9 kbar), gneisses (800 °C and 12 kbar) and pyroclastics (750 °C and 10 kbar) (Mvondo et al., 2003). The Yaoundé Group is an allochthonous unit emplaced onto the Congo craton which is late Neoproterozoic in Th-U-Pb age on monazite (613 ± 33 Ma) (Owona et al., 2011). Mica schists and gneisses underwent a polyphase structural evolution with the deformation stages D₁–D₂, D₃, and D₄ (Nzenti et al., 2006; Owona et al., 2011).

Matomb region is located in the western part of the Yaoundé Group (Fig. 1). The lithologic formations are mainly made up of mica schists, kyanite- and garnet-bearing gneisses, and quartzites (Mvondo et al., 2003; Tonje, 2007). The petrographic descriptions have been provided in Mvondo et al. (2003). The main mineral assemblage in the mica schists consists of biotite (20–30 vol%), muscovite (15–20 vol%), plagioclase (15–20 vol%), quartz (15–20 vol%), garnet (15–18 vol%), and kyanite (<3 vol%). The kyanite- and garnet-bearing gneisses mainly are comprised of garnet (20–35 vol%), quartz (15–30 vol%), biotite (10–20 vol%), plagioclase (5–15 vol%), microcline (5–10 vol%), and orthoclase (3–5 vol%). Quartzites consist of quartz (85–90 vol%), plagioclase (4–7 vol%), garnet (<4 vol%), and accessory minerals as K-feldspars, kyanite, biotite, rutile, and ilmenite. The soils are ferrallitic on interfluvial and hydromorphic in the swamps. The ferrallitic soils from the bottom to top are made up of coarse saprolite, fine saprolite, lower nodular horizon, iron duricrust horizon, upper nodular horizon, and loose clayey horizon. The ferrallitic soils develop on gneisses are composed of kaolinite, quartz, goethite, hematite, and accessory minerals like rutile and anatase (Ndjigui et al., 2013). In Matomb area, ferrallitic soils contain an abundant proportion of coarse rutile (Tonje, 2007).

3. Sampling and analytical techniques

3.1. Sampling techniques

Four pits were dug in the terrace of the Teba River. Seven bulk sediment samples were collected in the mineralized layers (Fig. 2a). One bulk sediment sample was collected in the Teba River. Each sample weighed twenty five kilograms. Eight rutile concentrated samples were obtained by separation of the rutile grains from the whole fraction. All concentrated samples were characterized with a binocular microscope in the Department of Earth Sciences (University of Yaoundé 1, Cameroon). The characterization was based on their physical properties according to Parfenoff et al. (1970). Sixteen samples were submitted for mineralogical and chemical analyses at the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada).

3.2. Analytical techniques

The analytical procedures were previously described (e.g., Ebah Abeng et al., 2012). Powders were prepared in the Department of Earth Sciences (University of Yaoundé 1, Cameroon). All powders were submitted for mineralogical and chemical analyses in the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada).

Mineral assemblages were identified by X-ray diffraction (XRD) method using the PAN Analytical X'PERT PRO diffractometer. Samples were then run with Co radiation, at 40 kV and 45 mA.

Samples analyzed for a series of major and trace elements were crushed using a jaw crusher with steel plates and pulverized in a ball mill made of 99.8% Al₂O₃. The loss on ignition (LOI) was determined according to two-steps. Powders were first heated at 105 °C in the presence of oxygen to drive off remaining volatile components and oxidized Fe.

X-ray fluorescence was used to determine the major element concentrations after sample ignition. The sample powders were first ignited then melted with a lithium tetraborate flux before

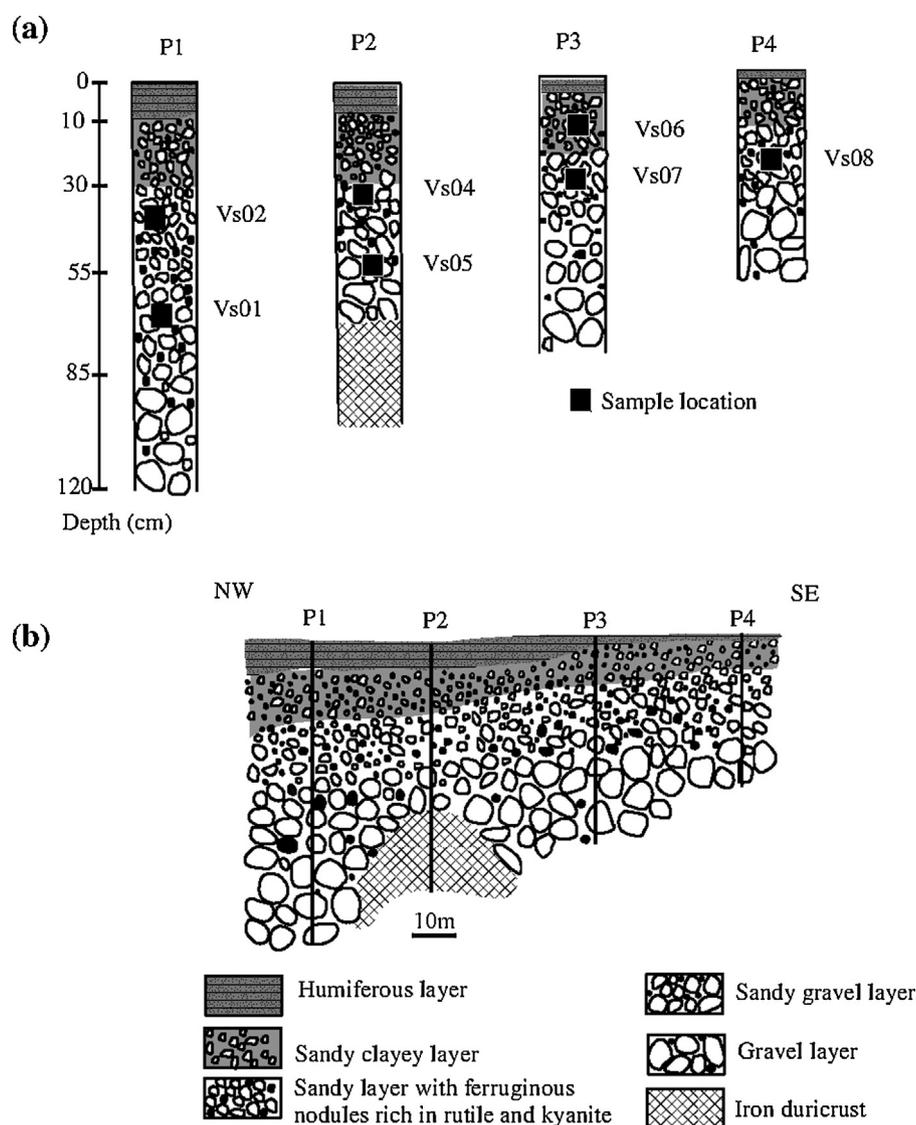


Fig. 2. Macroscopic organization of the Teba alluvial terrace: (a) alluvial profiles (P₁, P₂, P₃, and P₄); (b) alluvial transect along the Teba River.

analyzing with a Rigaku RIX-3000 wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometer.

Powders were digested with a mixture of HCl and HClO₄ at 120 °C in sealed Teflon containers for one week, and then rinsed out of their containers with dilute HNO₃ and dried. The residue was again dissolved in a mixture of three acids (HNO₃, HCl, and HF) at 100 °C. Sample solutions were analyzed in a Perkin Elmer Elan 9000 ICP-MS instrument.

The overall analytical uncertainty (twice the standard deviation, 2σ, with 95% confidence) is less than 3% and 5% for the major and trace elements, respectively.

4. Results

4.1. Field observation, physical properties and mineralogy

The main rocks of the study area are mica schists (Fig. 1b and c). The weathering of mica schists leads to the formation of the yellow ferrallitic soils in the interfluvial and hydromorphic soils in the swamps. The terrace is situated in the small watershed of the Teba River; it is made up of six layers from bottom to top (Fig. 2):

the iron duricrust, the gravel layer, the sandy gravel layer, the sandy layer, the sandy clayey layer, and the humiferous layer.

The iron duricrust appears at the bottom of P₂ pit. It comprises nodular blocks bounded by a hard, red ferruginous matrix, rich in rutile grains; the gravel layer disproportionately evolves from top to bottom (35–20 cm). It is made up of smooth fragments of kyanite–quartzite and coarse grain rutile; the sandy gravel layer has a thickness which gradually decreases from the source to the middle part of the river bed (Fig. 2b). At the base, rutile, kyanite, muscovite, and garnet are observed; the sandy layer has a constant thickness (25 cm). It is the rutile mineralized zone; the considerable amount of this mineralization is located in the upper part. The rutile grains are centimetric, angular, and justify a short transport from the source rocks (Fig. 3). The sterile zone is made up of fine to medium sized sands with a deep yellowish brown colour, ferruginous nodules, and fragments of kyanite-rich and rutile-rich quartzite; the sandy clayey layer is brownish yellow, less thick (15–20 cm), and contains sand grains, vegetal matter, and clayey sandy materials; the humiferous layer is deep brown, less thick, and sometimes interrupted by clayey-organic material.

The bulk sediments of Teba River are homometric, coarse, and very well classified. The heavy mineral assemblage is made up of



Fig. 3. Rutile grains from the mineralized zone (sandy layer) of the P₂ pit.

muscovite, zircon, rutile, kyanite, brookite, anatase, garnet, and quartz (Tonje, 2007). This mineral assemblage is characteristic of the Yaoundé Group (Stendal et al., 2006). The granulometric analysis shows that the rutile grains are essentially coarse (≤ 3 mm), tabular, and elongated. The average mineral density of Teba River is 2.34 kg/m^3 . The low potential of the Teba River could be due to the low dynamic nature of the river. The mineral assemblage of the bulk sediments using XRD analysis is made up of quartz, rutile with few amounts of feldspars, muscovite-illite, and hematite (Fig. 4). The rutile concentrated fractions are mainly comprised of rutile and accessory quartz (Fig. 5). The high proportion of rutile in the alluvia is relative to the stability of rutile in metamorphic rocks as well as in the alluvial environment (Morton and Hallsworth, 1999). The stability of rutile in metamorphic rocks is the result of a complex interplay with the stability of other Ti phases (mainly ilmenite and titanite), which depends on P - T conditions and bulk-rock composition (Zack et al., 2002).

4.2. Geochemistry

4.2.1. Major elements

The SiO_2 contents are higher in the bulk sediments (79.27–94.42 wt%) than Al_2O_3 and Fe_2O_3 contents. The TiO_2 contents vary between 1 and 2 wt%. The MgO contents are only high (1.08 to 1.17 wt%) in VS01 and VS02 samples. In the rutile concentrates, TiO_2 contents vary between 94 and 95 wt%. The low SiO_2 content (< 1 wt%) from the rutile concentrated fractions is indicative of the presence of small amounts of quartz or other silicate minerals inside the rutile crystals (Fig. 5).

The chemical index of alteration [$\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) * 100$] is an indicator of major element variations due to weathering (Nesbitt and Young, 1984). The CIA therefore is potentially a useful index to characterize alluvia. Worldwide average shale CIA values ranges between 70 and 75; fresh granites give values around 50 (Visser and Young, 1990) while extreme weathering could produce values approaching 100. The CIA values for the bulk fractions show that the source rocks are strongly weathered (Table 1). This is confirmed by several works in the supergene environment of humid tropical zone (e.g., Braun et al., 2005; Ndjigui et al., 2008, 2009, 2013). However, the chemical index of alteration values reveal that the weathering of the rutile concentrates is moderate because rutile is a rigid crystal.

In the bulk sediments, the TiO_2 variation diagrams show that SiO_2 and Al_2O_3 have positive correlation with TiO_2 (Fig. 6a and b). The correlation between TiO_2 and Fe_2O_3 is weakly negative (Fig. 6c). MgO and TiO_2 present no correlation (Fig. 6d). When we associate the bulk sediment concentrations with other works done in the Yaoundé Group (Stendal et al., 2006; Ngobasaheg Malong, 2011), we realize that the source rocks of the Yaoundé Group (Stendal et al., 2006) are depleted in SiO_2 and are enriched in other three oxides (Fig. 6). Meanwhile, the Ayos alluvial rutile shows positive correlation with the Matomb alluvial rutile (Fig. 6). In the rutile concentrated fractions, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , and K_2O present negative correlation with TiO_2 (Fig. 7). This negative correlation is probably due to the high TiO_2 concentration.

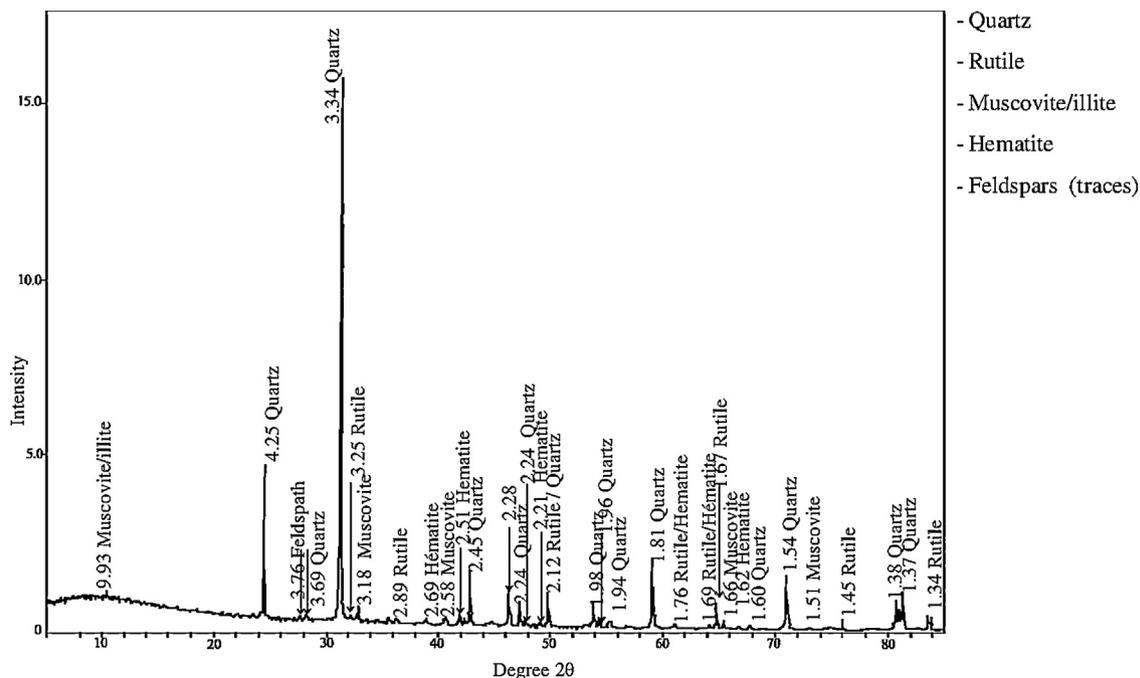


Fig. 4. XRD for bulk sediments (e.g., VS08 sample).

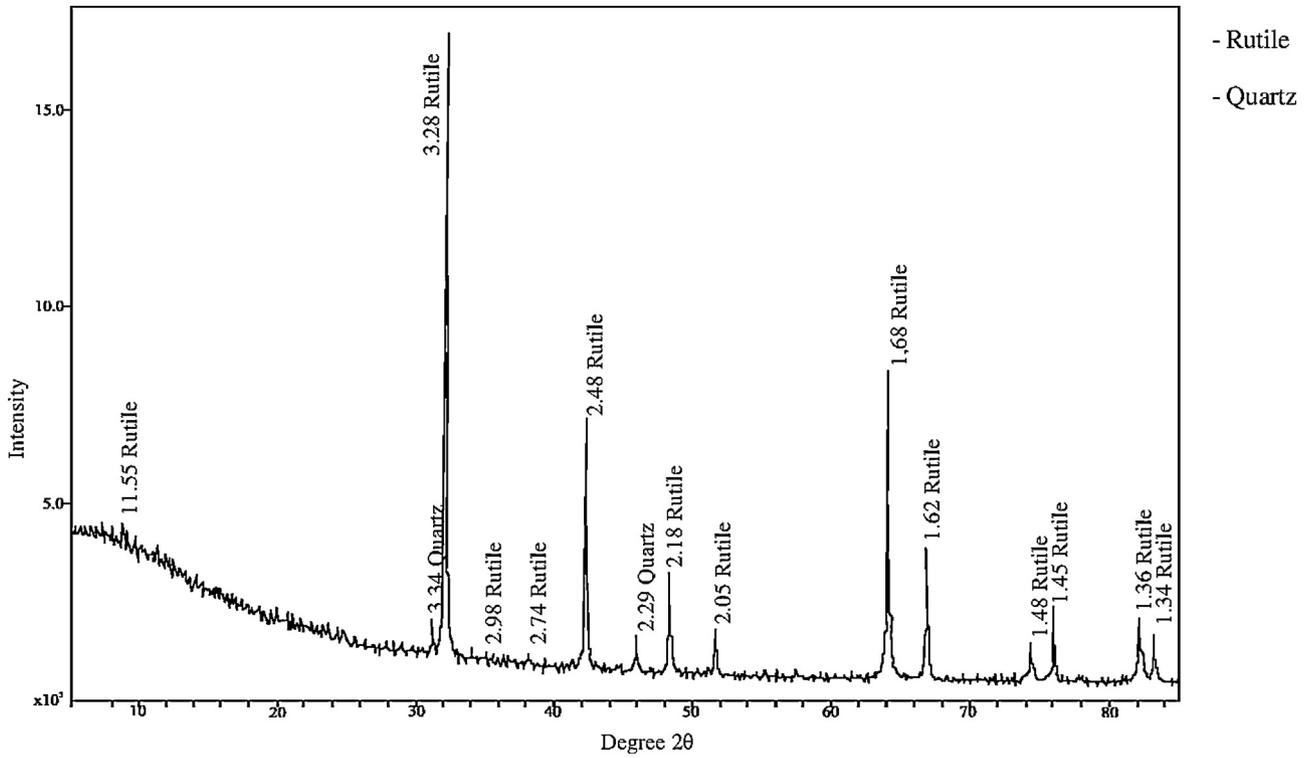


Fig. 5. XRD for rutile concentrate fractions (e.g., VRS05 sample).

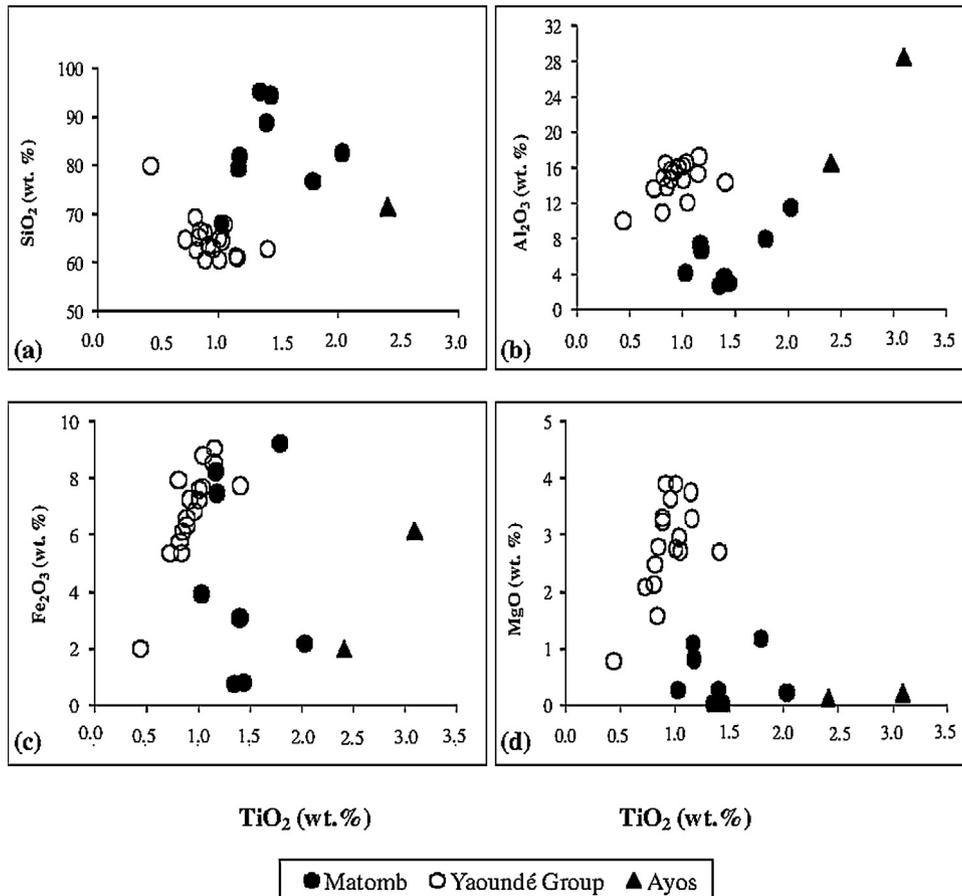


Fig. 6. TiO₂ variation diagrams showing compositional major element variations (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ and MgO) in the Matomb alluvial rutile compared to the source rocks (Yaoundé Group) from [Stendal et al. \(2006\)](#) and the Ayos alluvial rutile from [Ngobasaheg Malong \(2011\)](#).

Table 1
Major element composition (wt%) and element ratios of the Matomb alluvial rutile.

Ref. code	dl	Bulk sediments								Rutile concentrates							
		VS01	VS02	VS03	VS04	VS05	VS06	VS07	VS08	VRS01	VRS02	VRS03	VRS04	VRS05	VRS06	VRS07	VRS08
SiO ₂	0.01	79.27	76.65	81.82	87.97	88.73	94.42	95.03	82.54	0.43	0.73	0.29	na	0.81	0.47	0.56	0.69
Al ₂ O ₃	0.01	7.32	7.94	6.75	4.08	3.67	2.99	2.71	11.53	0.17	0.44	0.18	na	0.28	0.21	0.47	0.44
Fe ₂ O ₃	0.01	8.22	9.22	7.47	3.92	3.08	0.79	0.75	2.17	1.06	1.10	0.99	na	1.21	0.77	0.84	0.86
MnO	0.01	0.23	0.25	0.18	0.06	0.06	0.01	0.01	0.05	<dl	<dl	<dl	na	0.02	<dl	<dl	<dl
MgO	0.01	1.08	1.17	0.81	0.27	0.27	0.01	0.01	0.22	<dl	<dl	<dl	na	<dl	<dl	0.04	0.04
CaO	0.01	0.98	1.05	0.76	0.31	0.32	0.07	0.07	0.31	0.02	0.03	0.02	na	0.03	0.02	0.05	0.04
Na ₂ O	0.01	0.18	0.15	0.12	0.10	0.19	<dl	<dl	0.01	0.04	0.07	0.07	na	0.06	0.06	0.07	0.08
K ₂ O	0.01	0.25	0.21	0.28	0.21	0.17	0.08	0.07	0.13	0.01	0.03	0.01	na	0.01	<dl	0.01	0.01
TiO ₂	0.01	1.17	1.79	1.18	1.03	1.40	1.44	1.35	2.03	95.21	94.27	95.61	na	94.53	95.84	94.61	94.90
P ₂ O ₅	0.01	0.07	0.08	0.10	0.06	0.04	0.03	0.02	0.05	<dl	0.01	<dl	na	0.01	<dl	<dl	<dl
LOI	0.05	1.34	0.40	0.72	1.40	0.90	0.48	0.40	0.71	0.34	0.44	0.24	na	0.39	0.34	0.27	0.38
Total	–	100.11	98.91	100.19	99.41	98.83	100.32	100.42	99.75	97.37	97.21	97.41	na	97.34	97.71	96.82	97.44
CIA (%)	–	83.85	84.92	85.34	86.81	81.56	95.22	95.09	96.24	70.83	77.19	64.29	–	73.68	72.41	78.33	77.19
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	–	10.82	9.65	12.12	21.56	24.18	31.58	35.07	7.16	2.53	1.66	1.61	–	2.89	2.24	1.19	1.57
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	–	32.88	43.90	26.68	18.67	18.12	9.88	10.71	16.69	106.00	36.67	99.00	–	121.00	–	84.00	86.00
Na ₂ O/K ₂ O	–	0.72	0.71	0.43	0.48	1.12	–	–	0.08	4.00	2.33	7.00	–	6.00	–	7.00	8.00
Fe ₂ O ₃ + MgO	–	9.30	10.39	8.28	4.19	3.35	0.80	0.76	2.39	1.06	1.10	0.99	–	1.21	–	0.88	0.90

dl: detection limits; na: not analyzed.

The SiO₂/Al₂O₃ values are higher in the bulk fractions compared to the rutile concentrates (Table 1). The Fe₂O₃/K₂O values are very high in the rutile concentrates than in the bulk sediments (Table 1). The Na₂O/K₂O is very low (<1) in the bulk fractions and close to 10 in the rutile concentrates. The total contents of both oxides (Fe₂O₃ + MgO) are close to those of Fe₂O₃ (Table 1). This confirms that Fe is the most abundant ferromagnesian element.

4.2.2. Trace elements

Several trace elements such as Cr, V, Zn, Sc, Ba, Zr, Y, Nb, Th, and Sr have variable contents (7–236 ppm). Elements with high concentrations are Zr, Cr, and V (Table 2). However, concentrations of Mo, Cd, Cs, Sb, and Be are very low (<0.7 ppm). In the rutile

concentrates, V, Cr, Nb, Ta, Sn, and W have high contents (Table 2). The high trace element contents are characteristic of metapelitic rutile (Stendal et al., 2006; Triebold et al., 2007; Meinhold et al., 2008). The average contents of V, Cr, Nb, Ta, Sn, and W are high in several samples from Southern Cameroon and Mamfe basin (Table 3). Cr, V, Nb, and Zr have positive correlation with TiO₂ in the bulk sediments (Fig. 8a–d). The bulk sediments associated with the source rocks (Stendal et al., 2006) and the Ayos alluvial rutile (Ngobasaheg Malong, 2011) show a strong positive correlation between the same trace element with TiO₂ (Fig. 8a–d). The Ayos alluvial rutile is more enriched in Cr, V, and Zr than the Matomb ones (Fig. 8a–c). Meanwhile, Ba and Rb show no correlation with the same oxide (Fig. 8e–f). Both diagrams show that the source

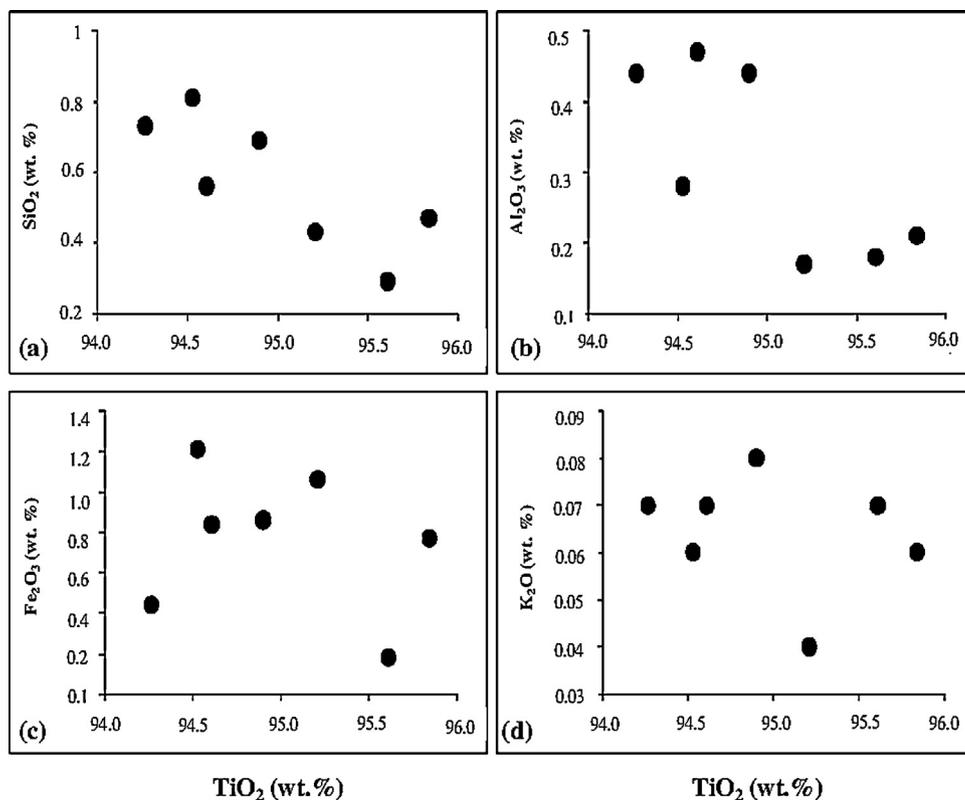


Fig. 7. TiO₂ variation diagrams showing compositional major element variations (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, and K₂O) in the rutile concentrated fractions.

Table 2
Trace element composition (ppm) and element ratios of the Matomb alluvial rutile.

	dl	Bulk sediments								Rutile concentrates							
		VS01	VS02	VS03	VS04	VS05	VS06	VS07	VS08	VRS01	VRS02	VRS03	VRS04	VRS05	VRS06	VRS07	VRS08
Cr	3.00	65.00	76.00	93.00	84.00	58.00	52.00	44.00	93.00	418.00	458.00	457.0	368.00	340.00	333.00	370.00	435.00
V	0.80	68.70	85.50	83.20	62.90	59.90	52.60	46.80	86.40	735.00	1343.00	626.00	912.00	435.00	471.00	915.00	670.00
Ni	1.60	6.30	6.10	7.00	4.80	4.90	2.30	2.60	4.30	1.80	2.00	2.60	2.50	2.20	<dl	1.80	2.20
Zn	7.00	41.00	43.00	36.00	20.00	16.00	9.00	8.00	17.00	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
Cu	1.40	5.00	4.80	7.80	5.70	3.30	2.00	<dl	2.10	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
Co	0.13	9.83	10.88	8.34	3.11	3.03	1.27	1.17	2.75	0.80	0.82	0.71	0.46	0.81	0.56	0.76	0.98
Sc	1.10	29.90	33.60	27.60	13.20	10.80	3.80	3.20	8.60	2.40	5.00	1.80	3.50	1.80	1.70	4.60	3.54
Ba	0.80	70.80	56.70	73.30	60.10	47.00	24.60	21.80	40.40	1.80	8.10	2.60	3.80	2.70	3.70	2.80	3.60
Zr	6.00	144.00	196.00	137.00	141.00	157.00	220.00	215.00	236.00	55.00	95.00	49.00	59.00	33.00	29.00	57.00	45.00
Sr	0.60	19.90	16.70	15.10	14.90	13.60	5.00	4.60	7.90	0.80	1.90	0.70	0.90	0.60	1.40	2.10	2.40
Y	0.05	47.37	58.53	37.79	13.79	13.66	3.45	2.98	12.92	0.08	0.24	0.08	0.11	0.11	0.16	0.12	0.14
Li	0.40	8.80	8.90	7.90	4.60	4.00	1.50	1.60	4.70	<dl	0.70	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
Ga	0.04	5.12	5.42	5.73	4.56	3.69	2.62	2.45	7.93	1.18	1.58	1.20	0.73	1.07	0.99	1.05	1.46
Pb	0.60	3.30	3.70	3.60	3.10	2.70	1.60	1.50	3.10	1.90	2.90	1.20	1.40	2.10	3.20	1.70	2.20
Rb	0.23	8.25	6.68	8.75	6.59	5.13	2.14	2.02	3.39	0.23	0.94	0.27	0.24	0.26	<dl	0.23	0.31
Nb	0.03	40.30	63.10	36.97	32.03	47.85	50.05	41.74	66.61	633.00	958.00	714.00	868.00	387.00	568.00	969.00	616.00
Hf	0.14	3.86	5.44	3.70	3.86	4.29	6.02	5.69	6.28	2.50	3.77	2.17	2.35	1.55	1.29	2.51	1.91
Mo	0.08	0.40	0.43	0.70	0.64	0.34	0.24	0.33	0.34	1.11	1.16	1.24	1.54	0.72	0.74	1.16	0.92
Th	0.02	12.41	27.01	15.96	7.03	11.77	8.40	7.21	24.74	0.18	0.42	0.10	0.15	0.16	0.22	0.09	0.15
U	0.01	2.23	4.39	2.85	1.79	2.21	1.71	1.58	4.04	6.92	9.54	5.89	10.13	4.89	7.03	8.00	7.28
Ta	0.02	3.08	5.05	2.94	2.47	3.73	3.63	2.94	5.04	77.74	83.65	96.28	93.18	77.74	94.86	100.04	80.71
Be	0.04	0.61	0.48	0.65	0.63	0.49	0.21	0.18	0.31	0.26	0.24	0.15	0.17	0.33	0.35	0.46	0.16
Cd	0.01	0.25	0.28	0.19	0.09	0.09	0.03	0.05	0.10	0.06	<dl	<dl	<dl	0.02	0.02	0.01	0.01
Cs	0.01	0.35	0.29	0.34	0.28	0.21	0.07	0.07	0.10	0.01	0.04	<dl	0.01	0.02	<dl	<dl	0.01
Sb	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	<dl	<dl	<dl	<dl	3.82	3.57	4.91	3.24	5.41	3.27	3.98	3.54
Sn	0.16	1.99	2.13	1.78	1.62	2.24	2.15	1.80	1.79	52.45	56.55	45.86	44.61	47.70	41.25	48.07	49.37
W	0.05	2.41	4.02	2.32	1.90	2.92	2.81	2.17	3.57	30.69	58.21	28.56	40.27	26.56	17.44	58.99	32.92
Th/U	–	5.56	6.15	5.60	3.93	5.32	4.91	4.56	6.12	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
Ta/Nb	–	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.12	0.09	0.13	0.11	0.20	0.17	0.10	0.13
Cr/V	–	0.95	0.89	1.12	1.34	0.97	0.99	0.94	1.08	0.57	0.34	0.73	0.40	0.78	0.71	0.40	0.65
Zr/Th	–	11.60	7.26	8.58	2.01	13.34	26.19	29.82	9.54	305.55	226.19	490.00	393.33	206.25	131.82	633.33	300.00
Cr/Nb	–	1.61	1.20	2.52	2.62	1.21	1.04	1.05	1.40	0.66	0.51	0.64	0.42	0.88	0.59	0.38	0.71

dl: detection limits.

Table 3
Average TiO₂, Nb, Sn, Cr, W, Zr, Ta and V contents in four rutile deposits of Cameroon.

	Sample number	TiO ₂	Sample number	Nb	Sn	Cr	W	Zr	Ta	V
Matomb (bulk fractions)	n=8	1.42	n=8	47.33	1.94	70.63	2.77	180.75	3.61	68.14
Matomb (concentrated fractions)	n=7	95.00	n=8	714.13	48.23	397.38	36.71	52.75	88.03	763.38
Yaoundé Group (source rocks) ^a	n=17	0.94	n=17	38.35	na	77.00	na	288.41	na	127.35
Ayos alluvial rutile ^b	n=2	2.75	n=2	48.20	4.50	na	4.70	548.50	4.05	164.75
Nsanaragati (Mamfe basin) ^c	n=19	98.05	n=19	2008.64	27.03	499.63	na	97.31	141.88	1326.58

na: not analyzed.

^a Stendal et al. (2006).

^b Bulk fractions from Ngobasaheg Malong (2011).

^c Concentrated fractions from Kanouo et al. (2012).

rocks are more enriched in Ba and Rb than the alluvial fractions. The plotted diagram of Cr vs. Fe₂O₃ is similar to that of V vs. Fe₂O₃ (Fig. 9a–b). Cr and V show no correlation with Fe₂O₃ in three type samples (Fig. 9a–b). Cr and V show positive correlation with Nb

(Fig. 9c and d) in the grouped samples. The plotted diagram Cr vs. Nb confirms the relation between alluvial rutile with metapelitic source rocks. Cr shows strong positive correlation with V (Fig. 9e). The positive correlation between Cr and V might result from the

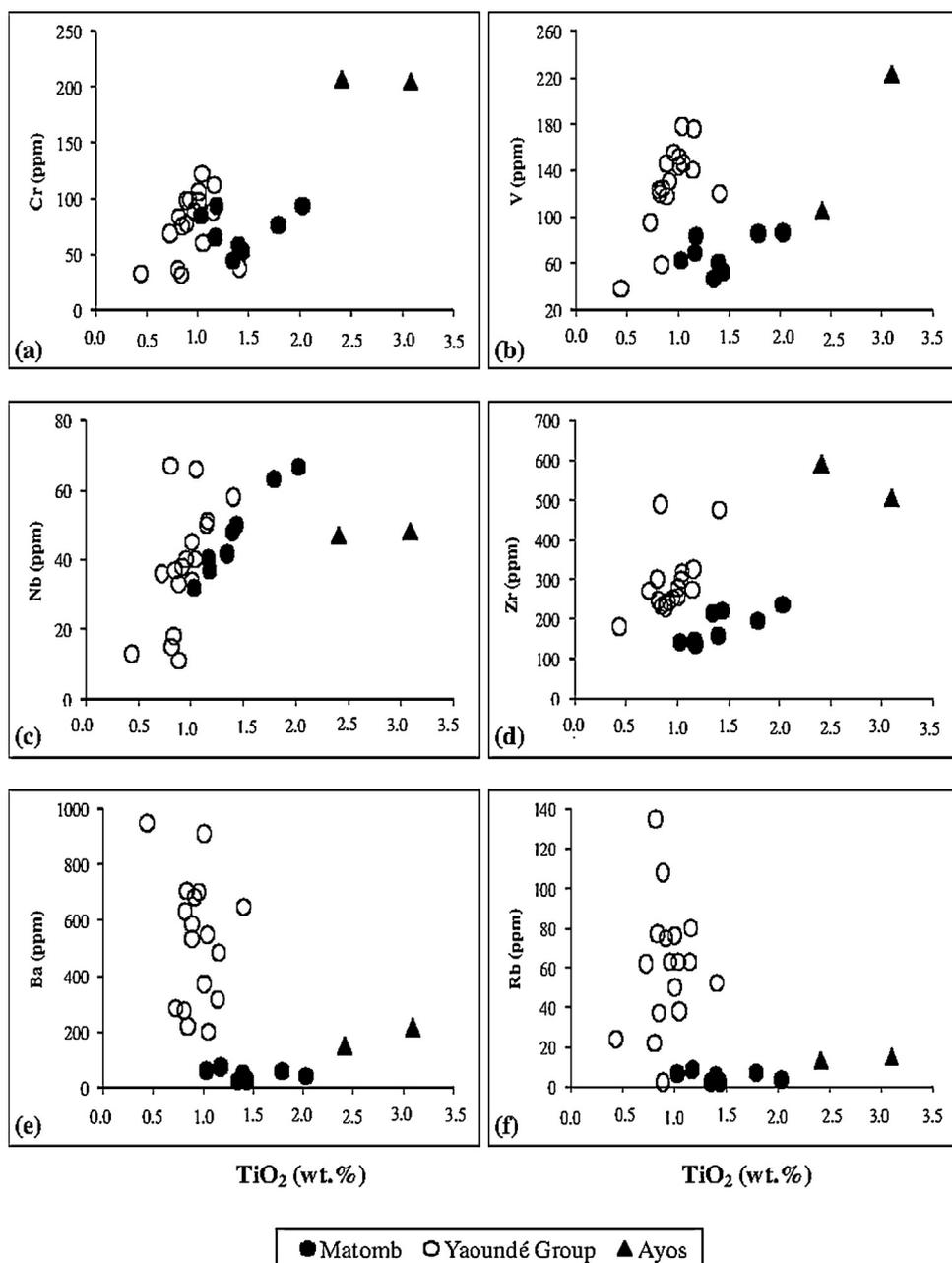


Fig. 8. TiO₂ variation diagrams showing compositional trace element variations (Cr, V, Nb, Zr, Ba, and Rb) in the Matomb alluvial rutile compared to the source rocks (Yaoundé Group) from Stendal et al. (2006) and the Ayos alluvial rutile from Ngobasaheg Malong (2011).

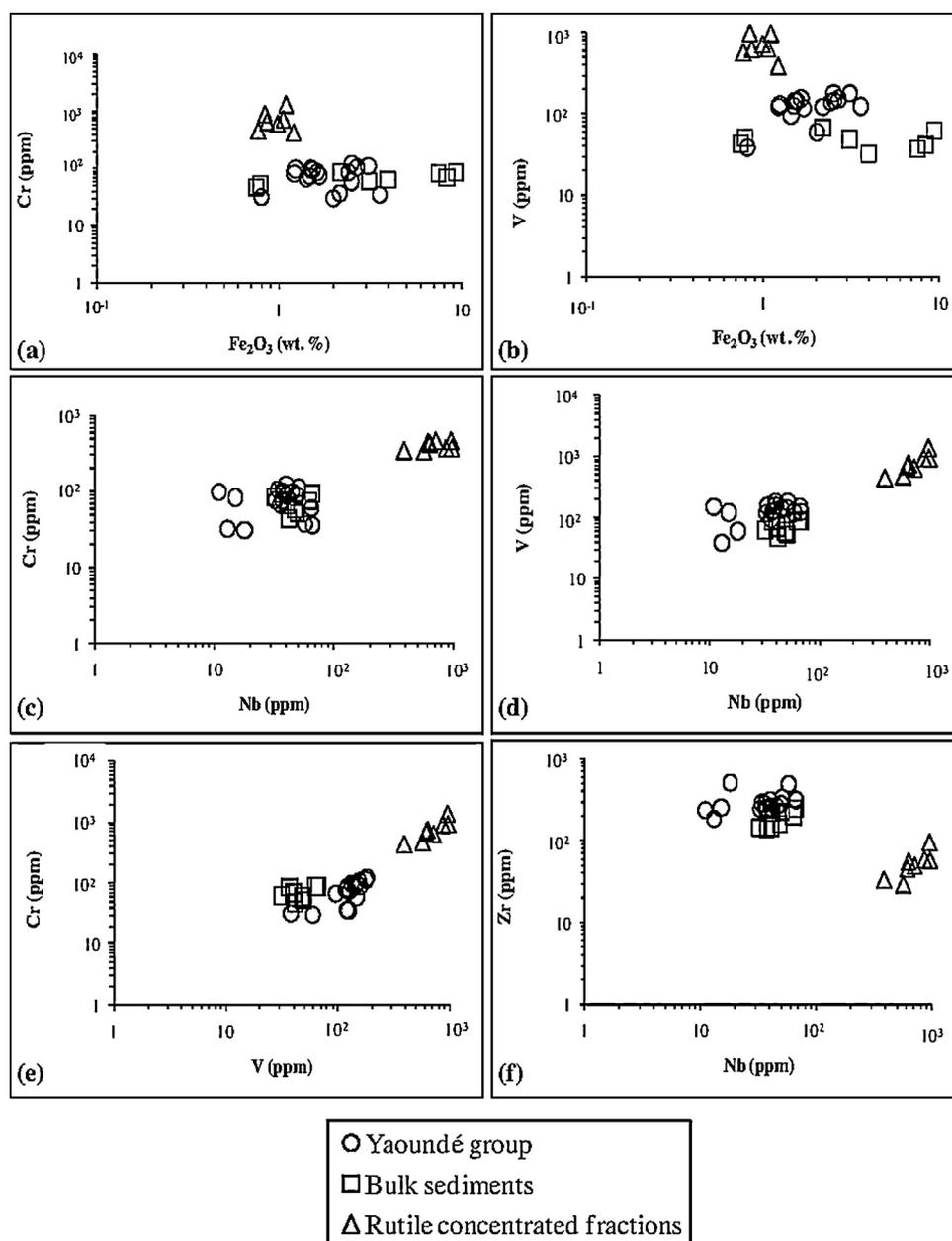


Fig. 9. Scattergrams of Cr vs. Fe₂O₃ (a), V vs. Fe₂O₃ (b), Cr vs. Nb (c), V vs. Nb (d), Cr vs. V (e), and Zr vs. Nb (f).

presence of mafic input in the source area (amphibolites, see Owona et al., 2013) or the fact that both elements have similar chemical properties. The positive correlations have been explained by substitution of these elements with Fe²⁺, Fe³⁺, and vacancies (Rice et al., 1998). However, the correlation between Zr and Nb is negative using the collected samples (Fig. 9f). The binary diagrams show negative correlation between TiO₂ and several trace elements (Fig. 10). The binary plots W, Sn, and Ta vs. Nb show that the concentrated fractions are 100 times enriched in these trace elements than the bulk sediments (Fig. 11a–c). Both samples show positive correlation between W, Sn, and Ta with Nb and indicate that the source rocks might be crystallized in felsic environment. The average TiO₂ content of the bulk fractions from Matomb is highest than that of the metapelites from Yaoundé Group and lower than that of the Ayos alluvial rutile (Table 3). Meanwhile, the average TiO₂, Nb, Cr, Zr, Ta, and V contents of the rutile concentrated fractions from Matomb are lower than those of the Nsanaragati (Mamfe basin) concentrated fractions (Table 3).

The Th/U is high in the bulk fractions than in the rutile concentrates (Table 2). The Th/U is indicative of Th abundance relative to uranium. This seems to just reflect the Th/U fractionation rather than any source rock characteristic. The Zr/Th is 4 times higher than Th/U ratio in the bulk fractions and more than 100 times in the rutile concentrates (Table 2). This reflects the high Zr abundance in the alluvial environment. The Ta/Nb, Cr/V, and Cr/Nb ratios are low in both sample types (Table 2). This confirms that Ta, Nb, Cr, and V have probably the same bearing minerals. The Nb/TiO₂ shows positive correlation with Nb in the concentrated samples and probable source rocks (Fig. 12a). The Cr/TiO₂-Cr diagram shows a similar trend like the binary Nb/TiO₂-Nb diagram in the bulk sediments and in the source rocks (Fig. 12a and b).

4.2.3. Rare-earth elements (REE)

The total REE content varies between 86 and 372 ppm in the bulk sediments. It is high in three samples (Table 4). They are also characterized by high LREE-abundances (LREE/HREE ~5–25).

Table 4
Rare-earth element composition (ppm) and element ratios of the Matomb alluvial rutile.

	Bulk sediments									Rutile concentrates							
	dl	VS01	VS02	VS03	VS04	VS05	VS06	VS07	VS08	VRS01	VRS02	VRS03	VRS04	VRS05	VRS06	VRS07	VRS08
La	0.040	33.850	77.880	41.520	18.090	33.770	24.510	19.800	72.720	0.560	3.190	0.260	0.290	0.230	2.310	0.570	1.050
Ce	0.120	67.310	155.200	84.170	35.240	66.500	48.860	39.290	139.300	0.840	3.270	0.410	0.430	0.350	2.810	0.830	1.160
Pr	0.010	7.952	18.393	9.676	4.361	7.998	5.727	4.540	16.642	0.091	0.499	0.059	0.057	0.054	0.334	0.098	0.153
Nd	0.060	29.620	68.590	35.710	15.970	29.860	21.270	16.860	62.130	0.260	1.580	0.190	0.180	0.170	0.940	0.310	0.470
Sm	0.010	5.488	12.076	6.507	2.997	5.220	3.530	2.902	10.530	0.041	0.219	0.029	0.030	0.042	0.131	0.047	0.077
Eu	0.003	0.675	1.173	0.729	0.379	0.530	0.318	0.249	0.920	0.009	0.043	0.006	0.008	0.008	0.021	0.012	0.019
Gd	0.010	5.657	9.439	5.674	2.363	3.529	2.073	1.531	5.788	0.022	0.103	0.016	0.026	0.034	0.070	0.035	0.042
Tb	0.002	1.154	1.565	1.004	0.394	0.470	0.182	0.148	0.563	0.002	0.014	0.003	0.004	0.005	0.009	0.004	0.006
Dy	0.009	8.236	10.445	6.786	2.611	2.745	0.848	0.653	2.729	0.077	0.024	0.015	0.020	0.015	0.041	0.024	0.028
Ho	0.002	1.765	2.209	1.430	0.537	0.528	0.140	0.112	0.490	0.004	0.013	<dl	0.004	0.005	0.007	0.004	0.005
Er	0.007	5.157	6.659	4.156	1.603	1.520	0.365	0.330	1.387	0.010	0.032	0.007	0.011	0.016	0.018	0.011	0.016
Tm	0.002	0.765	1.010	0.612	0.245	0.224	0.059	0.051	0.222	<dl	0.005	<dl	0.002	0.002	0.002	<dl	0.002
Yb	0.009	4.987	6.654	3.959	1.683	1.444	0.412	0.367	1.580	0.011	0.032	<dl	0.011	0.019	0.014	0.014	0.017
Lu	0.002	0.752	0.985	0.593	0.251	0.221	0.069	0.060	0.261	<dl	0.004	<dl	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
REE	–	173.368	372.278	202.526	86.724	154.559	108.363	86.893	315.262	1.927	9.028	0.995	1.075	0.952	6.709	1.961	3.047
LREE	–	144.895	333.312	178.312	77.037	143.878	104.215	83.641	302.242	1.801	7.379	0.954	0.995	0.854	6.546	1.867	2.929
HREE	–	28.473	39.966	24.214	9.687	10.681	4.148	3.252	13.020	0.126	1.649	0.041	0.080	0.098	0.163	0.094	0.118
LREE/HREE	–	5.057	8.340	7.364	7.953	13.470	25.124	25.720	23.214	14.294	4.475	23.268	12.438	8.714	40.160	19.862	24.822
La + Ce + Nd	–	130.780	301.670	161.400	69.300	130.130	94.640	79.950	274.150	1.660	8.040	0.860	0.900	0.750	6.060	1.710	2.680
a.	–	75.445	81.035	79.693	79.909	84.194	87.336	87.406	86.959	84.144	89.056	86.432	83.721	78.782	90.326	87.200	87.955
Ce/Ce*	–	0.947	0.946	0.969	0.915	0.954	0.952	0.957	0.923	0.917	1.414	2.500	0.714	0.833	0.583	0.769	0.714
Eu/Eu*	–	0.571	0.517	0.564	0.686	0.582	0.554	0.558	0.555	0.421	1.379	1.200	1.400	1.000	1.000	1.375	1.636
(La/Yb) _N	–	0.896	0.937	0.927	0.878	0.939	1.009	0.990	1.004	2.142	2.154	14.000	1.600	0.750	2.500	1.875	1.928
(La/Sm) _N	–	0.501	0.864	0.774	0.794	1.726	4.397	3.985	3.400	3.750	7.636	–	2.000	0.857	12.000	3.000	4.500
(Gd/Yb) _N	–	0.687	0.858	0.867	0.853	1.478	3.048	2.531	2.218	1.250	2.000	–	1.500	1.000	3.000	1.600	1.500

dl: detection limits.

a. = $\{(La + Ce + Nd)/REE\} * 100$.

$Ce/Ce^* = (Ce_{sample}/Ce_{PAAS}) / (La_{sample}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})^{1/2}$.

$Eu/Eu^* = (Eu_{sample}/Eu_{PAAS}) / (Sm_{sample}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{PAAS})^{1/2}$.

$(La/Yb)_N = (La_{sample}/La_{PAAS}) / (Yb_{sample}/Yb_{PAAS})$.

$(La/Sm)_N = (La_{sample}/La_{PAAS}) / (Sm_{sample}/Sm_{PAAS})$.

$(Gd/Yb)_N = (Gd_{sample}/Gd_{PAAS}) / (Yb_{sample}/Yb_{PAAS})$.

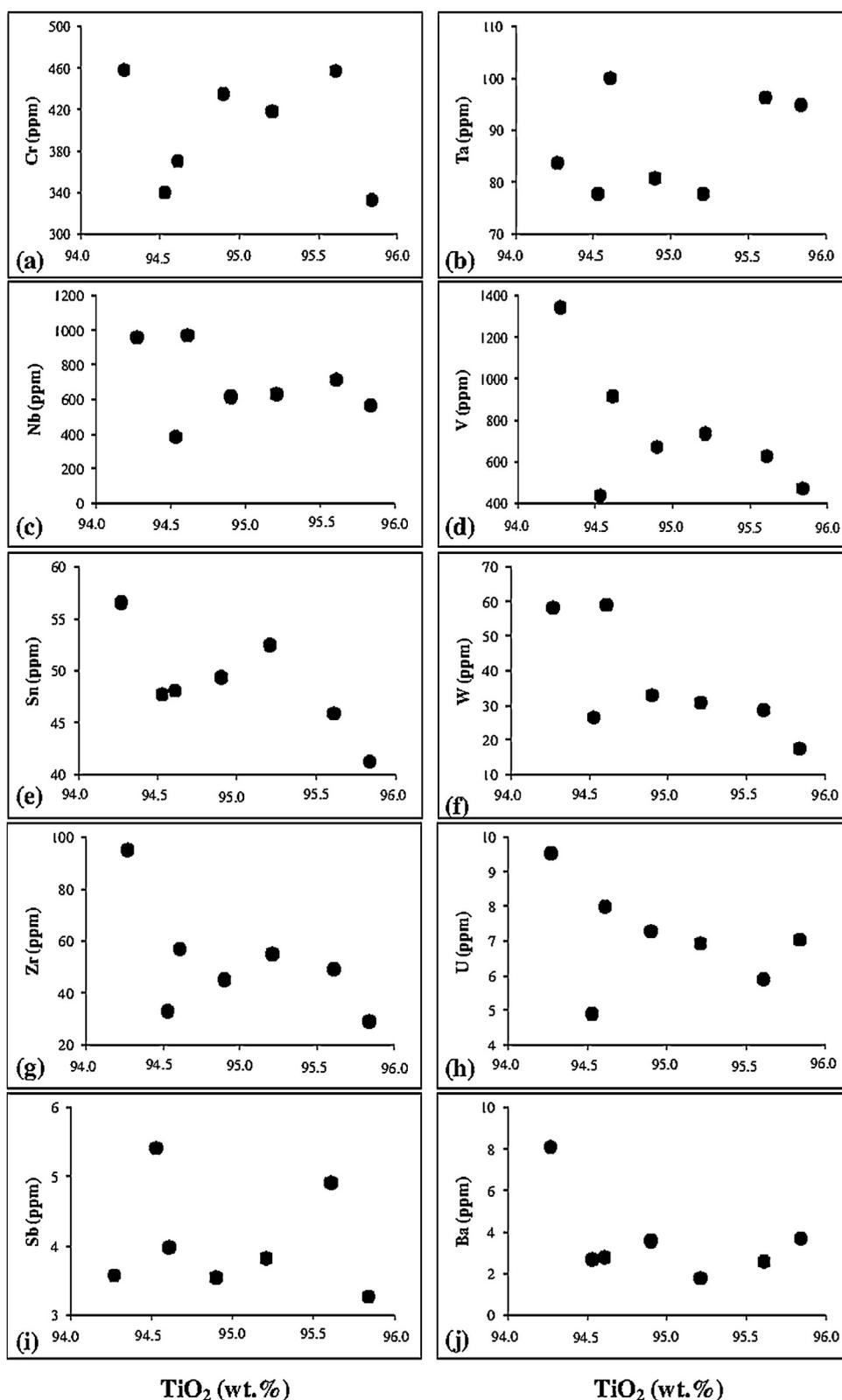


Fig. 10. TiO_2 variation diagrams showing compositional trace element variations (Cr, Ta, Nb, V, Sn, W, Zr, U, Sb, and Ba) in the rutile concentrated fractions.

The total content of three lanthanides (La, Ce, and Nd) is high. The $\{(La + Ce + Nd)/REE\} * 100$ vary between 75 and 87% (Table 4). The PAAS (Post-Archaean Australian Shale composite) normalized (McLennan, 1989) REE patterns reveal negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* \sim 0.51-0.67$) and no Ce-anomalies ($Ce/Ce^* \sim 0.95$). The bulk sediments are strongly depleted relative to the PAAS (Fig. 6a and

Table 4). The chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns exhibit a similar trend like the PAAS-normalized REE patterns but with strong enrichment in several REE (Fig. 13a and b). The total REE content is very low ($\sim 1-9$ ppm) in the rutile concentrates. However, they are also enriched in LREE (LREE/HREE $\sim 4.4-40.16$). The total content of three lanthanides (La, Ce, and Nd)

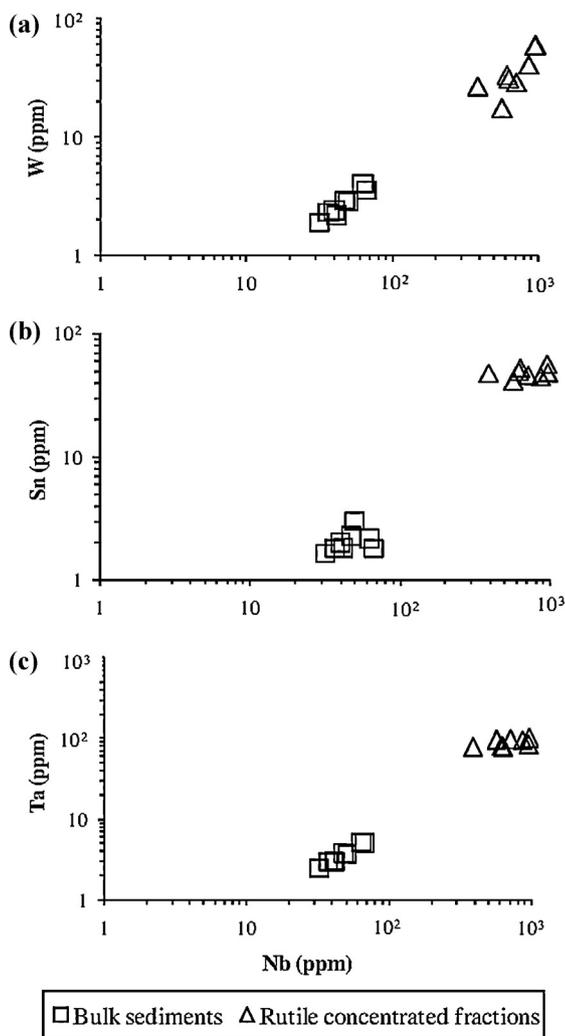


Fig. 11. Scattergrams of W vs. Nb (a), Sn vs. Nb (b), and Ta vs. Nb (c) in the Matomb alluvial rutile.

is also high as well as the $\left(\frac{\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd}}{\text{REE}}\right) \cdot 100$ ratio (Table 3). The PAAS-normalized (McLennan, 1989) REE patterns for the rutile concentrates exhibit (i) negative Ce anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* \sim 0.58\text{--}0.83$); (ii) positive Ce anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* \sim 1.4\text{--}2.5$); (iii) negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.42$); and (iv) positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 1.2\text{--}1.6$). They also show that all samples are strongly depleted (Fig. 14a and Table 3). The chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns are similar to the PAAS-normalized REE patterns (Fig. 14b). The $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ratio is very low ($\sim 0.89\text{--}1$). The $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratio shows that the REE-fractionation is low to moderate (0.5–4.4). The $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ ratios have a similar trend as the $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratios (Table 4). These ratios are higher in the rutile concentrates compared to the bulk fractions (Table 4).

The spider diagrams show strong negative K, Ta, and Sr anomalies in the bulk sediments (Fig. 15). The strong negative K and Sr anomalies result from their high depletion during the feldspar and muscovite weathering.

5. Discussion

High SiO_2 contents in the whole fractions highlight the predominance of quartz in the alluvia from the humid tropical zone or characterize the intensity of pre- and post-depositional chemical weathering (Nesbitt and Young, 1984). This is also attested by high CIA values. The low TiO_2 contents in the bulk sediments are

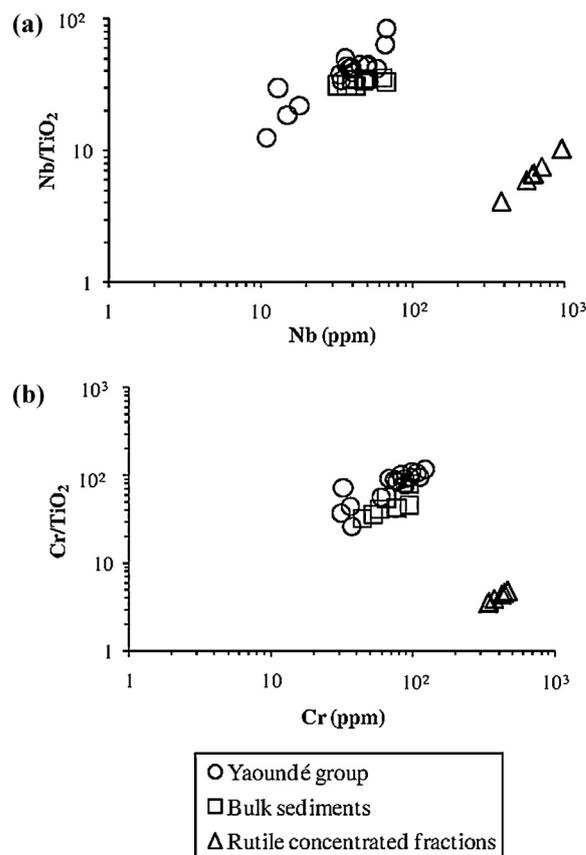


Fig. 12. Scattergrams of Nb/TiO₂ vs. Nb (a) and Cr/TiO₂ vs. Cr (b).

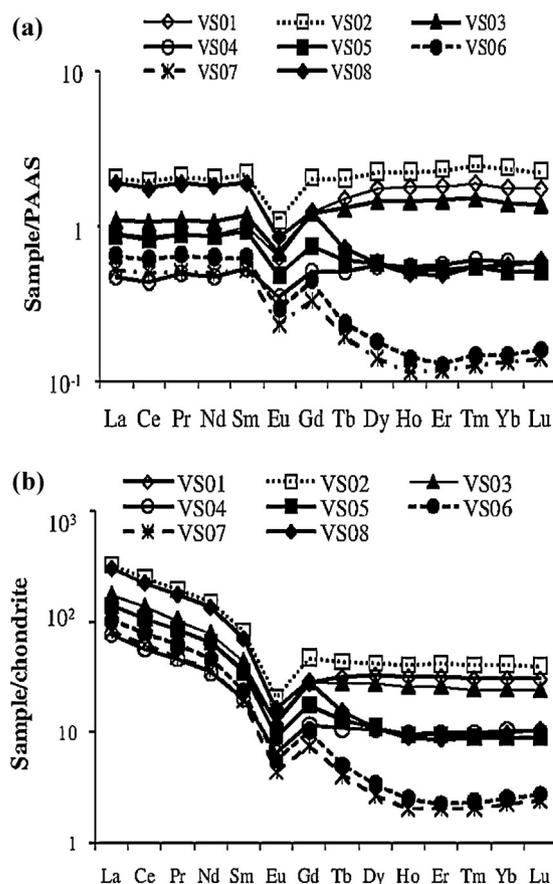


Fig. 13. REE patterns for bulk sediments: (a) PAAS-normalization (McLennan, 1989); (b) Chondrite-normalization (McDonough and Sun, 1995).

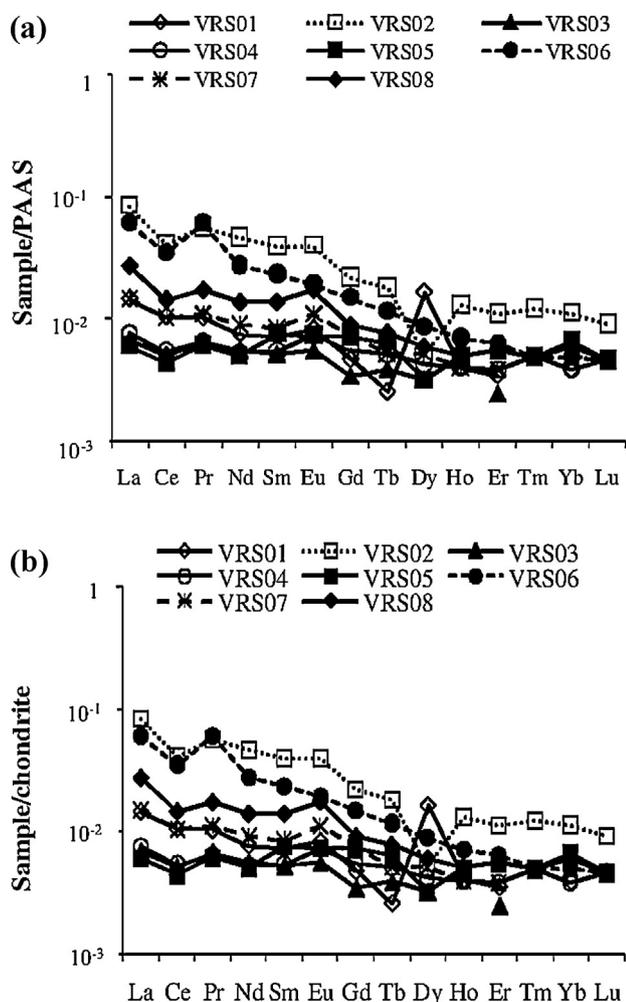


Fig. 14. REE patterns for rutile concentrate fractions: (a) PAAS-normalization (McLennan, 1989); (b) Chondrite-normalization (McDonough and Sun, 1995).

relative to the low rutile proportion in the alluvia. The moderate Fe_2O_3 contents are correlated to the presence of Fe-minerals (e.g., hematite) in the mineral assemblage of the bulk sediments. The considerable amounts of Fe_2O_3 in some rutile concentrated fractions reveal that Fe^{2+} or Fe^{3+} might have been substituted with Ti in the crystal sites of rutile. The high MgO contents in the bulk sediments are correlated to the source rocks. The high TiO_2 contents in the rutile concentrated fractions confirm the presence of the titanium primary ore deposits in the source area (Stendal et al., 2006). The high $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ values confirm the high quartz proportion in the bulk sediments and few amounts of Al-minerals. Therefore, the low $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ values reflect the low Al_2O_3 contents which might have been correlated to coupled substitution of Fe^{2+} , Fe^{3+} ,

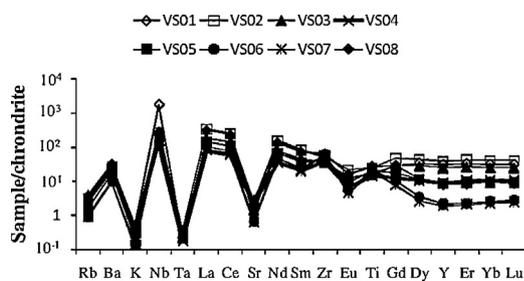


Fig. 15. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) spider diagrams of trace elements for selected sediments from the Matomb alluvial rutile.

and Al^{3+} with Ti (Zack et al., 2002). The low $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ values might be related to the high feldspar weathering or to the acidic nature of the source rocks.

The relative differences of the abundances of some trace elements might be attributed to the mineral sorting (Kasanzu et al., 2008). The high V, Cr, Nb, Ta, Sn, Sb, and W contents might also be relative to their substitutions with Ti in the crystal sites of rutile due to a similar ionic radius (Deer et al., 1992; Smith and Perseil, 1997; Zack et al., 2002). The absence of correlations of Ba and Rb is due to the fact that Mg, Ba, and Rb are strongly depleted during the weathering process in the rainforest environment (Ndjigui et al., 2008, 2013).

The low to moderate REE contents in the Matomb alluvia reflect the chemical composition of the source rocks (Stendal et al., 2006). Meanwhile, the low REE contents in the rutile concentrated fractions might be correlated to the rutile mineral structure. Both type samples are enriched in LREE compared to HREE, this is common behaviour reported in the weathered materials (e.g., Ndjigui et al., 2013) and the river sediments (e.g., Singh, 2009). Negative Ce anomalies result from the stability of Ce^{4+} while the positive anomalies indicate the stability of Ce^{3+} (e.g., Ndjigui et al., 2009, 2013). The presence of negative Ce anomalies might result from the substitution of Ce^{3+} with Fe^{3+} in several crystal sites of rutile before the transformation of Ce^{3+} into Ce^{4+} . Meanwhile, the negative Eu anomalies could result from the depletion of europium while the positive Eu anomalies may have resulted from the substitution of Eu with Sr.

6. Conclusions

The results and discussion of this study lead to the following conclusions:

1. The Matomb alluvial rutile results from the short sorting of surrounding weathered products.
2. The bulk fractions of the Matomb alluvial rutile are characterized by high SiO_2 contents, moderate to high Zr, Y, Ba, Nb, Cr, and V contents; low to moderate REE contents with LREE-abundances and negative Eu anomalies.
3. The rutile concentrated fractions have very high TiO_2 contents; and high Nb, V, Cr, W, Sn, and Ta contents. Rutile is a main carrier for Ti and the above mentioned trace elements. They are also characterized by Ce and Eu anomalies.

Acknowledgements

This work represents part of a PhD thesis of the first author completed by Ndjigui Paul-Desire. The authors acknowledge the analytical support of the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada). We also thank the Editor-in-Chief Klaus Heide and anonymous colleagues for numerous constructive comments that improved our manuscript. Technical Editing by Carola Köber is highly appreciated.

References

- Braun, J.-J., Ndam, J.R., Viers, J., Dupré, B., Bedimo Bedimo, J.-P., Freyrier, R., Sigha Nkamdjou, L., Robain, H., Boeglin, J.L., Muller, J.P., 2005. Present weathering mass balance in lowland tropical humid ecosystem: site of Nsimi (South-Cameroon). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 7357–7387.
- Champetier de Ribes, G., Aubague, M., 1956. *Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000 + notice explicative sur la feuille Yaoundé-Est*, pp. 35.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J., 1992. *An Introduction to Rock-Forming Minerals*. Longmans Scientific and Technical, pp. 696.
- Ebah Abeng, S.A., Ndjigui, P.-D., Aye, A.B., Tessontsap, T., Bilong, P., 2012. Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyonge unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton): implications for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114, 1–19.

- Kanouo, S.N., Yongue-Fouateu, R., Chen, S., Njonfang, E., Ma, C., Ghogomu, R.T., Zhao, J., Sababa, E., 2012. Greyish-black megacrysts from the Nsanaragati gem placer, SW Cameroon: geochemical features and genesis. *Journal of Geography and Geology* 4 (2), 134–146.
- Kasanzu, C., Maboko, M.A.H., Manya, S., 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Research* 164, 201–213.
- Letouzey, R., 1985. Notice explicative de la carte phytogéographique du Cameroun à l'échelle de 1/500 000. Institut de la Carte Internationale de Végétation, Toulouse, pp. 240.
- Marinder, B.-O., Dom, E., Seleborg, M., 1962. Studies on rutile-type phases in mixed transition metal dioxides II. *Acta Chemica Scandinavica* 16, 293–296.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, A., Johan, V., Lecomte, P., 1986. Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. 85-CMR 066. BRGM.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*, vol. 21. Mineral Society of America, pp. 169–200.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. *Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance, and Tectonics*, Geological Society of America, Special Paper 284, pp. 21–40.
- Meinhold, G., 2010. Rutile and its applications in earth sciences. *Earth Science Reviews* 102, 1–28.
- Meinhold, G., Andres, B., Kostopoulos, D., Reischmann, T., 2008. Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: an example from Chios Island, Greece. *Sedimentary Geology* 203, 98–111.
- Miller, C., Zanetti, A., Thöni, M., Konzett, J., 2007. Eclogitisation of gabbroic rocks: redistribution of trace elements and Zr in rutile thermometry in an Eo-Alpine subduction zone (Eastern Alps). *Chemical Geology* 239, 96–123.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 124, 3–30.
- Mvondo, H., den Brok, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.
- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., Bitom, D., Dia, A., 2008. Distribution and remobilization of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié Ultramafic Complex (South-East Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 50 (5), 305–328.
- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., Bitom, D., 2009. Negative cerium anomalies in the saprolite zone of the serpentinite lateritic profiles (Lomié ultramafic complex, SE Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 53 (1), 59–69.
- Ndjigui, P.-D., Badinane, M.F.B., Nyeck, B., Nandjip, H.P.K., Bilong, P., 2013. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 79, 125–142.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523–1534.
- Ngobasaheg Malong, F., 2011. Identification of alluvial clay heavy minerals on the Nyong River flat in the Olembe-Ebabodo villages (Ayos/Centre Region – Cameroon). Master's thesis, 1. University of Yaoundé, pp. 50.
- Nzenti, J.P., Kapajika, B., Wörner, G., Lubala, T.R., 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African sphaer zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74–86.
- Owona, S., Shulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F.M., Affaton, P., 2011. Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguidé Complex, Cameroon) as revealed by EMP-Monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences* 59, 125–139.
- Owona, S., Mbola-Ndzana, S.P., Mpesse, J.E., Mvondo Ondo, J., Schulz, B., Pfänder, J., Jegouzo, P., Affaton, P., Ratschbacher, L., Ekodeck, G.E., 2013. Petrogenesis of amphibolites from the Neoproterozoic Yaounde Group (Cameroon, Central Africa): evidence of MORB and implications on their geodynamic evolution. *Comunicações Geológicas* 100, 5–13.
- Parfenoff, A., Pomerol, C., Tourenq, J., 1970. *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination*. Masson et Cie. Edit., Paris, pp. 571.
- Preston, J., Hartley, A., Hole, M., Back, S., Bond, J., Mange, M., Still, J., 1998. Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies aids to the correlation of continental red-bed reservoir in the beryl field, UK, North Sea. *Petrology Geoscience* 4, 7–16.
- Rice, C.M., Darke, E.E., Still, J.W., 1998. Tungsten-bearing rutile from the Kori Kollo gold mine Bolivia. *Mineralogy Magazine* 62, 421–429.
- Singh, P., 2009. Major, trace and REE geochemistry of the Ganga River sediments: influence of provenance and sedimentary processes. *Chemical Geology* 266, 242–256.
- Smith, D.C., Perseil, E.A., 1997. Sb-rich rutile in the manganese concentrations at St. Marcel-Praboma, Aosta Valley Italy: petrology and crystal-chemistry. *Mineralogy Magazine* 61, 655–669.
- Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R., Penaye, J., Njel, U.O., Bassahak, J., Nni, J., Kankeu, B., Ngako, V., Hell, J.V., 2006. Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 443–456.
- Taylor, S.K., McLennan, S.M., 1985. *The continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford UK, pp. 312.
- Tonje, J.C., 2007. Contribution à l'étude des dépôts alluvionnaires riches en rutile de la rivière Teba, secteur de Matomb (Plateau Sud-Camerounais), Master's Thesis, University of Yaoundé 1, pp. 84.
- Triebold, S., Eynatten, V.H., Lavizzotto, I.G., Zack, T., 2007. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: example from the Erzgebirge, Germany. *Chemical Geology* 244, 421–436.
- Visser, J.N.J., Young, G.M., 1990. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka formations and post-glacial mud rocks in southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81, 49–57.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutile from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology* 184, 97–122.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004a. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 148, 471–488.
- Zack, T., Von Eynatten, A., Kronz, A., 2004b. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology* 171, 37–58.