



HAL
open science

STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUES DES MASSIFS DE PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Julie Jeanpert

► **To cite this version:**

Julie Jeanpert. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUES DES MASSIFS DE PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE. Planète et Univers [physics]. Université de La Réunion, 2017. Français. NNT : . tel-01571584

HAL Id: tel-01571584

<https://hal.science/tel-01571584>

Submitted on 3 Aug 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUES DES MASSIFS DE PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE



PAR JULIE JEANPERT

SOUTENUE LE 26 AVRIL 2017 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

pour obtenir le titre de Docteur en Sciences de la Terre

de l'Université de La Réunion

Olivier BANTON

Professeur des Universités, Université d'Avignon / Rapporteur

Hélène CELLE-JEANTON

Professeur des Universités, Université de Franche-Comté / Rapporteur

Jean-Luc FOLIO

Ingénieur-chercheur, Docteur en hydrogéologie, Vale NC / Examineur

Pierre GENTHON

Directeur de recherches, IRD / Examineur

Benoît DEWANDEL

Chercheur – Docteur en hydrogéologie, BRGM / Co-encadrant de thèse

Jean-Lambert JOIN

Professeur des Universités, Université de La Réunion / Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Pierrot (Pierre Maurizot) et Robi (Bernard Robineau) qui sont à l'origine de ce projet de thèse et qui ont su trouver les arguments pour me lancer dans cette aventure. Un grand merci également à mon directeur de thèse Jean-Lambert Join qui a toujours su montrer un très grand enthousiasme au sujet des péridotites de Nouvelle-Calédonie et qui a partagé avec simplicité ses connaissances en hydrogéologie et géologie ; merci pour les discussions et les échanges, le tout au travers d'un premier passage à la Réunion, de missions sur le Caillou et à Montpellier (et même au Binaou !) et durant des heures passées au téléphone... Un grand merci également à Benoît Dewandel qui a traversé plusieurs fois la terre pour partager sa connaissance des aquifères de socle. L'hydrogéologie c'est à la fois du terrain (parfois systèmes D) mais aussi des formules mathématiques compliquées, merci pour les échanges et les enseignements sur ces deux volets. Merci également pour tes relectures et conseils lors de la rédaction du manuscrit.

J'aimerais également remercier les rapporteurs de cette thèse, madame et monsieur les professeurs Hélène Celle-Jeanton et Olivier Banton pour avoir accepté d'évaluer ce travail. Merci au CNRT d'avoir vu l'intérêt du sujet, tant pour la Nouvelle-Calédonie que pour l'Hydrogéologie. Merci également aux mineurs du territoire et en particulier à Jean-Luc Folio, pour leur collaboration et les échanges sur le sujet. Merci enfin à la DIMENC de m'avoir permis d'effectuer cette thèse ; j'espère que ces travaux trouveront leurs applications aux problématiques gérées par la direction.

Je souhaite également remercier tous les membres du projet HYPERK avec qui j'ai travaillé. D'abord Pierre Genthon, merci pour ces échanges matinaux (pour toi) et les nombreuses discussions sur les sujets variés que sont les dolines, les réseaux de fractures ou les cinétiques de dissolution ; ton optimisme a été d'une grande aide et ta force motrice pour les publications indispensable. Merci également à Jean-Christophe Maréchal qui a trouvé le temps pour travailler sur le cas particulier des péridotites ; les échanges sur le terrain ou au bureau m'ont beaucoup apporté. Merci également à Pierre Adler et Bernard Ladouche dont j'ai pu effleurer les spécialités et sur lesquelles j'aimerais encore apprendre. Merci également à Uwe Morgenstern de GNS Sciences, Jean-Denis Taupin et Nicolas Patris de HSM pour les échanges sur les isotopes. Enfin un grand merci à Gaëlle Bouichet de Golder Associates, seule autre membre de l'équipe sur le Caillou, pour son investissement et les discussions sur les problématiques minières. Merci également à Eric Nicolini, un autre hydrogéologue de La Réunion, pour le temps passé sur les données et sur la compréhension de l'hydrosystème.

Enfin, je souhaite exprimer un grand merci aux collègues, amis et famille, de m'avoir soutenue, et notamment Julie(s), Justin, Nico, Sandra, Yann, Alex, Nat, Delphine, Carole, Vi, Olivier, et j'en ai certainement oublié ! Un mot particulier pour Mathieu (qui sinon ne fera plus d'hydro !!) ; grâce à toi les missions de terrain n'ont jamais été un stress (y compris sur le kayak !!) et toujours dans la bonne humeur. Merci particulier à Brice et Stéphane qui m'ont expliqué (et réexpliqué) la géologie calédonienne, l'altération des péridotites et les fourberies de la serpentinisation... Merci Mimi pour ton précieux soutien moral et technique ; si parfois j'insulte ArcGis, j'espère être une élève digne ! Merci également aux autres copains/collègues du Service Géologique (certains aujourd'hui partis sous d'autres horizons) : Sam, Elsa, France, Caro, Pierrick, Quentin, Martin et aux stagiaires (Simon, Jérémy, Mathilde, Laïna, Jonathan, Leila mais aussi aux stagiaires de la géol marine ou du littoral), et enfin bien sûr un grand merci et tous mes encouragements à Marion et Aurélien !!! Merci pour les discussions techniques et pour votre soutien durant les soirées passées à la DIMENC... À vous maintenant, vous y êtes presque !!!

Pour terminer, un mot pour toutes les copines qui m'ont soutenue, par féminisme d'abord, et parce que ce sont mes copines ! Une pensée pour ma famille qui a toujours cru en moi et merci à ma référente orthographe pour la relecture. Enfin Julien, ta passion pour la recherche m'a certainement motivée à me lancer dans ce domaine qui effrayait mes frêles épaules. Merci d'avoir assuré ces derniers jours, euh... semaines (...ok... mois...). Victor, Mathilde... si certaines nuits, et donc journées, ont été dures... vous m'avez apporté la maturité et le recul indispensables pour arriver au terme de « mon gros travail ».

Résumé

La connaissance des aquifères de socle des granites et des gneiss a fortement progressé depuis les vingt dernières années. Le fonctionnement et la structure hydrogéologiques de ces aquifères sont ainsi relativement bien compris. En revanche, dans cet ensemble, les aquifères dans les péridotites sont très peu étudiés et mal compris, principalement car peu communs et de faible étendue en général. Dans ce contexte, les massifs obductés de Nouvelle-Calédonie présentent un laboratoire naturel exceptionnel et unique pour améliorer la connaissance de ce type d'hydrosystème original en contexte tropical. Ainsi l'objectif du présent travail de thèse est d'approfondir la connaissance de la structure et du fonctionnement hydrogéologiques de ces massifs.

L'analyse porte d'abord sur le manteau d'altération constitué de la cuirasse, des latérites, des saprolites grossières et du saprock (défini comme le toit de la roche mère, constitué de 20 % maximum de matériau altéré). Plus de 60 essais hydrauliques sont menés sur les massifs de péridotites et les résultats sont compilés aux données existantes. La conductivité hydraulique moyenne des latérites est évaluée à 1.10^{-7} m/s et celle des saprolites grossières et du saprock à 8.10^{-7} m/s. L'hétérogénéité de cet horizon altéré est marquée par une gamme de variation de la conductivité hydraulique sur six ordres de grandeur et l'analyse piézométrique met en évidence des connexions hydrauliques avec le substratum fracturé profond.

Le substratum est ensuite considéré. L'étude de la fracturation est réalisée à partir de mesures structurales sur affleurement et de la description de près de 1000 m de carottes de forages. L'analyse de la fracturation met en évidence l'importance du réseau serpentineux par sa densité d'une part, et par son lien avec l'altération supergène d'autre part. De plus, il est vérifié que la conductivité hydraulique du substratum diminue avec la profondeur. Cette variation est liée à la diminution de la densité de fractures altérées.

Ainsi, à l'issue de ces analyses, la structure des massifs de péridotites est définie. Un réseau primaire de fractures d'espacement décimétrique (20 – 30 cm) lié au réseau serpentineux préstructure les péridotites. Sur ce réseau se surimpose un réseau de fractures dont l'espacement est décamétrique (30 m environ) et caractérisé par une altération supergène. Les fractures altérées présentent localement de fortes conductivités hydrauliques, de l'ordre de 10^{-5} m/s. En profondeur l'espacement des fractures est hectométrique et les fractures sont majoritairement fermées, scellées par les minéraux néoformés ou par l'effet de la pression lithostatique. Les réseaux de fractures déca et hectométriques, visibles également sur l'effet d'échelle de la conductivité hydraulique, sont majoritairement verticaux, développés par instabilité de dissolution lors des processus d'altération. Cependant, des structures à faible pendage existent également et permettent la percolation du réseau.

Enfin, à partir de ces nouveaux résultats et de l'intégration de l'ensemble des données acquises sur les différents massifs, un modèle de structure et de fonctionnement hydrogéologiques est proposé à l'échelle du massif. Ce modèle comprend l'horizon des latérites qui constitue un aquitard homogène sous lequel se développe l'aquifère dont l'épaisseur est de l'ordre de cinquante mètres. Le substratum est divisé en trois couches dont la conductivité hydraulique décroît de 2.10^{-7} à 2.10^{-8} m/s entre 50 m et 250 m environ sous le mur de l'aquifère. Les modèles numériques construits permettent de valider le modèle conceptuel unitaire et montrent que l'état de saturation des massifs est contraint par leur géomorphologie.

Au terme de ce travail, plusieurs aspects doivent encore être approfondis. Le rôle hydrogéologique de la cuirasse doit être précisé et considéré dans le modèle hydrogéologique. Enfin, compte tenu du développement possible de structures très perméables, voire pseudo-karstiques, au sein des péridotites, la connaissance de la distribution des structures drainantes doit être améliorée.

D'un point de vue appliqué, ce travail de thèse apporte de nouveaux résultats intéressants les exploitants miniers mais également les institutions, quant à la gestion des eaux souterraines sur mine et l'impact de l'exploitation sur la ressource en eau. Les résultats appliqués de ce travail de recherche sont exposés dans un rapport final et un guide méthodologique livrés dans le cadre du projet CNRT « HYPERK ».

Abstract

Water resources of hard-rock (gneisses or granites) aquifers have significantly been studied in the past two decades. The hydrogeological behavior and structure of these aquifers are thus relatively well understood. On the other hand, aquifers in mantle-type basements, such as peridotites, are poorly studied and understood, mainly because they are not common and of limited extent. In this context, New Caledonia is a great laboratory offering unique opportunity to improve the knowledge of these original types of hydrosystems in tropical climate. Thus, the objective of this thesis is to improve the knowledge of these aquifer systems within weathered peridotites.

Firstly, the study focuses on the characterization of the weathered layers of the peridotites composed of, from top to bottom, iron oxides/ferricrete, laterite, coarse saprolite and saprock (*ie.* top of the bedrock, with up to 20 % of weathered material). More than 60 hydraulic tests are performed and results were compiled with existing data. Mean hydraulic conductivity (K) of laterites is estimated around 1.10^{-7} m/s while mean value in coarse saprolites and saprock is around 8.10^{-7} m/s. Heterogeneity of this altered layer is high; K varies between six orders of magnitude and hydraulic head data analysis reveals a hydraulic connection with the deep fractured bedrock.

Secondly, the fresh rock part of peridotites is studied. Fracture network analysis is derived from outcrop structural measurements and from the description of about 1000 m of cumulated borehole cores. This work highlights the importance of serpentine network, because of its high density and its critical impact on weathering. Moreover, the observations reveal that hydraulic conductivity decreases with depth within the substratum, due to the vertical decrease of weathered fractures density.

These new results allow defining a structural framework of the massifs. It is characterized by a primary decimetrical fracture network (20 – 30 cm spacing) closely related to the serpentine network. This network is overprinted by a secondary weathering network which reveals decametric spacing (ca. 30 m) and in places K values of 10^{-5} m/s. At depth, spacing is hectometrical and fractures are sealed by lithostatic pressure and/or subsequent mineral precipitations. These deca- and hectometric fracture networks, which are also visible on the scale effect of hydraulic conductivity, are primarily vertical and are the result of dissolution instabilities occurring during weathering processes. However, low- angle fractures do occur and allow the percolation of the network.

Finally, on the basis of these new results and the integration of all existing data from different massifs a new hydrogeological conceptual model is proposed at the scale of a massif. The model includes a homogeneous lateritic aquitard and a coarse saprolite and saprock aquifer which is about 50 m thick. The bedrock is subdivided into three layers whose hydraulic conductivity decreases from 2.10^{-7} m/s to 2.10^{-8} m/s, respectively 50 and 250 m below the aquifer base. Numerical modelling validates this unitary conceptual model and reveals that the saturation of the massifs depends on their morphology.

At last, several aspects require further research. The role of the ferricrete layer must be specified and considered in the hydrological model. Moreover, distribution of the fracture network remains to be fully addressed and should be studied with care given the potential development of highly permeable structures that could conform to pseudo-karstic drains.

From an applied perspective, and in the context where nickel mining from these ultramafic massifs is intense, the results of this research could help to achieve better understanding and management of groundwater, for both mining companies and institutions who are facing core questions, notably regarding groundwater management and its potential impact on water resources. The applied results of this work are available in a “Technical guide” and a “Technical report” of the “HYPERK” CNRT Project.

Sommaire

RÉSUMÉ	1
ABSTRACT	2
SOMMAIRE	3
LISTE DES FIGURES	5
LISTE DES TABLEAUX	13
LISTE DES ANNEXES	14
INTRODUCTION.....	15
1 LES AQUIFÈRES DE SOCLE	15
1.1 <i>Les concepts</i>	15
1.2 <i>L'hydrosystème des aquifères de socle</i>	15
1.3 <i>L'origine de la perméabilité des aquifères de socle</i>	19
2 LES OPHIOLITES DANS LE MONDE	21
2.1 <i>Les occurrences des ophiolites</i>	21
2.2 <i>L'aquifère des péridotites</i>	21
3 LES PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS DE LA THÈSE	23
3.1 <i>Les enjeux en Nouvelle-Calédonie</i>	23
3.2 <i>Les objectifs et plan de la thèse</i>	26
CHAPITRE 1 - LES MASSIFS MINIERES, CONTEXTES GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE.....	29
1 CONTEXTES STRUCTURAL ET GÉOLOGIQUE	29
1.1 <i>Géodynamique régionale et géologie générale de la Nouvelle-Calédonie</i>	29
1.2 <i>Etat des lieux des données structurales sur les péridotites</i>	39
2 LA NAPPE DES PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE.....	42
2.1 <i>La serpentinisation des péridotites</i>	42
2.2 <i>Les mécanismes de l'altération des péridotites en milieu tropical</i>	43
2.3 <i>Caractéristiques du profil d'altération des péridotites</i>	46
3 LES MASSIFS DE PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE	50
3.1 <i>Climat</i>	50
3.2 <i>Géomorphologie</i>	53
3.3 <i>Lithologie et profil d'altération</i>	55
CHAPITRE 2 - CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE DU MANTEAU D'ALTÉRATION	57
1 PARTICULARITÉS DE L'HYDROSYSTÈME PÉRIDOTITIQUE CALÉDONIEN	58
1.1 <i>L'hydrosystème du profil d'altération</i>	58
1.2 <i>Les figures karstiques</i>	60
2 GÉOCHIMIE DES EAUX	66
2.1 <i>Composition chimique</i>	66
2.2 <i>Composition isotopique</i>	70
3 HÉTÉROGÉNÉITÉ DES CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES	74
3.1 <i>Méthodes de mesure et estimation de la conductivité hydraulique</i>	74
3.2 <i>Conductivités hydrauliques de l'aquitard et de l'aquifère</i>	80
4 ANALYSE DE L'EFFET D'ÉCHELLE DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE.....	90
4.1 <i>Méthode</i>	90
4.2 <i>Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique</i>	91

CHAPITRE 3 – CARACTÉRISATION DU SUBSTRATUM.....	93
1	CARTOGRAPHIE DES ZONES DE DRAINAGE..... 93
1.1	Réalisation de la carte des transmissivités à partir des niveaux piézométriques..... 93
1.2	Analyse du drainage souterrain 107
2	CARACTÉRISATION DE LA FRACTURATION DES PÉRIDOTITES 113
2.1	Observations et mesures structurales 113
2.2	Caractérisation et modélisation d'un réseau de fractures à partir de l'analyse d'un affleurement.... 128
2.3	Quantification de la fracturation à partir de l'observation de carottes de forages profonds 133
3	CARACTÉRISATION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE DU SUBSTRATUM 150
3.1	Données de conductivité hydraulique sur les forages 150
3.2	Estimation de la conductivité hydraulique des péridotites en profondeur 156
3.3	Compilation des données de conductivité hydraulique des péridotites et variation avec la profondeur 160
CHAPITRE 4 - MODÈLE DE FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DES MASSIFS MINIERS	163
1	SYNTHÈSE ET MODÈLE DE MILIEU FRACTURÉ DES PÉRIDOTITES 163
1.1	Analyse de la conductivité hydraulique en lien avec la fracturation 163
1.2	Bilan des connaissances sur la structure et la conductivité hydraulique du substratum 167
1.3	Modèle de milieu fracturé des massifs de péridotites..... 169
2	VERS UN MODÈLE HYDROGÉOLOGIQUE DE FONCTIONNEMENT À L'ÉCHELLE DU MASSIF 171
2.1	Limites diffuses..... 171
2.2	Géométrie et caractéristiques hydrodynamiques de l'hydrosystème 176
2.3	Conditions aux limites 179
3	PREMIERS TESTS D'UN MODÈLE HYDRODYNAMIQUE UNITAIRE 2D 182
3.1	Géométries 2D et conditions aux limites 182
3.2	Résultats..... 188
4	MODÉLISATION EN TROIS DIMENSIONS 192
4.1	Paramètres du modèle 193
4.2	Résultats..... 195
5	SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES..... 197
5.1	Validité d'un modèle unitaire à l'échelle du massif..... 197
5.2	Amélioration des paramètres du modèle..... 197
5.3	Prise en compte des discontinuités ponctuelles à très forte perméabilité 199
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES.....	203
1	STRUCTURE ET CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES MASSIFS DE PÉRIDOTITES 203
2	MODÈLE DE FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DES MASSIFS DE PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE..... 205
3	PERSPECTIVES POUR L'ÉTUDE DE L'HYDROSYSTÈME DE SOCLE 207
BIBLIOGRAPHIE	211
ANNEXES.....	227

Liste des figures

Figure 1 : Modèle conceptuel de la structure des aquifère de socle (Wyns et al., 2004; Wyns et al., 1999).	18
Figure 2 : Fosse d'exploitation en eau, secteur Alpha plateau de Tiébaghi.	23
Figure 3 : Erosion interne au sein de la fosse Surprise, presqu'île de Bogota sur la côte Est.	24
Figure 4 : Eaux superficielles et souterraines, Source de la Néa, massif du Koniambo.	24
Figure 5 : Schéma simplifié des connexions entre l'hydrosystème péridotitique et la nappe alluviale sur la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie.	25
Figure 6 : Partenaires du projet CNRT "HYPERK" et actions entreprises par les équipes.	26
Figure 7 : (a) Carte structurale simplifiée du Sud-Ouest Pacifique, et (b) de la géologie de la Nouvelle- Calédonie, d'après Cluzel, 2006.	30
Figure 8 : Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/ 500 000, d'après Maurizot et Vendé-Leclerc (2009).	33
Figure 9 : Modèle géodynamique de la Nouvelle-Calédonie du Paléocène jusqu'au Miocène, d'après Cluzel et al. (2012b) et Sevin (2014).	35
Figure 10 : Modèle géodynamique et tectonique de la mise en place des nappes ophiolitiques de la Grande Terre, modifié d'après Lagabrielle et al. (2013).	36
Figure 11 : Cristaux d'olivine partiellement serpentinisés sur lame mince par microscopie optique (lumière naturelle et lumière polarisée), extrait de Lahondère (2012).	43
Figure 12 : Augmentation de la turbidité dans la rivière du village de Poro et à son embouchure après la forte pluie du 29 avril 2011 (132,5 mm), extrait du rapport final du projet CNRT « Petits Bassins Versants Miniers » (Allenbach, 2015b).	45
Figure 13 : Schéma d'une doline d'effondrement (Genna et al., 2005a).	46
Figure 14 : Profil d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie et nomenclature des géologues, altérologues et mineurs calédoniens (d'après Sevin, 2014).	47
Figure 15 : Caractéristiques minéralogiques et géochimiques du profil d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie : a) distribution et proportion des phases minérales du profil d'altération (d'après Trescases, 1975) ; b) terminologie des niveaux du profil ; c) teneur en nickel et indice d'altération [log(Fe/Mg)] et lien avec les différents types de minerais (d'après Bailly et al., 2014) ; d) typologie des minerais et variations des éléments majeurs et traces dans le profil (d'après Bailly et al. (2014), Latham (1986), Pelletier, (1983) et Sevin (2014)). Figure extraite de Maurizot et al., accepté.	49
Figure 16 : Cumul annuel de précipitations sur quatre stations : Yaté, Houailou, Koniambo et Tiébaghi.	51
Figure 17 : Cartographie des précipitations moyennes annuelles 1991-2000, en mm, reconstituées par la méthode Aurelhy utilisée par Météo France, et chroniques mensuelles de pluie et de température pour les secteurs de Tiébaghi, Koniambo, Houailou et du Massif du Sud.	52
Figure 18 : Evolution du modelé des péridotites (Trescases, 1975).	53
Figure 19 : Profils topographiques simplifiés illustrant les principales surfaces d'altération, exagération verticale x 10 (Sevin, 2014).	54
Figure 20 : Profils topographiques simplifiés des massifs de Goro, Tiébaghi et Koniambo (d'après Sevin, 2014).	55

Figure 21 : Tassement et érosion mécanique des latérites sous la cuirasse indurée à l'origine d'une voûte cuirassée et de la formation d'un vide sous cuirasse, secteur de Goro.....	58
Figure 22 : Modèle hydrogéologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie établi à partir de l'étude du massif de Tiébaghi et du Massif du Sud (Jeanpert, 2010; Join et al., 2005).	59
Figure 23 : Péridotite lapiazée presque île de Bogota, massif de Ouassé.	60
Figure 24 : Pseudo-épikarst sur une crête du Massif du Sud, zone de Goro : péridotite lapiazée et latérites comblant les fissures ouvertes.....	61
Figure 25 : Représentation schématique d'un aven avec vue sur les écoulements et photographie : a) de l'émergence, et (b) de la perte, Massif du Sud, zone des « Bois du Sud ».....	61
Figure 26 : Bassin endoréique, presque île de Bogota, massif de Ouassé.	62
Figure 27 : Dolines du paysage calédonien : a) doline en eau sur le plateau de Tia ; b) doline de la mine Pinpin sur le Me Maoya, en eau en février 2014 et à sec en novembre 2014, et c) grande doline et point de soutirage à Nakety.....	64
Figure 28 : Cartographie des dolines selon la typologie morphologique : a) zone d'étude. Les dolines d'effondrement et dolines en entonnoir sont légèrement exagérées (tampon de 20 m et 10 m respectivement) pour une meilleure visibilité; b) et c) grossissements autour de la zone du Trou du Tahitien. Extrait de Jeanpert et al. (2016).	65
Figure 29 : Diagramme de Piper sur 154 analyses acquises ou compilées dans le cadre du projet HYPERK sur les massifs de Tiébaghi et Goro.....	66
Figure 30 : Evolution du pH et de la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$) en fonction de la profondeur sous l'interface des saprolites fines et grossières, sur les forages de Goro pour lesquels la coupe lithologique est disponible.	67
Figure 31 : Evolution de la conductivité au sein du profil d'altération sur le secteur de Goro dans le Massif du Sud, et sur les massifs de Tiébaghi et Koniambo (valeurs moyennes et écart-types).....	68
Figure 32 : Conductivité mesurée dans les eaux souterraines (GW= prélèvements sur piézomètres, ou source) et pluviométrie sur les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.....	69
Figure 33 : Relation Oxygène-18 - Deutérium sur les précipitations relevées en Nouvelle-Calédonie entre 2013 et 2016 (n=71).	70
Figure 34 : Variations mensuelles en $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines de deux piézomètres du Massif du Sud.....	71
Figure 35 : Teneurs en tritium mesurées dans les eaux des massifs de péridotites en fonction de la profondeur captée mesurée par rapport à la surface piézométrique.	72
Figure 36 : Modèle d'écoulement de type exponentiel-piston utilisé pour l'estimation des temps de transfert des eaux souterraines.	72
Figure 37 : Schéma d'installation d'un système packer simple sur forage ouvert.....	74
Figure 38 : Estimation de la conductivité hydraulique à partir de la méthode Bouwer and Rice (1976) dans le cadre d'un essai slug test, cas du piézomètre 10EX0308 sur Goro.	76
Figure 39 : Réponse oscillatoire à l'essai de type injection instantanée sur le piézomètre 09GH0001, secteur de Goro, Massif du Sud.	76
Figure 40 : Réalisation de pompage d'essai : a) équipements de terrain sur un piézomètre captant les saprolites grossières, secteur de Dôme, massif de Tiébaghi ; b) chronique d'enregistrement en continu à la descente et à la remontée, piézomètre du secteur de Goro.	77

Figure 41 : Schémas de la configuration des solutions de : a) Theis, b) Hantush et Jacob, c) Gringarten, et d) Hunt et Scott. Les schémas a, b et c sont extraits du logiciel d'interprétation de pompage d'essai OUIAP, développé par le BRGM.	79
Figure 42 : Localisation des ouvrages testés au cours de la thèse et du projet CNRT "HYPERK" sur le secteur de Dôme, massif de Tiébaghi.	80
Figure 43 : Distribution des perméabilités mesurées sur les piézomètres et trous nus du massif de Tiébaghi (moyenne=6,35 et écart-type=0,93).	81
Figure 44 : Distribution des conductivités hydrauliques estimées sur les piézomètres captant a) les latérites et b) les saprolites grossières et saprock, massif de Tiébaghi.	82
Figure 45 : Localisation des ouvrages sur lesquels des essais hydrauliques ont été réalisés, secteur de Goro, Massif du Sud.	83
Figure 46 : Histogramme de fréquence de la transmissivité estimée par pompage d'essai sur les ouvrages captant les latérites, secteur de Goro.	83
Figure 47 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée par essai slug test sur les ouvrages captant les latérites, secteur de Goro.	84
Figure 48 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique sur les ouvrages captant les latérites, tous types d'essai confondus, secteur de Goro.	84
Figure 49 : Histogramme de fréquence de la transmissivité estimée lors de pompages d'essai sur 13 ouvrages captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock, secteur de Goro, Massif du Sud.	85
Figure 50 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée à partir d'essais de type slug test sur les ouvrages captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock, secteur de Goro, Massif du Sud.	85
Figure 51 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée par essais entre Packer, sur les ouvrages captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock, secteur de Goro, Massif du Sud.	86
Figure 52 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée sur les ouvrages captant les saprolites grossières et saprock, tous types d'essai confondus, secteur de Goro.	87
Figure 53 : Valeurs de conductivité hydraulique sur les latérites et sur les saprolites grossières et saprock, données des massifs de Goro (n=92), Tiébaghi (n=26), et Poro (n=2).	89
Figure 54 : Coupe schématique du modèle de Boussinesq pour l'estimation de la perméabilité à l'échelle du bassin versant (Dewandel et al., 2004).	90
Figure 55 : Variation du débit des rivières en fonction de la surface drainée, secteur de Goro (données Vale NC).	91
Figure 56 : Conductivité hydraulique en fonction du rayon d'investigation sur le massif de Tiébaghi.	91
Figure 57 : Conductivité hydraulique en fonction du rayon d'investigation sur le secteur de Goro, Massif du Sud.	92
Figure 58 : Schéma présentant une surface piézométrique contrôlée: a) par la topographie (cas des aquifères peu perméables), ou b) la recharge (cas des aquifères très perméables), modifié de Haitjema et Mitchell-Bruker (2005).	94
Figure 59 : Représentation schématique de la continuité des flux souterrains et relation avec la transmissivité.	95
Figure 60 : Distribution des 44 valeurs de transmissivité sur le secteur étudié, zone de Goro, Massif du Sud.	97

Figure 61 : Localisation des piézomètres captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock en période de basses eaux (n=186), en rouge les piézomètres de la zone cartographiée (n=100) (Octobre 2013).....	98
Figure 62 : Carte piézométrique de l'aquifère des saprolites grossières et saprock en période de basses eaux (août 2012) (A2EP Roche, 2014b).....	99
Figure 63 : Niveau piézométrique de l'aquifère des saprolites grossières et saprock en fonction de l'altitude du piézomètre, en basses eaux, zone de Goro.....	100
Figure 64 : Distribution de l'anomalie piézométrique de l'aquifère des saprolites et saprock en période de basses eaux.....	100
Figure 65 : Variogramme de l'anomalie piézométrique (n=100) : modèle exponentiel (palier 135 m et portée 300 m).....	101
Figure 66 : Distribution sur une échelle logarithmique des transmissivités mesurées et calculées sur le secteur restreint de Goro (R= coefficient de régression linéaire entre la distribution vraie et la distribution normale).	101
Figure 67 : Cartographie de l'anomalie piézométrique calculée et valeurs de la transmissivité mesurée.	102
Figure 68 : Cartographie de la transmissivité calculée sur la zone réduite de Goro, piézomètres utilisés et points de mesure de la transmissivité.....	103
Figure 69 : Cartographie de la transmissivité calculée sur la zone réduite de Goro et linéaments déterminés par photo-interprétation par le Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC/DIMENC) et Golder Associates (2002b).....	104
Figure 70 : Distribution des erreurs entre les transmissivités mesurées et calculées sur le secteur de Goro.....	105
Figure 71 : Histogramme de fréquence de l'anomalie piézométrique calculée sur le massif de Tiébaghi, secteur de Dôme, sur 475 mesures sur sondages en mai 2007.....	106
Figure 72 : Distribution des erreurs entre les transmissivités mesurées et calculées sur le massif de Tiébaghi.....	106
Figure 73 : Cartographie de la transmissivité calculée sur la zone de Dôme, massif de Tiébaghi. Les linéaments et dolines sont représentés sur la carte (Dewandel et al., 2017).	107
Figure 74 : Anomalie piézométrique et gradient piézométrique vertical sur les piézomètres captant l'aquifère : a) cartographie des isovaleurs de l'anomalie piézométrique en basses eaux et du gradient hydraulique vertical pour chaque couple de piézomètres, b) anomalie piézométrique en fonction du gradient piézométrique vertical.....	109
Figure 75 : Chronique piézométrique « brute » (données Vale NC) et reconstruite pour la détermination du coefficient de tarissement piézométrique : Cas du piézomètre TBH098.	110
Figure 76 : Tarissement et piézométrie : a) cartographie des isovaleurs de l'anomalie piézométrique en basses eaux et du coefficient de tarissement pour les piézomètres captant les saprolites-péridotites ; b) coefficient de tarissement en fonction de l'anomalie piézométrique ; c) log de la pente de la piézométrie classée à l'étiage.....	111
Figure 77 : Péridotites fracturées et partiellement altérées à l'affleurement, crête des Monts Nengoné (proche Parc à Résidus de la Kué Ouest de Vale NC), Massif du Sud.....	113
Figure 78 : Localisation en bleu des points d'observation et de mesures structurales dans le Massif du Sud.....	114
Figure 79 : Carte du massif de Tiébaghi avec situation de l'exploitation de chromite et projection sous la surface des principales galeries Chromical.	115

Figure 80 : Foliation (pointillés noirs) et rubanement (tiretés bleus) associés sur péridotites. Le rubanement est matérialisé par un niveau de dunite de 5 cm d'épaisseur. La foliation est conforme au rubanement.....	116
Figure 81 : Réseau filonien de gabbro (de couleur sombre) dans les péridotites.	116
Figure 82 : Vue rapprochée d'un plan de fracture serpentineux à antigorite striée indiquant le sens de déplacement des blocs (mouvement dextre).	117
Figure 83 : Figures de dissolution en "dents de dragon" dans les péridotites. La dissolution se fait dans un plan parallèle à la foliation (en tiretés rouge).....	118
Figure 84 : Formes de dissolution complexes, associées à un niveau dunitique (pointillés noirs) légèrement discordant sur la foliation (tiretés rouges).	118
Figure 85 : Filons de gabbros (pointillés rouges) associés aux cumulats non affectés par l'altération, affleurement du col Paillard, Massif du Sud.	119
Figure 86 : Altération d'une fracture serpentineuse : a) remplissage par de la latérite (20 cm de large) et l'antigorite préservée au cœur de la structure ; b) dissolution associée à une fracture serpentineuse avec évacuation complète des produits d'altération.	120
Figure 87 : Suintements au sein du réseau de fractures serpentineuses et directions d'écoulement observées (flèches bleues), col Paillard, Massif du Sud.	120
Figure 88 : Fractures d'extension kilométrique associées à des plans serpentineux (tiretés bleus), confirmés à l'échelle de l'affleurement, falaise de Goro, Massif du Sud.	121
Figure 89 : Brèche supergène : a) sur plan de deweylite, b) avec matrice siliceuse et blocs de péridotites, massif de Nakety.	122
Figure 90 : Sillon latéritique a) Dunite78, Massif du Sud ; b) massif de Nakety.	122
Figure 91 : Plan de silice, massif de Kopéto.	123
Figure 92 : Lapiaz de péridotites : a) formant un squelette rocheux structuré incomplètement dégagé au sein des latérites ; b) dégagé par l'érosion formant des crêtes acérées.....	124
Figure 93 : Données de fracturation sur le Massif du Sud : a) localisation des affleurements en bleu, des linéaments (traits orange et noirs) et des dolines en rouge ; b) stéréogramme des plans serpentineux par secteur étudié; c) stéréogramme des pôles de plans serpentineux pour l'ensemble des mesures.....	125
Figure 94 : Schéma d'organisation de la fracturation serpentineuse en effondrement, contrôlée par des failles plates ou courbes, correspondant à une extension globale NS.	126
Figure 95 : Distribution des directions mesurées dans le Massif du Sud : a) orientation sur mesures à l'affleurement ; b) orientation des linéaments sur régolithe; c) orientation des linéaments sur péridotites, d'après Jeanpert et al. (2016).....	126
Figure 96 : Données de fracturation du tunnel Chromical sur le massif de Tiébaghi : stéréogramme sur hémisphère inférieur des pôles des plans serpentineux et densité maximale à une direction N140 et un pendage fort NE.	127
Figure 97 : Filon de gabbro recoupant les péridotites dans la galerie Chromical du massif de Tiébaghi.	127
Figure 98 : Affleurement "Paillard 1" analysé pour la quantification de la fracturation des péridotites (Orientation moyenne N22 60° E, extension de l'ordre de 30 x 7 m): a) photographie de l'affleurement, b) dessin des discontinuités et plans mesurés in situ ; le code couleur précise la nature du plan : bleu pour les fractures serpentineuses, noir pour les gabbros, rouge pour le rubanement, et vert pour les passées dunitiques; c) carte des tracés réalisée à partir de la photographie rectifiée de la déformation due à la prise de vue.....	129

Figure 99 : Schéma des deux plans d'affleurement et de deux plans de fractures. Leurs intersections avec les plans d'affleurement sont appelées "traces" .	130
Figure 100 : Distribution de l'inclinaison des traces dessinées sur les deux affleurements (Paillard 1 et Paillard 2) du col Paillard, Massif du Sud.	131
Figure 101 : Semi-variogramme des espacements calculés entre deux traces successives le long de lignes parallèles horizontales, affleurements du col Paillard, zone de Goro : effet pépite pur.	131
Figure 102 : Réseau synthétique réalisé à partir des mesures de la fracturation sur le col Paillard, Massif du Sud ($V=1000 \text{ m}^3$); le code couleur correspond aux trois familles de fractures modélisées (Schuite, 2013).	132
Figure 103 : Localisation des forages carottés profonds : a) sur le massif du Koniambo, et b) sur le secteur de Goro, Massif du Sud.	135
Figure 104 : Typologie des discontinuités observées sur carottes : a) joint cassé ; b) joint fermé ; c) joint ouvert ; d) zone fortement altérée ; e) zone fortement fracturée.	137
Figure 105 : Paramètres de comptage des discontinuités : densité de fractures (Nombre de fractures par mètre) et pourcentage de longueur de carotte altérée, fracturée ou manquante, pour un intervalle donné.	139
Figure 106 : Distribution des discontinuités décrites sur les cinq forages profonds selon leur type.	141
Figure 107 : Distribution des discontinuités décrites sur les cinq forages profonds carottés selon leur minéralisation.	142
Figure 108 : Localisation des piézomètres profonds du Koniambo sur fond de carte des pentes topographiques et carte géologique.	142
Figure 109 : Distribution des pendages des discontinuités observées sur les quatre forages profonds de Koniambo et du forage de Goro.	143
Figure 110 : Distribution des pendages selon le type de minéralisation, sur les données des cinq forages profonds.	144
Figure 111 : a) et b) Nombre cumulé de fractures en fonction de la profondeur par rapport à, respectivement la surface du sol et l'interface saprolites fines - grossières ; c) et d) longueur cumulée de zone fortement altérée, fracturée ou manquante en fonction de la profondeur / sol et / l'interface saprolites fines - grossières.	146
Figure 112 : Densité de fractures calculée par intervalle de 2 m, sur les cinq forages étudiés.	147
Figure 113 : a) et b) Nombre cumulé de fractures par intervalle de 10 m en fonction de la profondeur par rapport à, respectivement, la surface du sol et l'interface saprolites fines - grossières ; c) et d) pourcentage de longueur de zone fortement altérée, fracturée ou manquante en fonction de la profondeur / sol et / l'interface saprolites fines - grossières.	148
Figure 114 : Résultats des essais entre Packer sur les quatre forages profonds du Koniambo : a) histogramme de fréquence et loi d'ajustement sur les 95 mesures de perméabilité ; b) distribution de logK par forage.	151
Figure 115 : Modèle de réseau de fractures réalisé à partir des observations des carottes de forages du massif du Koniambo.	152
Figure 116 : Variation de la conductivité hydraulique estimée entre packers sur quatre forages profonds du massif de Koniambo en fonction de la profondeur (a) par rapport au sol et, (b) par rapport à l'interface saprolites fines - grossières.	154
Figure 117 : Résultats des essais Packer sur les forages de Goro : variation de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur (a) par rapport au sol, (b) par rapport à l'interface saprolites fines - grossières sur les ouvrages dont la coupe géologique est disponible.	155

Figure 118 : Profil simplifié du tunnel et paramètres utilisés dans la formule de Goodman pour l'estimation de la conductivité hydraulique à partir des mesures de débit dans une galerie souterraine (d'après Lei, 1999).....	156
Figure 119 : Structures drainantes dans la galerie Chromical : a) zone de fractures drainantes dans la galerie principale, b) sortie d'eau sur un trou de sondage (galerie NW) avec concrétions d'oxydes ($Mg(OH)_2$ brucite) et de carbonates (aragonite $CaCO_3$ et magnésite $MgCO_3$), massif de Tiébaghi.	157
Figure 120 : Courbe de dilution des eaux du tunnel Chromical, et courbe de restitution d'un jaugeage par dilution (aval de la galerie NW le 25/10/2016), massif de Tiébaghi.	158
Figure 121 : Carte des points d'observation et estimation de la conductivité hydraulique au niveau des arrivées d'eau souterraine dans les galeries Chromical du massif de Tiébaghi : longueur de la zone drainante / valeur de log K.....	159
Figure 122 : Distribution des conductivités hydrauliques estimées à partir de la formule de Goodman sur les arrivées d'eau dans la galerie Chromical et à l'aval des galeries.....	159
Figure 123 : Conductivité hydraulique en fonction de la profondeur des ouvrages, a) et c) par rapport au sol ; b) et d) par rapport à l'interface saprolites fines - grossières. Les figures c) et d) présentent les 100 premiers mètres où la densité de données est élevée.	161
Figure 124 : Représentation dans l'espace multivarié des 13 paramètres décrivant la fracturation et la valeur de conductivité hydraulique de type binaire résultant de l'analyse des quatre forages profonds du Koniambo.	166
Figure 125 : Résultats de l'inversion du profil de résistivités MZ08b (Geophysical, 2013), massif de Koniambo. Les structures mises en évidence par géophysique sont en tirets rouges.	168
Figure 126 : Résistivités mesurées sur la coupe WE03 sur le massif du Koniambo orientée NW - SE.	168
Figure 127 : Modèle de milieu fracturé des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.	170
Figure 128 : Latéritisation de couloirs de fractures (espacement décimétrique), mine des Vieux, massif du Koniambo (Jeanpert et Dewandel, 2013).	171
Figure 129 : Profil de résistivité mesuré sur le secteur de Dome à Tiébaghi rendant compte de l'altération profonde à 70 m sous la surface du sol d'après Robineau (2007).	172
Figure 130 : Profil d'altération type sur péridotites de Nouvelle-Calédonie, avec termes utilisés par les géologues, les altérologues, les mineurs calédoniens, ainsi que les codes utilisés par les sociétés minières calédoniennes, d'après Sevin, 2014.	174
Figure 131 : Synthèse des géométries des modèles hydrogéologiques numériques réalisés sur les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.....	175
Figure 132 : Mesures de la conductivité hydraulique et caractéristiques géométriques et hydrodynamiques du modèle hydrogéologique des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.....	178
Figure 133 : Estimations de la recharge sur les massifs de Koniambo, Tiébaghi et Goro.	181
Figure 134 : Pellicule d'altération sur la topographie actuelle, massif du Koniambo (Hz fract. = harzburgites fracturées).....	183
Figure 135 : Modèle 2D d'un massif type "plateau" : a) localisation de la coupe topographique sur le Massif de Tiébaghi sur fond de carte topographique et carte géologique, b) Logs lithologiques de trois forages du plateau, et c) coupe et modèle numérique du massif de Tiébaghi.....	185
Figure 136 : Modèle 2D d'un massif type "plateau disséqué" : a) localisation de la coupe topographique sur le Massif de Koniambo, b) Epaisseur de l'aquitard, d'après Quesnel (2015), et c) coupe et modèle géologique du massif de type plateau disséqué, drainé de part et d'autre du plateau cuirassé.	186

Figure 137 : Modèle 2D d'un massif type « bassin » : a) localisation de la coupe topographique sur le Massif du Sud, secteur de Goro, b) coupes lithologiques de quatre piézomètres et niveaux piézométriques mesurés dans l'aquitard (en bleu) et l'aquifère (en noir), c) modèle Feflow et conditions aux limites.	187
Figure 138 : Résultats des modèles 2D pour évaluer l'influence de la topographie sur l'état de saturation du système : a) massif de Tiébaghi, b) massif du Koniambo, c) secteur de Goro, Massif du Sud. La ligne blanche correspond à la surface piézométrique modélisée.	189
Figure 139 : Gradients hydrauliques verticaux calculés sur le piézomètre à cordes vibrantes Piezo-03-2005 (noté également Pz3) sur le massif du Koniambo.....	191
Figure 140 : Profils de résistivité mesurés sur le secteur de Dôme à Tiébaghi (extrait de Robineau et al., 2007).....	192
Figure 141 : Données 3D sur le secteur de Dôme : surface topographique et fond des trous de sondages (n=121).	193
Figure 142 : Corrélation entre la profondeur de l'interface saprolites fines – grossières et le fond des sondages (bedrock des mineurs + 5 m en général) sur 304 sondages du plateau de Tiébaghi.....	194
Figure 143 : Modèle 3D du secteur de Dôme de Tiébaghi : géométrie, conditions aux limites et conductivités hydrauliques.	194
Figure 144 : Résultats des modélisations à 3D du secteur de Dôme de Tiébaghi : comparaison entre la piézométrie mesurée (plages colorées) et la piézométrie modélisée (isopièzes colorées) : a) et c) avec la géométrie réelle en sillons et seuils, et b) et d) avec une géométrie simple isopaque.....	195
Figure 145 : Evolution des hydrogrammes de crues sur le creek pilote en fonction de l'état piézométrique de la nappe (Piézo C440120 et C440040), extrait de Join et al. (2014), et Dubois et Join (2007).	198
Figure 146 : Ecoulement souterrain à l'interface des niveaux de cuirasse et des latérites.....	198
Figure 147 : Instabilités de dissolution modélisées avec un recouvrement de 20 m de latérite (extrait de Genthon et al., 2017).	200
Figure 148 : Secteur Sud Est de la zone de Goro : a) localisation des pertes et des sources sur les bassins versants Entonnoir, Cascade et Truu, et b) - c) profils de résistivités sur la coupe NS à l'Est du massif, recoupant les trois bassins versants sur lesquels ont été réalisés les essais par traçage. Le chemin supposé emprunté par le traceur est représenté par la flèche noire.....	201
Figure 149 : Modèle de fonctionnement hydrogéologique des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie : a) à l'échelle du massif, b) à l'échelle du chantier.....	206
Figure 150 : Profil lithologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie mis en regard avec les aquifères de socle « classiques ».....	208

Liste des tableaux

Tableau 1 : Stratification verticale des aquifères de socle (roches métamorphiques et plutoniques) selon différents auteurs.....	20
Tableau 2 : Epaisseurs moyennes des niveaux d'altération dans quelques exemples de profils (d'après Sevin 2014).....	56
Tableau 3 : Conductivité moyenne ($\mu\text{S}/\text{cm}$) par massif et pour chaque type d'eau (e-t = écart-type, n= nombre de mesures).....	69
Tableau 4 : Résultats des essais slug tests réalisés sur les ouvrages du site de Poro.....	87
Tableau 5 : Coordonnées des cinq forages dont les carottes ont été décrites pour la caractérisation de la fracturation.....	133
Tableau 6 : Description des minéralisations observées et classifiées en supergène ou endogène.....	138
Tableau 7 : Description des caractéristiques générales de la fracturation des cinq forages profonds étudiés (Koniambo et Goro).....	140
Tableau 8 : Conductivité hydraulique moyenne pondérée par la longueur des intervalles testés.....	151
Tableau 9 : Caractéristiques des zones drainantes jaugées dans la galerie Chromical, massif de Tiébaghi, et estimation de la conductivité hydraulique.....	159
Tableau 10 : Matrice de corrélation (Pearson) entre la conductivité hydraulique et les paramètres décrivant la fracturation des quatre forages profonds du Koniambo (en rouge les corrélations positives et en bleu les corrélations négatives, l'intensité de la couleur caractérise la corrélation : intense = forte, pastel=faible).....	165
Tableau 11 : Coordonnées des variables dans l'espace multivariés résultant de l'ACP des données de conductivité hydraulique et paramètres décrivant la fracturation.....	166
Tableau 12: Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie, en pourcentage des précipitations et en mm/an.....	180
Tableau 13 : Bilan des flux pour les trois modèles Feflow à 2D en régime permanent avec une recharge égale à 400 mm/an.....	190

Liste des Annexes

Annexe 1 :

Documents complémentaires

- 1.1 Résultats d'analyses des eaux des massifs de péridotites.
- 1.2 Résultats des pompages d'essais sur le massif de Tiébaghi et sur le secteur de Goro, Massif du Sud.
- 1.3 Résultats des essais slug tests sur le massif de Tiébaghi et le secteur de Goro, Massif du Sud.
- 1.4 Analyse par Composantes Principales (ACP) des données de fracturation et de conductivité hydraulique des forages du massif du Koniambo.
- 1.5 Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Annexe 2 :

Publication à *Earth Surface Processes and Landforms* : Jeanpert J., Genthon P., Maurizot P., Folio J.L., Vendé-Leclerc M., Serino J., Join J.L., et Iseppi M. 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific) *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1854-1868.

Annexe 3 :

Publication à *Journal of Hydrology* : Dewandel B., Jeanpert J., Ladouche B., Join J.-L., et Maréchal J.-C. 2017. Inferring the heterogeneity of crystalline aquifers and evaluating transmissivity or hydraulic conductivity fields, an attempt from a detailed water table map *Journal of Hydrology* 550: 118-129.

Annexe 4 :

Publication à *Journal of Hydrology* : Genthon P., Join J.-L., et Jeanpert J. 2017. Differential weathering in ultramafic rocks of New Caledonia: The role of infiltration instability. *Journal of Hydrology* 550: 268-278.

Introduction

Les massifs de péridotites couvrent un tiers du territoire de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie. Ils contiennent d'importantes ressources nickélifères et constituent le cœur de l'activité tertiaire pour la population calédonienne, et la première ressource économique du pays. Cependant, si la minéralogie ou la genèse des gîtes nickélifères est connue et historiquement étudiée, l'hydrogéologie des péridotites n'a été que rapidement considérée, et avant tout comme vecteur de la minéralisation (Avias, 1978).

Les péridotites sont des roches du manteau supérieur, magmatiques grenues, jaune sombre huileux ou plus souvent vert noirâtre, holomélanocrates avec 90 à 100 % de minéraux ferromagnésiens (Foucault et Raoult, 2003). Elles présentent une faible porosité et leur perméabilité se restreint aux fissures et/ou fractures qui les traversent. Leur hétérogénéité est *a priori* non prédictible. Ainsi, les péridotites sont hydrogéologiquement parlant un milieu fracturé.

Les milieux fracturés incluent les formations de socle, les roches carbonatées et certaines roches clastiques (Gargini *et al.*, 2014; Leray, 2012). Les formations de socle font l'objet de nombreuses recherches depuis les années 2000 avec un intérêt accru pour la ressource en eau liée à ces formations qui couvrent environ 20 % de la surface terrestre, notamment en Afrique, Amérique, Inde et Australie (Krasny *et al.*, 2014). En termes de ressource exploitée, les aquifères de socle correspondent à de petites ressources avec des débits d'exploitation de l'ordre de plusieurs 100 l/h à plusieurs dizaines de m³/h mais elles sont particulièrement adaptées aux populations dispersées (Courtois *et al.*, 2010).

Dans ce chapitre introductif, un état des connaissances des aquifères de socle va être présenté. La structure de ces aquifères va être exposée, de même que les différentes hypothèses quant à l'origine de leur fracturation. Ensuite, sera présenté un bilan synthétique des connaissances des péridotites dans le monde, d'un point de vue géologique d'abord et hydrogéologique ensuite. Enfin, les problématiques calédoniennes qui ont amené au lancement de cette thèse seront présentées et les objectifs et plan de la thèse annoncés.

1 Les aquifères de socle

1.1 Les concepts

Les roches cristallines, appelées « *hard* », « *fractured* » ou « *crystalline* » *rocks* en anglais (Krasny *et al.*, 2014), sont constituées entièrement de minéraux, telles que les roches plutoniques, les roches métamorphiques et quelques roches sédimentaires. Dans ces roches, les fractures constituent la majeure (voire la seule) perméabilité, et dans la plupart des cas il en est de même pour la porosité et l'emmagasinement. L'origine de la fracturation, et donc de la perméabilité, est rarement connue et fait l'objet de nombreuses recherches.

Les aquifères de socle correspondent à l'hydrosystème que constituent les roches cristallines et l'horizon altéré qui les surmonte. Ils répondent à deux caractéristiques (Krasny *et al.*, 2014) :

- un système hiérarchique d'hétérogénéités locales ou régionales et donc la notion d'effet d'échelle du milieu fracturé ;
- une variation de la distribution verticale de la perméabilité, transmissivité ou emmagasinement.

1.2 L'hydrosystème des aquifères de socle

Les roches de socle (granites, roches métamorphiques : schistes, gneiss, etc.) occupent des surfaces importantes à l'échelle du globe (Afrique, Amérique du Nord et du Sud, Inde, Asie, Australie, etc.). Les aquifères présents au sein des formations de socle sont généralement compris dans les 100 premiers

mètres depuis la surface (Detay *et al.*, 1989). Les ressources en eau souterraine que renferment ces aquifères sont modestes en termes de débit exploitable à chaque forage (de 2-3 à 20 m³/h en général) par comparaison avec les autres types d'aquifères (milieux poreux : alluvions, bassins sédimentaires, karstiques, volcaniques). Elles sont néanmoins bien réparties géographiquement et, de ce fait, bien adaptées à l'habitat dispersé des régions de socle. Elles participent donc significativement au développement rural et économique des régions concernées, en particulier en contexte aride ou semi-aride où le recours aux eaux de surface est limité (Gustafson et Krásný, 1994; Houston et Lewis, 1988; Uhl et Sharma, 1978).

Les connaissances sur la genèse, la géométrie et le fonctionnement des aquifères de socle ont fait récemment l'objet de progrès très significatifs (Chilton et Foster, 1995; Courtois *et al.*, 2010; Dewandel *et al.*, 2003b; Lachassagne *et al.*, 2001; Taylor et Howard, 2000; Wyns *et al.*, 2004; Wyns *et al.*, 1999). De nouveaux concepts géologiques et hydrogéologiques ont été développés et trouvent de nombreuses applications pratiques depuis l'échelle régionale de cartographie des potentialités en eau souterraine (Courtois *et al.*, 2010; Lachassagne *et al.*, 2001) jusqu'à celle de la gestion de la ressource en eau au niveau du bassin versant qui devient indispensable dans certains contextes d'exploitation intensive (Dewandel *et al.*, 2009; Dewandel *et al.*, 2008), en passant par les techniques et méthodes d'implantation des forages et l'amélioration du taux de succès en termes de débit exploitable (Lachassagne *et al.*, 2001; Reddy *et al.*, 2006).

L'ensemble de ces études montre que la structure géométrique et les propriétés hydrodynamiques de ces aquifères résultent des processus d'altération de la roche en place (altération *in situ*) et que ceux-ci sont eux-mêmes contrôlés par l'histoire géodynamique régionale conduisant parfois à des profils d'altération polyphasés (Dewandel *et al.*, 2006; Taylor et Howard, 2000).

Selon Krasny *et al.* (2014), à l'échelle « locale », la géométrie du système peut se décomposer en trois niveaux hydrodynamiques :

1/ L'horizon supérieur, ou altéré, composé du régolithe¹ autochtone (développé *in situ*), de colluvions, etc., souvent juxtaposés aux dépôts du quaternaire alluvionnaires ou lacustres. L'épaisseur moyenne de ce niveau est de plusieurs mètres mais elle peut être, dans certaines conditions, beaucoup plus importante. Si l'épaisseur et la perméabilité le permettent, cette strate peut constituer un aquifère productif. Cet horizon inclut un niveau de type sol dont la perméabilité est la plus faible, et également la roche altérée. La plus forte perméabilité est observée sur la zone de transition entre la saprolite (*sensu stricto* pour les altérolites, c'est-à-dire l'isaltérite), jusqu'à la roche partiellement altérée. Dans certains cas, la roche altérée et la roche fracturée sous-jacente forment un unique système aquifère ;

2/ L'horizon intermédiaire, ou fracturé, représenté par la roche mère fracturée jusqu'à une profondeur de quelques dizaines à centaines de mètres. L'ouverture des fractures dépend principalement de processus géologiques exogènes, de sorte que dans cet horizon la perméabilité décroît avec la profondeur ;

3/ L'horizon profond, ou massif, où les fractures, failles et zones fracturées sont plus limitées et l'ouverture des fractures est moindre que dans l'horizon intermédiaire. Des fractures profondes peuvent découper le système et à l'échelle régionale ces hétérogénéités peuvent former un réseau connecté permettant des écoulements souterrains profonds jusque plusieurs centaines voire milliers de mètres. Sous certaines conditions structurales ou dans des roches cristallines spécifiques (granites, quartzite, etc.), des eaux minérales ou thermales peuvent remonter le long de ces failles.

La limite entre ces trois horizons est délicate et rarement nette. La géométrie des aquifères de socle est ainsi un point clef de ce volet de l'hydrogéologie.

¹ Régolithe= ensemble des formations géologiques affleurantes à sub-affleurantes dont la genèse ou les propriétés actuelles résultent de processus supergènes (interaction entre la lithosphère et l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère), quel qu'en soit l'âge.

Dans le cas des roches granitiques (granites, gneiss), le profil d'altération comprend deux principaux horizons stratiformes, les saprolites ou altérites meubles et un horizon fissuré, parallèles à la paléosurface contemporaine des processus d'altération (Chilton et Foster, 1995; Chilton et Smith-Carington, 1984). Le profil d'altération dans les granites constitue donc un aquifère composite qui, du haut vers le bas, comprend (Dewandel *et al.*, 2006):

i) une **cuirasse ferrugineuse ou bauxitique**, d'épaisseur métrique à pluri-métrique en général. Celle-ci peut être absente car érodée ou transformée par la réhydratation de l'hématite en latosol (cas des cuirasses ferrugineuses), ou par une silicification de la gibbsite/boémite en kaolinite (cuirasse bauxitique) ;

ii) un horizon de **saprolite** (altérites), un matériau meuble riche en argile issue de l'altération *in situ* de la roche mère. Celui-ci est en général d'une épaisseur de quelques dizaines de mètres. Cet horizon est divisé en deux sous-unités : l'allotérite et l'isaltérite (Wyns *et al.*, 1999). L'allotérite est un horizon riche en argile qui a subi une réduction de volume en conséquence d'un fort degré d'altération ; dans ce niveau la structure de la roche mère (orientation des minéraux) est perdue. Dans l'isaltérite sous-jacente, les processus d'altération n'ont induit qu'un faible changement de volume, la structure originelle de la roche est donc préservée ; dans la plupart des cas ce niveau constitue la moitié à deux tiers de l'épaisseur de saprolite. Dans les roches plutoniques, comme les granitoïdes, le niveau inférieur des isaltérites est laminé. Ce dernier niveau est relativement consolidé, sa texture est de type granulo-sableuse avec une lamination millimétrique recoupant les plus gros minéraux (feldspath par exemple) et la structure originelle de la roche est préservée.

De par la composition sablo-argileuse des saprolites, cet horizon peut renfermer une porosité importante qui elle-même dépend de la composition de la roche mère. La porosité efficace varie généralement de quelques pourcents à 10 % (Bodelle et Margat, 1980; Compaore *et al.*, 1997). Cependant, et en conséquence de la présence de matériaux argileux, ce niveau est relativement peu perméable, de 10^{-7} à 3×10^{-5} m/s (Dewandel *et al.*, 2006), suivant la teneur en argile. En conséquence, le niveau laminé (base de la saprolite aux teneurs en argile les plus faibles) est le niveau s'exprimant par la plus forte perméabilité du niveau de saprolite. On parle d'horizon feuilleté.

Quand les saprolites sont saturées celles-ci constituent la fonction capacitive de l'aquifère (Maréchal *et al.*, 2004).

iii) l'**horizon fissuré** sous-jacent est caractérisé par une importante densité de fissures subhorizontales dans les premiers mètres à dizaines de premiers mètres, puis par une diminution rapide de la densité des fissures subhorizontales et subverticales (Dewandel *et al.*, 2006; Houston et Lewis, 1988; Howard *et al.*, 1992; Maurizot *et al.*, 2004; Wyns *et al.*, 2004). Des travaux récents ont démontré que l'origine de ces fissures était à mettre en relation avec le gonflement, sous l'effet de l'altération, de certains minéraux (Dewandel *et al.*, 2006; Wyns *et al.*, 2004). Ce gonflement a pour effet de provoquer une augmentation locale de la contrainte qui favorise le développement de micro-fissures et de fissures. Dans les roches granitiques, le minéral le plus sensible à ce processus est la biotite (Eggler *et al.*, 1969; Ledger et Rowe, 1980). Ainsi tout comme les niveaux d'altération précédents, l'horizon fissuré est issu de l'altération *in situ* de la roche mère ; il fait donc partie intégrante du profil d'altération.

La perméabilité de cet horizon est en moyenne de l'ordre de 10^{-5} m/s (Dewandel *et al.*, 2006) mais est cependant très variable, de 10^{-9} m/s pour les blocs peu ou pas fissurés à 10^{-3} m/s pour le réseau de fissures (Maréchal *et al.*, 2004). La présence de deux principaux réseaux de fissures subhorizontales et subverticales assure la bonne connexion hydraulique de l'aquifère mais induit une anisotropie verticale de perméabilité d'un facteur 10 environ (Khoriz/Kvert~10, (Maréchal *et al.*, 2004; Maréchal *et al.*, 2003)), ce qui est en accord avec les observations géologiques. La porosité efficace de cet horizon est généralement faible, de 10^{-3} à 10^{-2} et elle est principalement assurée, à 90 %, par les blocs de faible perméabilité et les zones altérées situées aux épontes des fissures alors que le réseau de fissures ne contribue qu'à 10 % de

la porosité efficace (Maréchal *et al.*, 2004; Maréchal *et al.*, 2006). Cet horizon assure la fonction transmissive de l'aquifère.

iv) le **substratum rocheux non-fissuré** sous-jacent n'est perméable que localement au droit de structures tectoniques (failles) et présente en moyenne une très faible densité de fissures en comparaison avec l'horizon fissuré. La plupart des auteurs considère que sa perméabilité est très variable (Blomqvist, 1990; Cho *et al.*, 2003; Kuusela-Lahtinen *et al.*, 2003; Pickens *et al.*, 1987; Walker *et al.*, 2001). L'écoulement des eaux souterraines peut y être fractionnalisé, c'est-à-dire contrôlé par l'orientation de ces structures (Leveinen *et al.*, 1998).

En conséquence, indépendamment des discontinuités géologiques telles que des failles, veines de pegmatites, d'aprites ou dykes qui peuvent affecter les roches de socle, les saprolites et la zone fissurée forment un aquifère composite superficiel (de 30 à 100 m d'épaisseur en moyenne) qui peut être considéré comme un système multicouche où chaque niveau est caractérisé par ses propres, et relativement homogènes, propriétés hydrodynamiques.

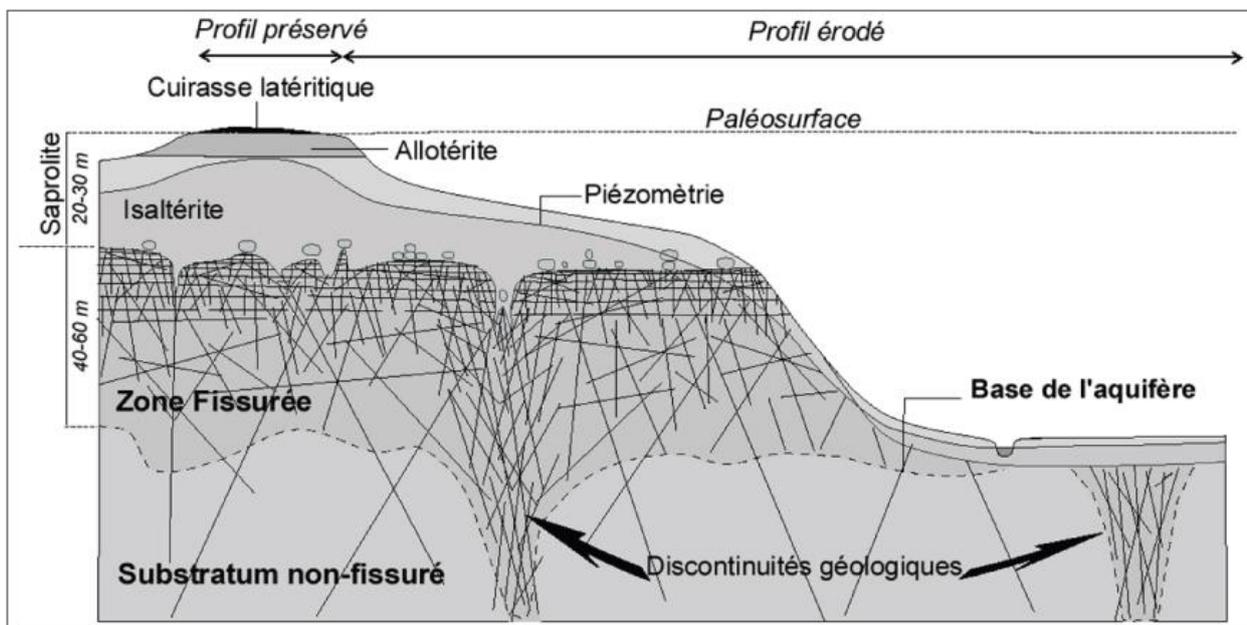


Figure 1 : Modèle conceptuel de la structure des aquifères de socle (Wyns *et al.*, 2004; Wyns *et al.*, 1999).

Le Tableau 1 présente un profil d'aquifère de socle, les nomenclatures et caractéristiques proposées par les différents auteurs cités dans cette revue de bibliographie.

Dans leur travail de compilation de la donnée sur les aquifères de socle, Lachassagne *et al.* (2014) définissent quant à eux l'horizon perméable des aquifères de socle dans les premiers mètres ou les dizaines de mètres du niveau de roche non altérée, sous les horizons altérés non consolidés du profil. Dans les granites isotropes, la zone perméable correspond aux joints subhorizontaux, ou aux fractures en feuillets dont l'espacement augmente avec la profondeur.

Des hétérogénéités préexistantes dans les roches de socle sous forme de fractures, de veines (pegmatite ou quartz), de filons, ou même de contacts entre les unités géologiques favorisent l'altération (Dewandel *et al.*, 2011; Owen *et al.*, 2007). Ainsi localement le profil d'altération s'enfonce dans la direction de la discontinuité jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous la surface, formant ainsi d'excellentes cibles hydrogéologiques. Cependant, selon la nature de l'hétérogénéité et de celle de ses produits d'altération, ces structures peuvent également former de très mauvaises cibles.

Dewandel *et al.* (2006), puis Lachassagne *et al.* (2011) ont montré que bien que le substrat diffère, la structure hydrogéologique et les caractéristiques hydrogéologiques restent identiques du fait de l'altération supergène. Le facteur déterminant l'existence d'un profil d'altération n'est pas que le climat mais aussi le contexte géodynamique (la morphologie, le taux d'érosion et la durée à l'échelle des temps géologiques) ainsi que bien sûr la présence d'eau.

1.3 L'origine de la perméabilité des aquifères de socle

Les aquifères de socle présentent intrinsèquement une conductivité hydraulique matricielle très faible ce qui en fait de bons candidats pour le stockage de déchets radioactifs en profondeur (Rhén *et al.*, 2007). La perméabilité des aquifères de socle est donc associée aux discontinuités géologiques mais se situe également au niveau de l'horizon fissuré et donc directement associé au manteau d'altération. L'origine de la perméabilité des aquifères de socle est ainsi discutée.

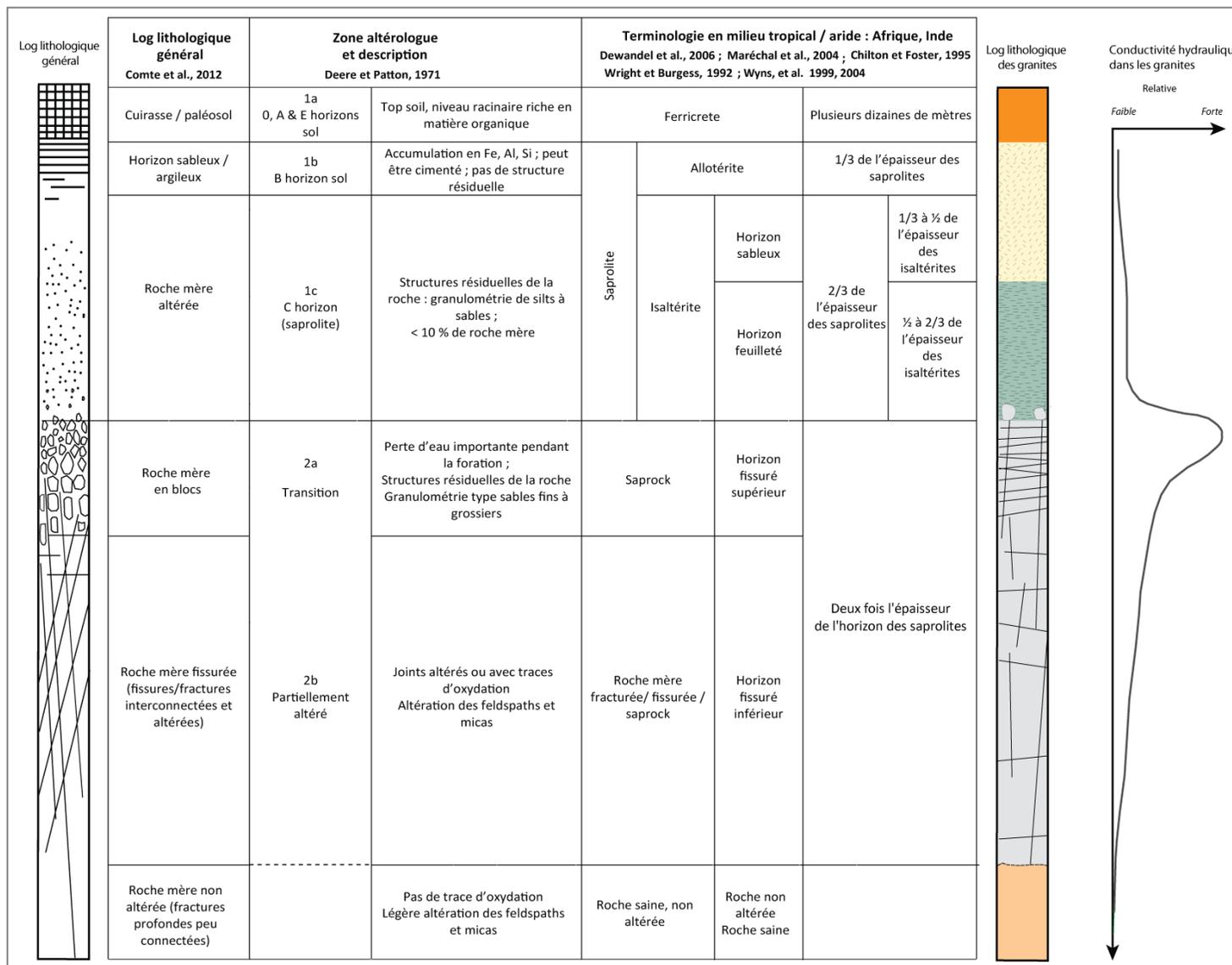
En effet, l'altération est un processus fortement lié à la fracturation puisqu'elle peut à la fois induire une certaine fracturation (Lachassagne *et al.*, 2011), tout en étant guidée par la pré-structuration, les discontinuités étant des zones préférentielles de l'écoulement et donc de l'altération supergène (Cho *et al.*, 2003).

Cependant, la fracturation des roches cristallines est habituellement associée à **des évènements tectoniques tardifs** (Neves et Morales, 2007; Wright et Burgess, 1992), au **phénomène de décompression**, *unloading* en anglais (Taylor et Howard, 2000), ou à **la mise en place de la roche même** (Wright et Burgess, 1992). Dans ce contexte, **la perméabilité dépend des propriétés des fractures, très variables selon leur minéralogie, leur orientation et leur connectivité au sein du réseau de fracturé.**

Le phénomène de décompression (relaxation des contraintes internes) est utilisé pour expliquer la fracturation progressive, non explosive, des roches à proximité de la surface topographique. Les calculs sont difficilement réalisables en raison des hypothèses simplificatrices que l'on doit faire mais dans le cas d'un granitoïde les effets de la décompression apparaissent sous la forme d'ouverture de diaclases (Dewolf et Bourrié, 2007). Ces diaclases sont espacées les unes des autres de quelques centimètres à plusieurs mètres et sont à l'origine de l'altération en boules des granitoïdes. Dewolf et Bourrié (2007) évoquent les mêmes effets de la décompression sur les autres substrats et la formation de diaclases par la dilatation négative liée au refroidissement et à l'élasticité du minéral.

Plus récemment, Lachassagne *et al.* (2011) montrent que dans le cas des granites **la perméabilité du système résulte de l'altération même de la roche** et des minéraux phylliteux. Dans le cas des granitoïdes en effet, l'altération de la biotite, qui est un phyllosilicate, s'accompagne d'une augmentation de volume (entre 30 et 50 %) et notamment dans la direction perpendiculaire aux contraintes minimales, c'est-à-dire verticalement. Dans un stade plus avancé, l'altération de la biotite aboutit à la formation d'argile qui peut colmater les pores des fractures précédemment formées ; cependant, à l'échelle métrique ou décimétrique la densité de biotite est trop faible pour obstruer complètement le milieu.

Tableau 1 : Stratification verticale des aquifères de socle (roches métamorphiques et plutoniques) selon différents auteurs.



2 Les ophiolites dans le monde

2.1 Les occurrences des ophiolites

Les ophiolites sont composées de sédiments, basaltes et gabbros pour la partie crustale océanique, et des péridotites, gabbros et péridotites, pour la partie mantellique. Elles se trouvent à l’affleurement dans des contextes géologiques particuliers, d’orogène principalement, mais sont observées assez largement à l’échelle du monde. L’exemple le plus connu se situe en Oman, mais on retrouve également des péridotites aux Etats-Unis, à Chypre et dans des contextes tropicaux au Costa Rica, en Papouasie Nouvelle-Guinée, mais également à Cuba, aux Philippines et au Venezuela.

Une grande part des études sur les péridotites concerne **le développement des profils latéritiques** et des gisements nickélicifères associés comme à Puerto Rico (Roberts, 1942), en Afrique (Maignien, 1966), ou en Nouvelle-Calédonie (Avias, 1969).

Les études récentes concernent surtout **la carbonatation des péridotites** (Chavagnac *et al.*, 2013; Sánchez-Murillo *et al.*, 2014) et les potentialités en termes de stockage du CO₂ (Kelemen et Matter, 2008; Kelemen *et al.*, 2011; Rudge *et al.*, 2010). En effet, la réaction de l’olivine et des pyroxènes avec H₂O et CO₂ dans certaines conditions se traduit par la serpentinisation des péridotites (Voir Chapitre 1, partie 2.1.) mais aussi au piégeage du CO₂ atmosphérique.

2.2 L’aquifère des péridotites

Le modèle hydrogéologique des formations ophiolitiques, et notamment gabbros et péridotites, n’est pas clairement défini car il a été peu étudié. Il est souvent assimilé à une superposition d’aquifères localisés dans les différents horizons du manteau d’altération (Dewandel *et al.*, 2005; Join *et al.*, 2005).

Dewandel (2002) a réalisé l’étude hydrogéologique de l’aquifère de l’ophiolite d’Oman. Dans le contexte aride de l’Oman, le profil d’altération sur péridotites est quasi inexistant. Cet auteur montre que la circulation des eaux souterraines est surtout localisée dans les fissures d’un horizon de surface de plus d’une cinquantaine de **mètres et à un degré moindre dans les fractures tectoniques**. La conductivité hydraulique de l’horizon fissuré est estimée entre 10⁻⁵ et 10⁻⁶ m/s pour les gabbros et les dolérites, et **10⁻⁷ m/s pour les péridotites**. Le coefficient d’emmagasinement de l’aquifère des péridotites est estimé à 10⁻³ et semble être contrôlé par les micro-fractures (20 à 100 µm de largeur). Au sein des fractures tectoniques, la transmissivité est comprise entre 10⁻¹ et 10⁻⁴ m²/s et le coefficient d’emmagasinement entre 0,1 et 10⁻³ (Dewandel *et al.*, 2005).

En Oman toujours, Matter *et al.* (2006) étudient l’ophiolite de Samail. Les péridotites qui sont variablement tectonisées correspondent en majorité à des harzburgites recoupées par des filons de pyroxénites. Des pompages d’essai dans les péridotites fracturées et altérées montrent des caractéristiques hydrodynamiques du même ordre de grandeur avec une transmissivité comprise entre 8,0.10⁻⁵ et 1,0.10⁻⁴ m²/s et un coefficient d’emmagasinement proche de 8,0.10⁻⁴. D’un point de vue géochimique, les eaux contenues dans les **péridotites sont de type bicarbonatée magnésienne**, et partiellement sodique et chlorurée. Les pH sont compris entre 7,0 et 8,5 et les contenus TDS² varient entre 245 et 1187 mg/l, soit une conductivité comprise entre 490 et 2400 µS/cm (Matter *et al.*, 2006). L’évolution de ces eaux bicarbonatées magnésiennes est discutée par Neal et Stanger (1985). Selon ces auteurs, elles résultent de l’altération supergène et de processus d’évaporation dans un système ouvert à l’atmosphère. Les concentrations élevées en magnésium et bicarbonate sont attribuées à la dissolution proche de la surface

² TDS = le total des solides dissous représente la concentration totale des substances dissoutes dans l’eau. Usuellement 1 µS/cm = 1/20 °TH = 1/2 °TDS (mg/l).

de la brucite selon : $\text{Mg}(\text{OH})_2(\text{s}) + 2 \text{CO}_2 = \text{Mg}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^-$. La forte solubilité de la brucite est à l'origine des eaux bicarbonatées magnésiennes dans les eaux souterraines peu profondes des péridotites serpentinisées, ce qui est cohérent avec la faible « teneur » en brucite dans ces roches altérées.

Segadelli *et al.* (2016) étudient la péridotite serpentinisée du Mt Prinzera (Italie du Nord). La structure de cette ophiolite est complexe avec des unités superposées et des failles normales majeures favorisant les écoulements. Un niveau aquitard est également mis en évidence et isole en période de basses eaux, une nappe perchée au sein de la péridotite fracturée. Les essais hydrauliques conduits sur la zone permettent d'évaluer les conductivités hydrauliques entre $1,1$ et $5,7 \cdot 10^{-7}$ m/s.

En Serbie, l'étude de l'hydrosystème des péridotites (Nikić *et al.*, 2013) souligne l'importance des discontinuités géologiques, et notamment des structures tectoniques qui guident les écoulements en profondeur.

Ainsi, les études existantes sur l'hydrogéologie des péridotites **mettent en évidence l'importance de la fracturation du système et notamment des fractures d'origine tectonique**. Les conductivités hydrauliques mesurées dans les différents contextes montrent des valeurs proches de **10^{-7} m/s caractéristiques d'un milieu peu perméable**.

L'état des connaissances de l'hydrosystème des péridotites de Nouvelle-Calédonie sera présenté au Chapitre 2, partie 1.

3 Les problématiques et objectifs de la thèse

En Nouvelle-Calédonie, les péridotites couvrent près d'un tiers de la surface de la Grande Terre. Si les massifs miniers font l'objet depuis plusieurs décennies de recherches sur la minéralisation en nickel, chrome et cobalt (Pelletier, 2003; Sevin, 2014; Trescases, 1975), la connaissance de l'hydrogéologie des massifs de péridotites est quant à elle, moins avancée (Genna *et al.*, 2005b; Join *et al.*, 2005).

A l'échelle mondiale, l'hydrosystème des péridotites qui est, on l'a vu, assimilable à un aquifère cristallin a été très peu étudié, et les études plus avancées concernent les contextes arides, comme en Oman (Dewandel, 2002; Dewandel *et al.*, 2005). Ces constats font des **péridotites de Nouvelle-Calédonie un objet hydrogéologique mal connu** dont la compréhension pourra apporter de nouvelles connaissances dans le domaine des aquifères de socle en milieu tropical et dans les contextes géologiques similaires comme à Cuba, Puerto Rico, etc.

3.1 Les enjeux en Nouvelle-Calédonie

L'étude de l'hydrosystème des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie a débuté il y a une dizaine d'années au travers de projets de recherche menés par l'IRD (Join *et al.*, 2005) et par le BRGM (Genna *et al.*, 2005a; Genna *et al.*, 2005b). Depuis, et notamment depuis la **mise en place du nouveau Code minier et du Schéma de mise en valeur des richesses minières de la Nouvelle-Calédonie** qui impose un état des lieux initial et un suivi environnemental (Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, 2009), les études dans le domaine sont en très grande majorité réalisées par les bureaux d'études pour les compagnies minières dans le cadre de Demande d'Autorisation d'Exploitation Minière (DAEM).

3.1.1 Les problématiques de l'hydrogéologie minière

Les exploitants miniers font face à des problématiques en lien direct avec l'hydrogéologie, comme la saturation des fosses d'exploitation et la nécessité de pompage. Ainsi sur le massif de Tiébaghi au Nord-Ouest de la Nouvelle-Calédonie, la SLN (Société Le Nickel, filiale d'Eramet) doit mettre en place des pompes au sein des fosses (Figure 2). Des phénomènes d'érosion interne sont également observés au sein de fosses d'exploitation (Figure 3). D'autres phénomènes plus localisés et à mi-chemin avec des problèmes de stabilité et de géotechnique concernent les eaux souterraines : la stabilité des verses ou les effondrements de type fontis.



Figure 2 : Fosse d'exploitation en eau, secteur Alpha plateau de Tiébaghi.



Figure 3 : Erosion interne au sein de la fosse Surprise, presqu'île de Bogota sur la côte Est.

3.1.2 Les enjeux sur la ressource en eau

Du fait de leur extension, les massifs de péridotites constituent une unité lithologique et hydrogéologique qu'il est impossible de négliger à l'échelle du territoire. De plus, si les aquifères de socle présentent une ressource réduite en termes de débits, les péridotites de Nouvelle-Calédonie constituent une ressource similaire aux formations volcano-sédimentaires dont les potentialités d'exploitation sont du même ordre de grandeur. Lebon *et al.* (2015) montrent que sur 349 forages réalisés dans les aquifères cristallins (péridotites, unités métamorphiques ou unités du socle Mézosoïque), 70 % sont positifs et les débits des ouvrages sont en moyenne de 5 m³/h, avec plus précisément 6 m³/h pour les péridotites.

Les forages existants dans les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie sont rarement exploités pour l'AEP³, à la faveur de captages dans les cours d'eau et les nappes alluviales. Cependant comme toutes les eaux souterraines, elles sont protégées des pollutions et notamment des problèmes de turbidité, récurrents sur les massifs de péridotites. Les eaux souterraines constituent par conséquent des ressources primordiales pour la population. La Figure 4 présente l'émergence d'une source peu chargée en matières en suspension, et les eaux de surface fortement chargées en fines, lors d'un événement pluvieux intense sur le massif du Koniambo.

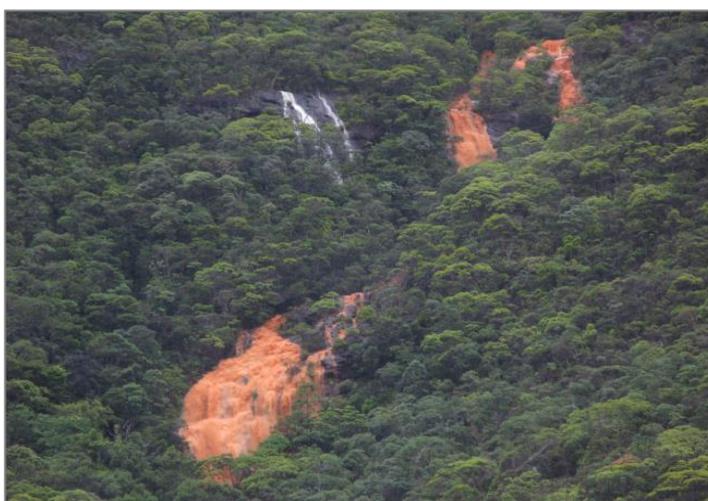


Figure 4 : Eaux superficielles et souterraines, Source de la Néa, massif du Koniambo.

³ AEP : Alimentation en Eau Potable.

Enfin, la ressource en eau que constituent les massifs de péridotites est primordiale à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie en termes de réservoirs. Comme l'illustre la Figure 5, les massifs de péridotites alimentent les nappes alluviales, principales ressources AEP pour le territoire. Les connexions sont soit directes issues du ruissellement sur les massifs, soit indirectes après infiltration puis résurgence et ré-infiltration dans les alluvions ; quoi qu'il en soit, la recharge des nappes alluviales provient en grande partie des massifs de péridotites qui leur assurent une alimentation quasi permanente, y compris en basses eaux. Une étude récente de 2016 (Romieux et Wotling) montre, comme en 2008 (Frysou), que le pourcentage de la surface couverte par les péridotites à l'échelle du bassin versant, constitue, avec la pluviométrie moyenne, la principale variable explicative des débits caractéristiques d'étiages spécifiques.

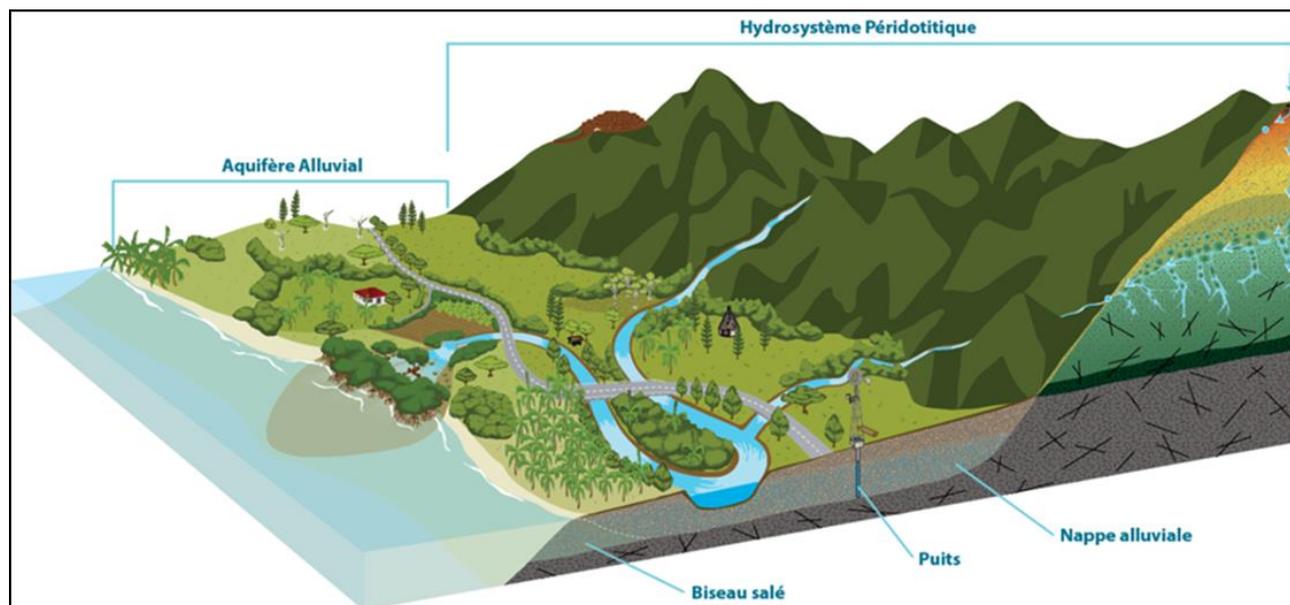


Figure 5 : Schéma simplifié des connexions entre l'hydrosystème péridotitique et la nappe alluviale sur la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie.

3.1.3 Le projet CNRT « HYPERK »

Ces problématiques d'exploitation, et les exigences réglementaires mentionnées précédemment, ont motivé le CNRT⁴, sous la sollicitation notamment des provinces, de la DIMENC⁵, mais également des compagnies minières, à lancer un appel à projet sur « l'hydrogéologie minière » en 2012.

Une équipe mixte regroupant l'Université de la Réunion, le Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service de la DIMENC), le BRGM, mais aussi l'IRD, l'Université Pierre et Marie Curie, le bureau d'études Golder Associés et enfin GNS Science (service géologique néo-zélandais) et HydroSciences Montpellier pour le volet analytique, ont répondu à cet appel à projet et le programme « **HYPERK : Hydrogéologie des PÉridotites Karstifiées de Nouvelle-Calédonie** » a démarré en avril 2013.

La Figure 6 présente les groupes partenaires qui représentent les huit institutions qui participent au projet. Ces groupes affichent des compétences spécifiques qui abordent les différentes problématiques et apportent des réponses aux problématiques exposées. Cette thèse de doctorat constitue « le fil conducteur » du projet avec des actions que j'ai réalisées seule ou conjointement avec les membres

⁴ CNRT = Centre National de Recherche et Technologie « Nickel et son environnement ».

⁵ DIMENC = Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie de la Nouvelle-Calédonie, direction du gouvernement de la Nouvelle-Calédonie.

équipes. En effet, j'ai participé à toutes les campagnes de terrain et aux différentes actions proposées dans le cadre du projet CNRT. Dans ce manuscrit, un soin est apporté pour préciser, le cas échéant, les travaux réalisés par les autres partenaires du projet.

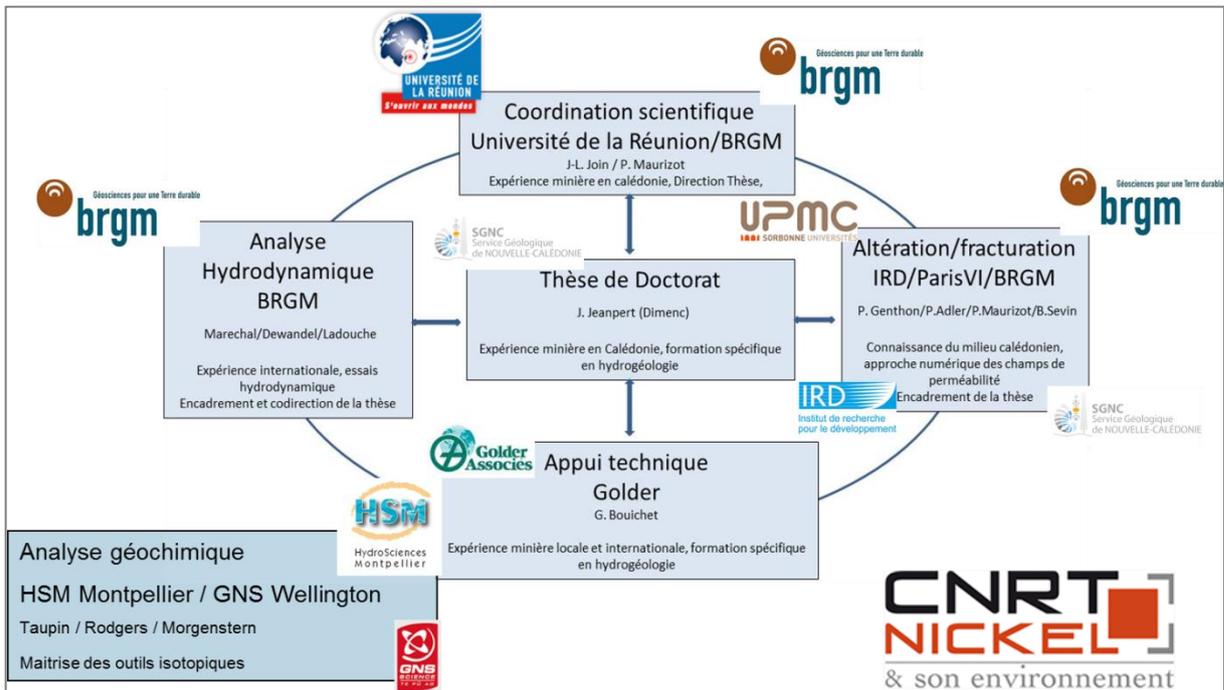


Figure 6 : Partenaires du projet CNRT "HYPERK" et actions entreprises par les équipes.

3.2 Les objectifs et plan de la thèse

L'objectif de la thèse est de répondre aux questionnements des mineurs en abordant le système aquifère multi-couche dans son ensemble et ainsi étudier le manteau d'altération et son rôle hydrogéologique. Comme nous l'avons vu, les péridotites constituent un aquifère de socle mal connu et l'étude de l'hydrosystème calédonien dans un contexte tropical fait appel à des problématiques de recherche comme la structure de l'hydrosystème du socle et de son manteau d'altération, sa fracturation, et son fonctionnement hydrogéologique.

Ce travail de thèse s'intéresse plus particulièrement à la caractérisation de l'hydrosystème des péridotites et notamment à sa structure. L'approche suivie consiste en l'acquisition de la donnée géologique et hydrogéologique à différentes échelles, autrement dit d'observations de terrain et d'essais *in situ*, puis en la proposition d'un schéma conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Ainsi, le premier chapitre de cette thèse est consacré à la présentation du contexte calédonien. La géologie et l'histoire tectonique régionale sont d'abord présentées, puis la Nappe des Péridotites est caractérisée. Les mécanismes d'altération et le profil développé sur les péridotites sont décrits. Enfin, les paramètres climatiques et morphologiques des massifs de péridotites sont présentés à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie.

Dans le second chapitre, l'hydrosystème du manteau altéré est étudié avec les outils classiques de l'analyse hydrogéologique. D'abord le profil d'altération est mis en lien avec le système hydrogéologique multicouche. Les particularités hydrogéologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie sont exposées. La composante pseudo-karstique est abordée de façon descriptive. Ensuite, l'outil géochimique

est utilisé pour caractériser le manteau d'altération. Enfin, la conductivité hydraulique est considérée pour l'étude du système multicouche.

Dans un troisième chapitre, l'analyse porte sur le substratum. Partant de la mise en évidence des connexions hydrogéologiques entre l'horizon altéré et le substratum, des investigations complémentaires sont menées. La forte densité piézométrique permet l'analyse des zones de drainage selon une nouvelle approche. La fracturation est ensuite étudiée à plusieurs échelles, de la carotte de forage à l'affleurement. L'analyse conjointe de la conductivité hydraulique et de la fracturation est ensuite menée pour caractériser la structure hydrogéologique des péridotites.

Le dernier chapitre est dédié à la proposition d'un modèle conceptuel unitaire de fonctionnement hydrogéologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Ce modèle est testé par modélisation numérique.

Enfin, une synthèse des résultats est réalisée et un modèle est présenté, intégrant toutes les connaissances nouvellement acquises sur la structure et le fonctionnement hydrogéologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Chapitre 1 - Les massifs miniers, contextes géologique et géographique

Dans ce chapitre sont présentés les éléments du contexte de l'étude, à commencer par l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie. Ensuite la Nappe des Péridotites sera plus précisément décrite et notamment les données structurales existantes. Les mécanismes de l'altération des péridotites en contexte tropical seront ensuite exposés. Enfin, les différents contextes climatiques et géomorphologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie seront présentés.

1 Contextes structural et géologique

Cette synthèse bibliographique s'inspire avant tout du document de synthèse de Cluzel *et al.* 2012b.

1.1 Géodynamique régionale et géologie générale de la Nouvelle-Calédonie

La Nouvelle-Calédonie se situe sur la ride de Norfolk (Figure 7-a) dans le prolongement de la Nouvelle-Zélande (Figure 7) et se trouve ainsi à l'extrémité Nord du continent Zealandia (Mortimer *et al.*, 2017). L'île principale, la Grande Terre, se prolonge au nord par les îles Belep, et au Sud par l'île des Pins, qui appartiennent à cette même ride de Norfolk. Les îles Loyauté à l'Est appartiennent quant à elles à la ride des Loyauté, séparée de la ride de Norfolk par le Bassin des Loyauté (Figure 7-a). À l'ouest de la Grande Terre se trouve un ensemble de bassins et rides continentales immergés et un bassin océanique profond, la Mer de Tasman.

L'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie peut être décrite en cinq phases (Cluzel *et al.*, 2012b) :

- la phase Permien – Crétacé Inférieur qui correspond à une phase de subduction de la plaque Pacifique sous la marge Est du Gondwana (Bradshaw *et al.*, 1981; Mortimer *et al.*, 2002);
- la phase Crétacé Supérieur – Paléocène qui correspond à une période extensive marquée par un rifting généralisé sur l'ensemble du continent Zealandia (Crawford *et al.*, 2003) et à l'océanisation de la Mer de Tasman (Gaina *et al.*, 1998) ; la Nouvelle-Calédonie s'isole alors du Gondwana ;
- l'Éocène est caractérisé par un changement vers un régime compressif qui se termine par l'obduction de l'ophiolite et l'exhumation d'un complexe métamorphique daté de l'Éocène Supérieur sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie (Aitchison *et al.*, 1995; Avias, 1967; Baldwin *et al.*, 2007; Taetz *et al.*, 2016). Cette phase sera plus spécifiquement décrite ;
- la phase Oligocène – Pliocène qui correspond à une phase de relaxation tectonique post-obduction et d'étalement gravitaire (Lagabrielle *et al.*, 2005) ;
- la phase Pléistocène à l'actuel qui voit le début de la collision de la Nouvelle-Calédonie dans la zone de subduction du Vanuatu (Dubois *et al.*, 1974).

Cette histoire géologique complexe de la Nouvelle-Calédonie se traduit à l'affleurement par une mosaïque de terrains d'origines sédimentaire, volcanique et métamorphique. Ces unités sont présentées sur la carte géologique de Nouvelle-Calédonie, Figure 7 et Figure 8 (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009). Elles sont rapidement décrites dans la partie suivante et replacées dans l'histoire tectonique de la Nouvelle-Calédonie dont les principaux événements régionaux jusqu'au Miocène sont représentés sur la Figure 9.

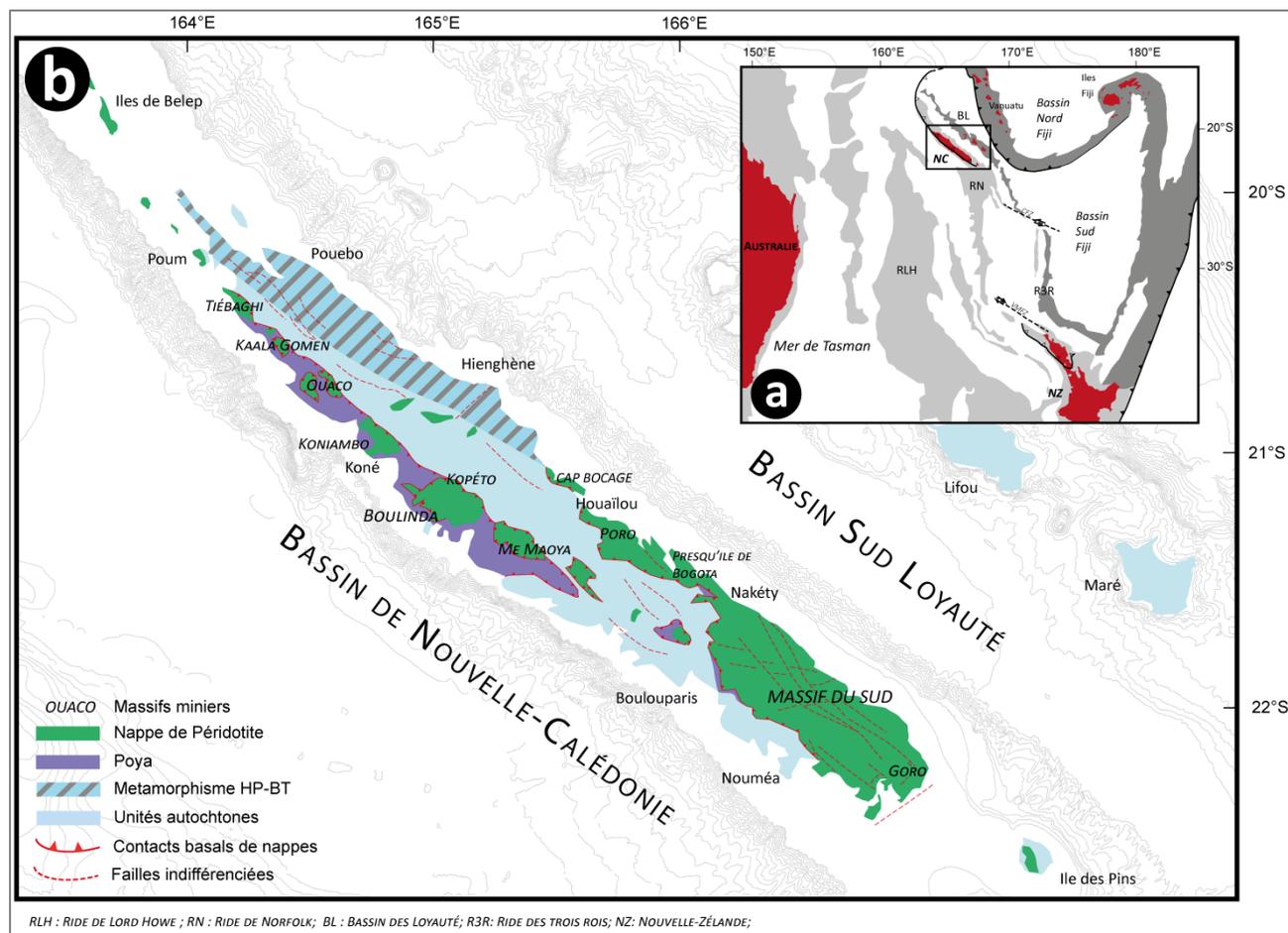


Figure 7 : (a) Carte structurale simplifiée du Sud-Ouest Pacifique, et (b) de la géologie de la Nouvelle-Calédonie, d'après Cluzel, 2006.

1.1.1 Permien – Crétacé Inférieur, intervalle du Gondwana

Trois unités constituent le socle de la Nouvelle-Calédonie et couvrent la partie centrale de la Grande Terre : les unités de Térémba, de Koh, de la Chaîne Centrale et de la Boghen (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009; Paris, 1981).

L'unité de Térémba (Aitchison *et al.*, 1995) comprend des roches volcaniques d'arc, des sédiments volcanoclastiques dérivés d'un arc volcanique et des sédiments silto-argileux. Les terrains les plus anciens sont datés du Permien Supérieur et les plus récents du Jurassique moyen.

L'unité de Koh correspond à des fragments de croûte océanique datés du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur (U/Pb sur zircons, Aitchison *et al.*, 1995).

Les unités de la Chaîne Centrale sont constituées par des empilements monotones de turbidites volcanoclastiques, de jaspes, de tufs et d'argillites noires. Ces unités présentent des âges allant du Permien supérieur jusqu'au Crétacé inférieur (U/Pb sur zircons, (Adams *et al.*, 2009)). Elles sont interprétées comme étant les produits distaux du démantèlement d'arcs volcaniques sur cette période.

L'unité de la Boghen est représentée par des dépôts volcano-sédimentaires et un ensemble ophiolitique datés Carbonifère supérieur à Lias (Cluzel et Meffre, 2002) et Crétacé inférieur, affectés par un métamorphisme de haute pression et de basse température (faciès schiste vert et schiste bleu) datant du Jurassique (Black et Brothers, 1977).

Meffre (1995) et Cluzel et Meffre (2002) suggèrent que les unités de Téremba et de la Chaîne Centrale sont respectivement les parties proximale et distale d'un même bassin d'avant-arc et que l'unité de la Boghen est le résultat d'un métamorphisme au sein d'un prisme d'accrétion. Ainsi la Nouvelle-Calédonie se serait formée en bordure orientale d'une marge active, associant un système d'arcs volcaniques et de bassins marginaux, le long de la marge SE du Gondwana.

1.1.2 Crétacé Supérieur - Paléocène, couverture sédimentaire

Cette période enregistre les dépôts sédimentaires liés au rifting est-gondwanien du Crétacé Supérieur, vers 100 Ma et à la transgression qui s'initie vers 83 Ma.

En effet, les unités anciennes présentées précédemment sont recouvertes de sédiments parfois charbonneux accumulés en zone tidale et de roches volcaniques Crétacé. Classiquement appelée « Formation à charbon » elle est datée Crétacé Supérieur (Paris, 1981). Des roches volcaniques mafiques et felsiques apparaissent près de la base de cette formation, datées à 88,4 Ma par U-Pb (Nicholson *et al.*, 2011). Les roches volcaniques sont interprétées comme le résultat d'une subduction à plongement vers l'Ouest (Nicholson *et al.*, 2011), ou d'un rifting affectant une ancienne marge active (Cluzel *et al.*, 2011). L'activité magmatique cesse avant le Campanien (83,5 Ma) (Nicholson *et al.*, 2011).

Le Paléocène correspond à la phase post-rift ; les apports terrigènes se terminent et la submersion de la Nouvelle-Calédonie débute. Cette période est représentée par le dépôt des cherts noirs et des argilites.

Les turbidites de l'Éocène Inférieur témoignent de l'apparition d'une pente dans le bassin et marquent la reprise d'un régime compressif. Le remplissage des bassins de Koumac, Bourail et Nouméa de l'Éocène Moyen à Supérieur est interprété comme la conséquence de l'émersion due à un bombement lithosphérique (Cluzel *et al.*, 1998) et la création de bassins d'avant-pays (Maurizot, 2013; Maurizot et Cluzel, 2014) en lien avec l'arrivée de la Ride de Norfolk dans la zone de subduction (Figure 9-e).

1.1.3 La phase de subduction – obduction

Cette phase de convergence régionale s'accompagne d'un épisode métamorphique de HP-BT et s'achève par l'obduction de l'ophiolite (nappes de Poya et des Péridotites). Cette obduction est interprétée comme le résultat du blocage de la Ride de Norfolk dans une subduction à plongement Nord ou Nord-Est sous la Ride des Loyauté (Cluzel *et al.*, 2012b), (Figure 9 et Figure 10).

L'unité de Poya est une unité allochtone sédimentaire et mafique (basaltes océaniques massifs ou en coussins) qui recouvre tectoniquement les roches sédimentaires du Crétacé (Cluzel *et al.*, 2001). Elle se trouve partout en position inférieure par rapport à la Nappe des Péridotites (Cluzel *et al.*, 2001).

Le complexe métamorphique HP-BT situé au Nord Est de la Grande Terre comprend les unités du Diahot et de Pouébo. L'unité du Diahot présente les faciès schistes bleus et éclogites (Black et Brothers, 1977) ; les éléments métamorphisés de cette unité sont similaires à ceux de la couverture sédimentaire du Crétacé Supérieur (Cluzel *et al.*, 1995). L'unité de Pouébo correspond à des méta-basaltes, probablement des éléments de l'unité de Poya métamorphisés dans le faciès éclogite lors de la subduction du bloc calédonien sous la lithosphère océanique du Bassin Sud Loyauté. Les datations radiométriques indiquent que l'exhumation du complexe se situe entre 37 et 34 Ma (Baldwin *et al.*, 2007; Cluzel *et al.*, 1995; Spandler *et al.*, 2005).

La Nappe des Péridotites (Avias, 1967) est principalement constituée de roches du manteau supérieur (harzburgites et rarement lherzolites) avec quelques zones de cumulats ultrabasiques (pyroxénites, wherlites, et dunites) à basiques (gabbros) (Prinzhofer, 1981). La foliation (plan d'étirement des orthopyroxènes dans les harzburgites) est associée à un rubanement (alternance dunite/harzburgite). Dans le Massif du Sud, son pendage est généralement faible (Prinzhofer *et al.*, 1980). Collot *et al.* (1987; 1988) mettent en évidence la continuité de la Nappe des Péridotites avec la lithosphère océanique du Bassin Sud Loyauté. Elle s'enracine le long de la marge orientale de la Grande Terre depuis l'Île des Pins au Sud jusqu'aux récifs d'Entrecasteaux au Nord.

La Nappe des Péridotites est recoupée par des filons d'âge Éocène Inférieur de type dolérites, microdiorites et autres roches feldspathiques mis en place entre 50 et 55 Ma selon les datations U-Pb sur zircon (Cluzel *et al.*, 2006). Ces filons sont caractéristiques d'un contexte de subduction, avec fusion de croûte océanique, et sont interprétés comme étant le résultat de l'initiation de la subduction du bassin Sud Loyauté (Cluzel *et al.*, 2012a; Ulrich *et al.*, 2010). Localement des lentilles d'amphibolite (Figure 9-b) apparaissent à la base de la semelle serpentineuse, au-dessus de l'Unité de Poya. D'âge 56 Ma (datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), elles témoignent d'un métamorphisme HP-BT et sont interprétées comme étant liées à l'initiation de la subduction sur une dorsale (Cluzel *et al.*, 2012a; Cluzel *et al.*, 2006; Eissen *et al.*, 1998). La mise en place de l'ophiolite s'accompagne du développement d'une semelle de serpentine mylonitique d'épaisseur variable, entre 10 et 200 m. Une serpentinisation partielle (20 - 90 %) apparaît sur l'ensemble de la Nappe des Péridotites, elle sera présentée plus précisément dans la partie suivante.

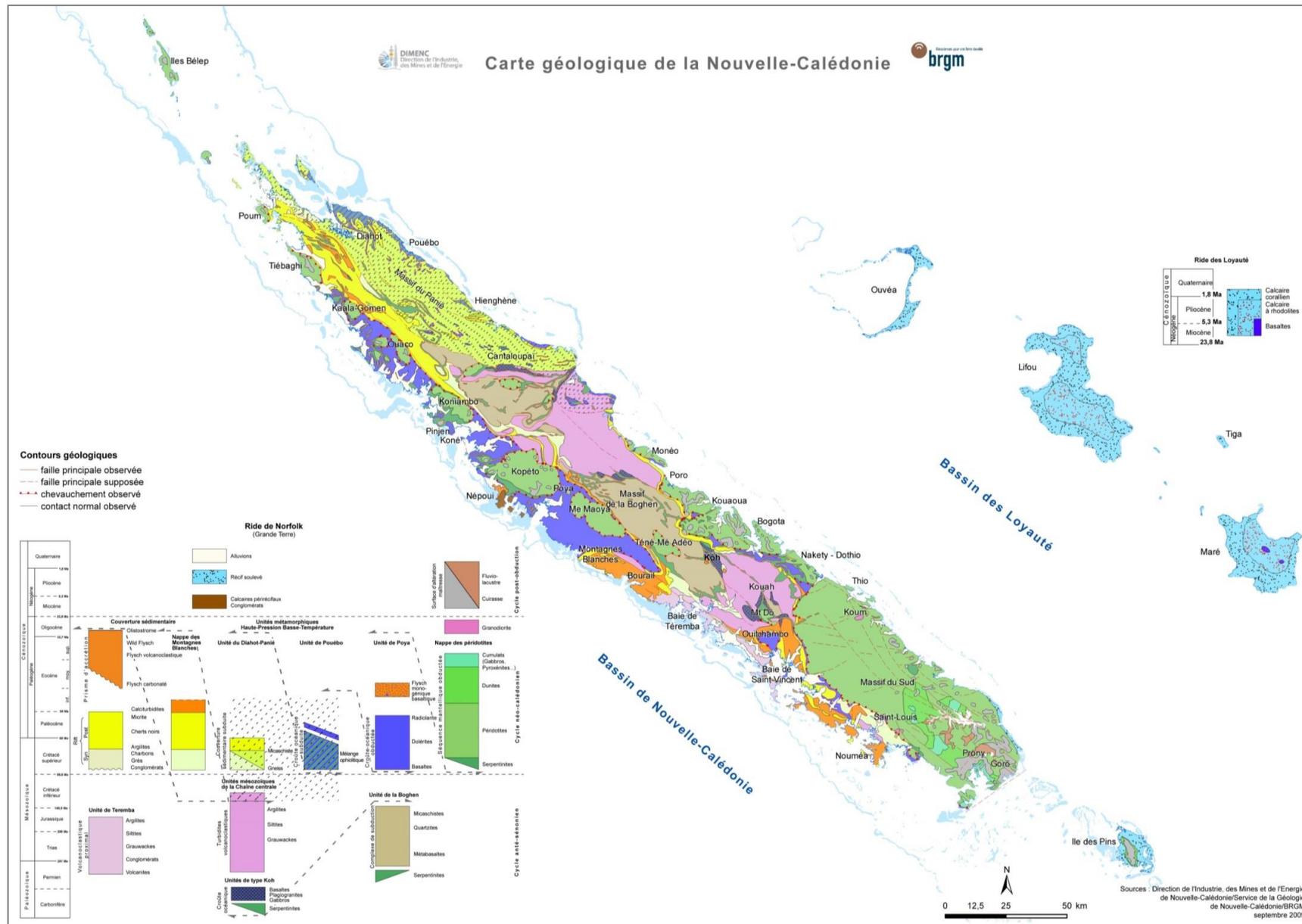


Figure 8 : Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/ 500 000, d'après Maurizot et Vendé-Leclerc (2009).

La convergence Éocène permet l'obduction de l'un des plus grands complexes ophiolitiques au monde (Prinzhofer, 1981; Prinzhofer *et al.*, 1980). Cependant le mécanisme et les moteurs de l'obduction de l'ophiolite de Nouvelle-Calédonie fait débat aujourd'hui encore et deux modèles co-existent (Cluzel *et al.*, 2001 ; Lagabrielle *et al.*, 2013).

Le modèle d'obduction de Cluzel et al. (2001)

La plupart des auteurs proposent une évolution tectonique dans laquelle les formations basaltiques (nappe de Poya) et mantelliques (Nappe des Péridotites) proviennent de deux plaques océaniques différentes (Aitchison *et al.*, 1995; Cluzel *et al.*, 2001; Meffre, 1995; Ulrich *et al.*, 2010) dans un contexte compressif. La mise en place de la nappe de Poya se ferait lors de la convergence Éocène (Figure 9-c à e). L'initiation de la subduction est contrainte entre 50 et 55 Ma par la datation des dykes recoupant l'ophiolite (Cluzel *et al.*, 2006). Selon ce modèle, l'unité de Poya provient de la croûte océanique subduite et s'est accrêtée au front de la zone de subduction. Le blocage de la subduction entraîne l'exhumation entre 44 et 34 Ma du complexe métamorphique HP-BT et l'obduction à l'Éocène Terminal de la Nappe des Péridotites (Figure 9-f et g). La fin de l'obduction est donnée par l'âge des derniers sédiments situés sous l'ophiolite (Cluzel *et al.*, 1998) et par l'âge des plutons granitoïdes (27 Ma) qui scellent l'ensemble du système (Paquette et Cluzel, 2006).

Le modèle d'obduction de Lagabrielle et al. (2013)

Les résultats d'études pétrologiques et géochimiques sur l'ophiolite obtenus par Ulrich *et al.* (2010) permettent de reconsidérer le lien « génétique » entre l'unité de Poya et la Nappe des Péridotites. En effet, cette étude propose que la nappe de Poya est la croûte océanique de la Nappe des Péridotites. Dans ce contexte, Lagabrielle *et al.* (2013) proposent un moteur de la mise en place de l'ophiolite non par des mécanismes compressifs mais à l'inverse extensif, gravitaire, après la convergence des deux plaques.

Le modèle débute également par la subduction de la lithosphère du Bassin Sud Loyauté sous l'arc des Loyauté à l'Éocène Inférieur (Figure 10). La subduction est ensuite bloquée par l'arrivée de la Ride de Norfolk dans la zone de subduction. Dans ce modèle, les basaltes de l'unité de Poya appartiennent à la croûte océanique de la plaque supérieure. Entre 44 et 34 Ma, l'exhumation rapide du complexe métamorphique HP/BT permet dans un premier temps le soulèvement passif du complexe ophiolitique, et dans un second temps l'unité de Poya glisse de manière gravitaire sur la plaque subduite (Figure 10). Comme dans le modèle de Cluzel *et al.* (2001), l'accumulation des produits de l'érosion de la Ride de Norfolk puis de la nappe de Poya forment les séquences du flysch Éocène. La dernière étape du modèle d'obduction de Lagabrielle *et al.* (2013) est le glissement gravitaire de la Nappe des Péridotites sur la nappe de Poya. Cet événement est contemporain de la fin de l'exhumation des unités métamorphiques du Diahot et de Pouébo.

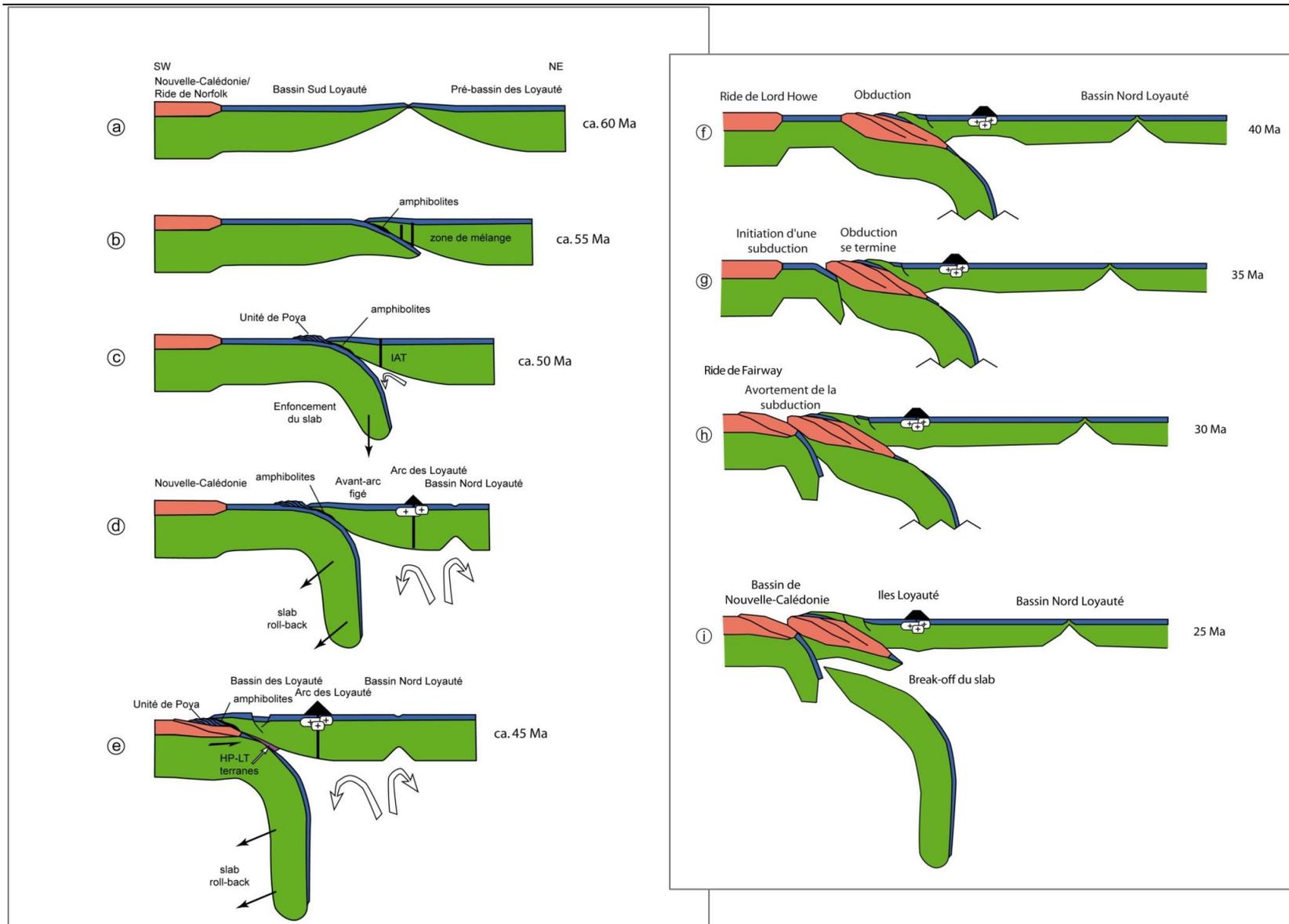


Figure 9 : Modèle géodynamique de la Nouvelle-Calédonie du Paléocène jusqu'au Miocène, d'après Cluzel et al. (2012b) et Sevin (2014).

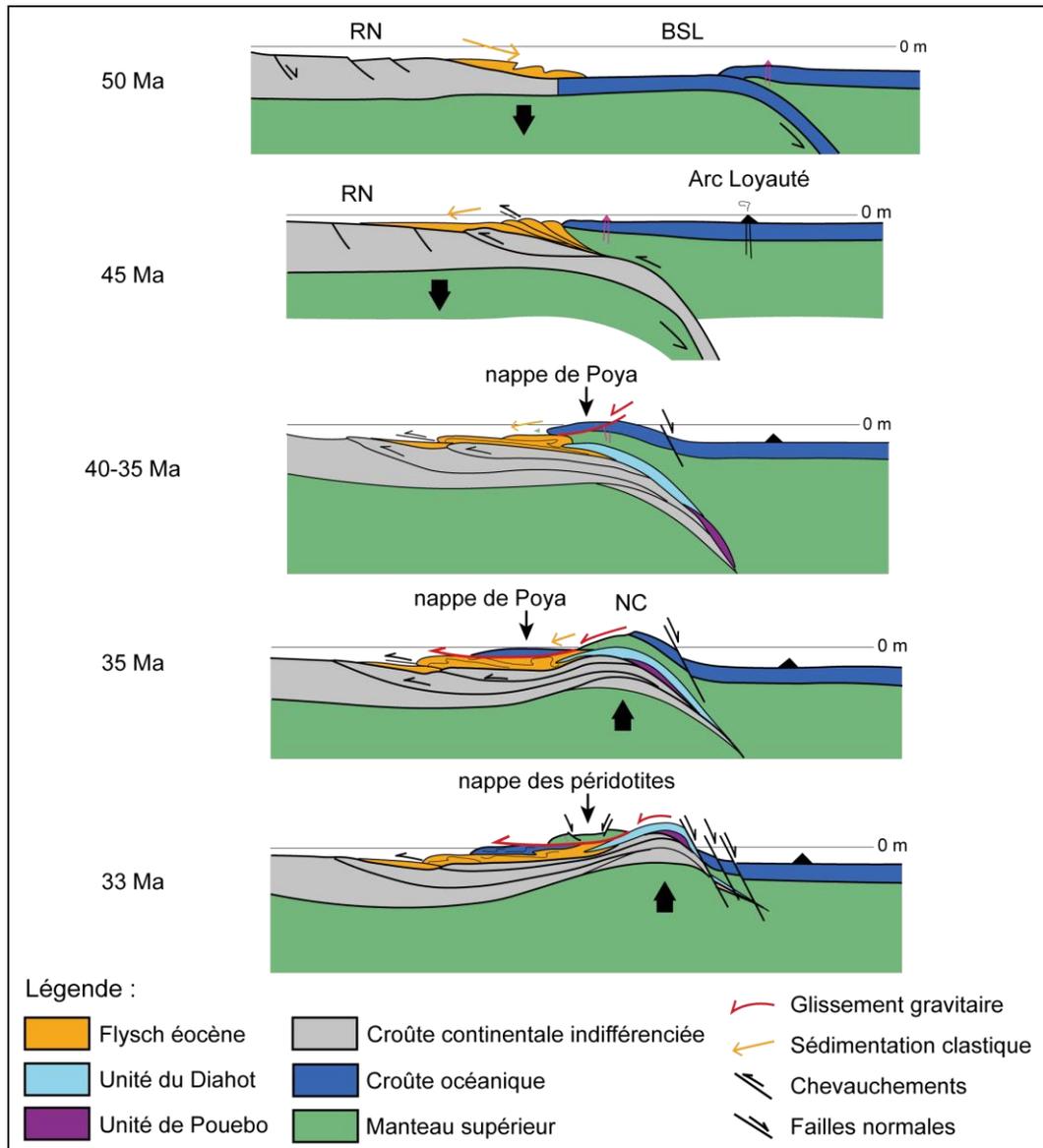


Figure 10 : Modèle géodynamique et tectonique de la mise en place des nappes ophiolitiques de la Grande Terre, modifié d'après Lagabrielle et al. (2013).

1.1.4 Oligocène à l'actuel

L'Oligocène est marqué par une lacune sédimentaire sur toute la Nouvelle-Calédonie et correspond à une période d'érosion généralisée.

Magmatisme post-obduction

Dans le Massif du Sud (à Saint Louis et Koum), des intrusions magmatiques de granodiorites post-obduction datés 27,5 et 24 Ma à partir des datations U-Pb sur des zircons magmatiques (Cluzel *et al.*, 2005; Paquette et Cluzel, 2006) recoupent la Nappe des Péridotites et son soubassement. Leur origine est discutée et associée à une subduction post-Éocène de courte durée du Bassin de Nouvelle-Calédonie sous la Nouvelle-Calédonie et à un slab breakoff pour Cluzel *et al.* (2005) ou bien à un magmatisme de type post-orogénique pour Lagabrielle *et al.* (2005).

Tectonique et mouvements verticaux au Néogène

Des déformations associées à un régime extensif sont visibles à grande échelle (Lagabrielle *et al.*, 2005). Elles résultent du rééquilibrage isostatique post obduction (*unroofing* en anglais) (Lagabrielle *et al.*, 2005; Sevin *et al.*, 2014). Certains auteurs (Sevin *et al.*, 2014) introduisent également des mouvements verticaux rapides liés à la rupture de la plaque subduite (*slab breakoff*) (Figure 9i).

Ces phases de soulèvements tectoniques et/ou de changements du niveau marin permettent également le développement de surfaces d'aplanissement étagées (Chardon et Chevillotte, 2006; Chevillotte *et al.*, 2006; Wirthmann, 1966). Ces événements seraient à l'origine de l'asymétrie générale de l'île, avec des versants pentus sur l'Est et une morphologie de submersion sur la côte Ouest (Chardon et Chevillotte, 2006).

Altération

L'essentiel de l'évolution post obduction correspond à l'émersion et à la surrection de la Nouvelle-Calédonie. Un régolithe se développe probablement sur toute l'île (Davis, 1925). La phase d'altération des péridotites donne naissance à un épais manteau d'altération et la formation des cuirasses les plus anciennes est datée de l'Oligocène Supérieur par méthodes paléo-magnétiques, 25 Ma (Sevin *et al.*, 2012). Ces formations d'altération sur péridotite seront plus spécifiquement présentées dans la partie 2.3. de ce chapitre.

Sédiments continentaux

Les massifs de péridotites sont le siège de dépôts intra-continentaux de type fluvio-lacustre. Leurs possibles âges de dépôt anciens sont très mal quantifiés. En revanche sur le récent, l'analyse de sédiments de la Plaine des Lacs (Hope et Pask, 1998) a mis en évidence que les lacs font l'objet de sédimentation depuis des dizaines de milliers d'années, avec de la matière organique accumulée datée à plus de 30 000 ans. Après cette date, les phénomènes érosifs ne permettent plus l'accumulation de la matière organique et entre 5000 et 14 000 ans le remplissage est de type altérites, marquant l'érosion de versants. Entre 15 000 et 30 000 ans, l'érosion des profils d'altération s'intensifie. Hope et Pask (1998) interprètent cela comme le résultat d'un événement climatique important vers la fin du Pléistocène, 30 000 ans av. J.-C., marqué par un changement de température et une variation du niveau marin.

Sédiments marins Néogène

Les seuls affleurements de sédiments marins post-obduction en Nouvelle-Calédonie se trouvent dans la région de Népoui (Coudray, 1977). Ils sont Miocène inférieur et sont constitués de calcaires de plateforme et de calcaires développés en milieu lagunaire intercalés de séquences détritiques plus ou moins importantes (Maurizot *et al.*, 2016). L'origine de ces formations très localisées est aujourd'hui encore mal comprise. Coudray (1978) l'interprète comme un vaste épandage deltaïque en milieu mixte carbonaté silicoclastique traduisant la naissance de grandes rivières transverses surimposées dans leur lit à la faveur de mouvements tectoniques. Sevin *et al.* (2014) l'interprètent comme le résultat d'importants mouvements verticaux liés à la rupture de la plaque subduite.

Tectonique et mouvements verticaux Plio-Pléistocène à actuel

L'histoire récente (Plio- Pléistocène à l'actuel) de la Nouvelle-Calédonie est marquée par une érosion polyphasée liée aux variations du niveau marin et aux événements tectoniques. En effet, l'arrivée dans la subduction du Vanuatu à plongement Est est l'évènement majeur qui affecte la Nouvelle-Calédonie depuis les derniers 2 ou 3 Ma (Bogdanov *et al.*, 2011; Dubois *et al.*, 1974). L'entrée de la Nouvelle-Calédonie dans le bombement lithosphérique est à l'origine du soulèvement des plateformes carbonatées qui se sont développées sur les îles Loyauté puis à leur émersion progressive pour atteindre l'altitude actuelle de 30 m pour Ouvéa, 100 m à Lifou et 90 m à Maré. En parallèle, l'ancien récif frangeant daté de 125 ka dans le Sud de la Grande Terre et à l'île des Pins a été soulevé de 10-12 m (Cabioch *et al.*, 1996).

En revanche, sur la zone d'Unia au Nord de Goro, Folcher *et al.*, (2015) mesurent un soulèvement de l'ordre de 500 m et notent que ce dernier ne peut s'expliquer par le bombement. Selon ces auteurs ce

basculement serait à l'origine de l'érosion régressive observée sur la zone et l'ouverture vers la mer de bassins endoréiques comme la Plaine des Lacs.

Enfin, une baisse du niveau marin durant les 125-4 ka (de Boer *et al.*, 2012) a eu pour effet une augmentation des phénomènes érosifs et la ré-incision de rivières. Sur la rivière des Pirogues dans le Massif du Sud, la ré-incision des formations de fluviolacustre et de la roche mère jusque 60 m est reliée à une période de plus bas niveau marin (Folcher *et al.*, 2015).

1.2 Etat des lieux des données structurales sur les péridotites

L'histoire tectonique de la Nouvelle-Calédonie présentée précédemment est à l'origine et en lien avec la fracturation observée actuellement à terre, et notamment sur les péridotites. La fracturation des péridotites résulte d'une longue évolution qui dure depuis l'expansion océanique jusqu'à l'obduction, puis l'évolution post-obduction. Il est probable que la structuration précoce et la présence d'un ensemble de filons supra-subduction contrôlent la fracturation liée aux épisodes successifs postérieurs : obduction puis post-obduction.

Dans cette partie sont présentées les données structurales observées à l'échelle de la Nappe des Péridotites, et à l'échelle des massifs dans le cas des massifs de Tiébaghi, du Kopéto, et du Massif du Sud.

1.2.1 Structuration à l'échelle de la Nappe des Péridotites

Il est reconnu par différents auteurs (Leguéré, 1976; Moutte et Paris, 1976), que les directions principales de fracturation dans les péridotites sont N130 - 150. Elles correspondent à la direction principale de l'allongement de la Grande Terre. Les directions subordonnées et probablement conjuguées sont N90, N45 et N00.

Leguéré (1976) établit une synthèse de la tectonique cassante affectant les péridotites de la Nouvelle-Calédonie : la phase 1 correspond à une phase en compression avec une direction de raccourcissement orientée N70; la phase 2 correspond également à une phase en compression avec une direction orientée cette fois N160; enfin une phase 3 correspond à des mouvements en extension qui se surimposent aux deux phases antérieures. L'extension donne naissance à un réseau de failles normales de directions majeures N50 à N90. Si ces phases sont replacées chronologiquement les unes par rapport aux autres, l'auteur ne les associe pas à des événements tectoniques régionaux. Cependant, il précise que les phases 1 et 2 sont postérieures à la mise en place de l'ophiolite mais antérieures à l'Oligocène Supérieur car la série mise en place à cette période observée à Népoui n'est pas affectée par cette tectonique compressive cassante. La phase 3 est postérieure au Miocène.

Plus récemment, Lagabrielle *et al.* (2005) et Lagabrielle et Chauvet (2008) placent les klipptes de la côte Ouest et le Massif du Sud dans deux contextes distincts. Dans leur modèle, les klipptes de la côte Ouest sont séparées du Massif du Sud par une zone de détachement reprise par des failles normales plus tardives et orientées N110 à N140 avec un pendage de 65-70° SW. Les klipptes de la côte Ouest sont caractérisées par une bordure Est orientée N140 et une bordure Ouest érosive, alors que dans le Massif du Sud, les bordures sont rectilignes et associées à des failles normales qui accommodent l'extension et l'amincissement tectonique de la Nappe des Péridotites.

Une bibliographie non exhaustive des données structurales des massifs de péridotites est présentée ici ; les études locales réalisées sur le massif de Tiébaghi, de Kopéto, et du Massif du Sud sont exposées. Les massifs étudiés sont localisés sur la Figure 7.

1.2.2 Structuration à l'échelle des massifs

Le massif de Tiébaghi

Le massif de Tiébaghi se situe au Nord de la Grande Terre, en bord de littoral. Ses flancs présentent des crêtes et des versants abrupts (pente comprise entre 15 et 30 %). Il est coiffé par un plateau cuirassé avec une pente relativement faible (environ 8 %) orientée vers le Sud-Ouest. Sur le massif de Tiébaghi, Robineau et Join (2005) observent que le relief s'organise morphologiquement selon quatre directions structurales :

- N140, axe d'allongement du plateau avec peu de répliques sur les versants ;

- N20 et N60 très fréquentes, qui dessinent le relief des versants d'amont en aval et de manière rapprochée et bien individualisée ;
- N110, très bien matérialisée dans le Nord (Fantoche) et nombreuses répliques discontinues et peu étendues dans les versants.

En 2009, le bureau d'études Mica Environnement complète les observations. Il associe les structures N140 et N170 à des décrochements subverticaux dextres nés d'une phase en transpression oblique tardi-obduction. Les fractures sont reprises en failles normales lors d'une phase extensive syn- à post altération. Suivent des rejeux successifs, basculement vers l'Ouest et vers l'Est lors des phases de réajustement vertical à l'origine de l'ouverture progressive des sillons d'altération (à la manière de horsts et grabens). Les failles N140-150 ont des pendages de 40° à 80° Nord-Est et Sud-Ouest.

Des relais de direction N50-60 décalent les sillons NO/SE. Cette dernière direction correspondrait à un axe de drainage actuel (Join *et al.*, 2005). Les dolines sont positionnées à l'intersection de structures impliquant les directions N110 et/ou N60: N20 et N110, N00, N60 et N90, N60 et N110.

Le Massif du Sud

Moutte et Paris (1977) ont étudié le Massif du Sud et utilisent la télédétection (photo-aériennes) pour définir quatre familles de failles et discontinuités, classées par ordre d'importance décroissante, dont la chronologie relative varie selon le secteur:

- N130 à N150 avec dominance N135;
- N90 à N110;
- NS;
- N50.

Ils distinguent ensuite trois secteurs structuraux : 1/ le secteur occidental et l'accident Koum / Col de Plum, 2/ le secteur central et l'accident Koum / Yaté / Goro, et 3/ le secteur Oriental. Sur le secteur occidental de la zone (Koum / Col de Plum), le système Est-Ouest est décalé par un système de direction N135 affecté à son tour par un système décrochant de direction N160, lui-même localement décalé par des discontinuités subméridiennes (NS). Sur le secteur central qui intègre la Montagne des Sources et la Plaine des Lacs, sont observées les unités dunito-gabbroïques et les intrusions calco-alkalines tardives. Ces unités sont allongées parallèlement aux accidents décrochant N160. Les directions NS et N50 sont recoupées par un réseau important N135 localement décrochant. La chronologie relative proposée sur ce secteur est le suivant : N0, N135, N90 à 130 et N30. Enfin, le secteur oriental (Kouakoué/Mamié/Goro) est marqué par l'absence de zones dunitiques importantes et par l'abondance de serpentinite. A l'Ouest, les fractures N135 sont très fréquentes et recoupées par les directions N90-110 intersectées par des fractures NS. Sur la zone séparant Ouiné et Yaté Village, les structures N135 sont recoupées par les directions N90-110 et la direction N50 qui les intersecte.

Lagabrielle *et al.* (2005) ont, quant à eux, étudié le Massif du Sud en se concentrant sur la tectonique post-Éocène. Les mouvements en extension sont nombreux et les observations réalisées sur les données acquises dans le lagon sur les dépôts syn et post obduction définissent les directions principales N90, N40-50, N00-10 et plus minoritairement N140.

L'étude réalisée par A2EP en 2011 pour Vale NC à partir de l'orientation des crêtes, rivières, linéaments et alignement des dolines définit également trois grandes familles : N135, N58 (famille secondaire) et N175 (plus marginale). La famille principale N130-140 est identifiée au niveau des dépressions et des ruptures de pente, et dans les cols. La famille secondaire N50-60 correspond, quant à elle, surtout aux lignes de crêtes et secondairement aux dépressions et chenaux. Enfin, la direction N170-180 est marquée par les lignes de crêtes et les ruptures de pente. La distribution des linéaments repérés au niveau des talwegs linéaires fait ressortir une multitude de directions dont

une direction majeure N130-140 et des directions secondaires qui sont, par ordre d'importance, N50-60, N75-85 et N170-180.

Le massif du Kopéto sur la côte Ouest

Winninger (2013) réalise une analyse des discontinuités structurales du massif de Kopéto selon deux approches : linéamentaire d'une part, et à partir de mesures de terrain d'autre part. Quatre directions majeures ont pu être mises en évidence quel que soit le site étudié sur le massif et pour les deux types d'approche : N15, N40-70, N105 et N140. Les ordres établis entre les familles en fonction de leur rôle dans la mise en place des gîtes nickélifères sont variables d'un chantier à l'autre ; cependant les structures orientées EW semblent avoir un contrôle majeur sur la minéralisation nickélifère du Kopéto.

Ce même auteur réalise la même analyse sur plusieurs chantiers du massif du Koniambo, de Poro, de Nakéty et du Massif du Sud et montre que les mêmes familles de fractures sont observées mais leur ordre d'importance peut varier.

En résumé, **à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie**, compte tenu de son histoire tectonique complexe, il a été observé un réseau de fractures qui a joué à plusieurs reprises. À l'échelle du territoire, bien que l'on constate une grande dispersion des directions structurales, **plusieurs familles sont majoritairement observées quel que soit le massif : N130–140, N50-60, et N00 et N90.**

2 La Nappe des Péridotites de Nouvelle-Calédonie

D'un point de vue géologique et économique la nappe des péridotites est certainement l'unité structurale la plus importante de Nouvelle-Calédonie. En termes de nickel, la Nouvelle-Calédonie représente 15 % de la ressource mondiale et 12 % des réserves⁶ mondiales. Elle se place ainsi comme l'une des premières réserves mondiales de nickel - cobalt (Dalvi *et al.*, 2004).

Les péridotites couvrent plus du tiers de la surface de la Grande Terre (Avias, 1967). Elles sont représentées par un grand massif dans la partie méridionale : le Massif du Sud, et un certain nombre de klippes alignées le long de la côte Ouest de la Grande Terre. Cette unité est principalement formée de roches du manteau supérieur (harzburgites et rarement lherzolites) avec quelques zones de cumulats ultrabasiqes (pyroxénites, wherlites, et dunites) à basiques (gabbros) (Prinzhofer, 1981).

2.1 La serpentinisation des péridotites

La serpentinisation (altération hydrothermale) correspond à l'**hydratation de silicates magnésiens** tels que l'olivine et les pyroxènes, principaux constituants des péridotites, et aboutit dans certaines conditions de pression et température à la formation de minéraux de serpentine, silicate magnésien riche en eau dont la formule est $Mg_3Si_2(OH)_4$, et appartenant à la famille des phyllosilicates.

Notons que la serpentinisation est en général associée à des mécanismes de haute température mais des études récentes (Bruni *et al.*, 2002; Morrill *et al.*, 2013) montrent qu'elle peut avoir lieu à basse température par réaction entre les roches ultrabasiqes et les eaux météoriques qui entrent dans le milieu. Pour le montrer ces auteurs utilisent les isotopes stables (oxygène 18 et deutérium) et démontrent que l'eau a une signature de type eau météorique et ne provient donc pas d'une origine profonde par exemple. De même, les concentrations en gaz atmosphériques inertes N₂ et Ar confirment les observations faites à partir des isotopes stables (Mazor, 1972 ; Chiodini, 1998).

La serpentinisation constitue un réseau maillé inter et intra-cristallin. La Figure 11 illustre la serpentinisation des cristaux d'olivine sur un échantillon de péridotite du massif du Koniambo en Nouvelle-Calédonie. Dewandel *et al.* (2003a) décrivent dans les péridotites d'Oman un réseau de lizardite d'épaisseur 100 μm et d'espacement quelques centaines de μm . La serpentinisation s'accompagne donc d'une microfracturation et la perméabilité de la matrice atteint ainsi 10^{-9} m/s (Dewandel *et al.*, 2005). Toujours en Oman, ces mêmes auteurs (Dewandel *et al.*, 2003a) montrent également que les veines tardives à remplissage carbonaté empruntent systématiquement le réseau préexistant de lizardite.

La serpentinisation s'accompagne d'un changement des propriétés physiques de la roche. Le volume de la roche augmente, jusqu'à 30 %, alors que la densité diminue. La densité d'une péridotite non serpentinisée est d'environ 3300 kg/m³ contre 2600 kg/m³ pour une serpentine (Marcaillou, 2011).

La serpentinisation a lieu lors du refroidissement et de l'hydratation à basse température du manteau océanique (Cluzel *et al.*, 2012b). De plus, une serpentinisation intense a lieu au niveau de la semelle tectonique avec le développement d'une mylonite porphyroclastique d'épaisseur comprise entre 10 et 200 m, formée durant l'obduction (Cluzel *et al.*, 2012b). **Les minéraux de serpentine sont en majorité de type lizardite, mais aussi antigorite, serpentine polygonale et chrysotile** (Lahondère, 2012; Quesnel *et al.*, 2016b; Ulrich *et al.*, 2014; Ulrich *et al.*, 2010).

⁶ La réserve représente la part exploitable d'un gisement d'intérêt, dans les conditions du moment, à ne pas confondre avec la ressource, qui représente l'ensemble des volumes connus.

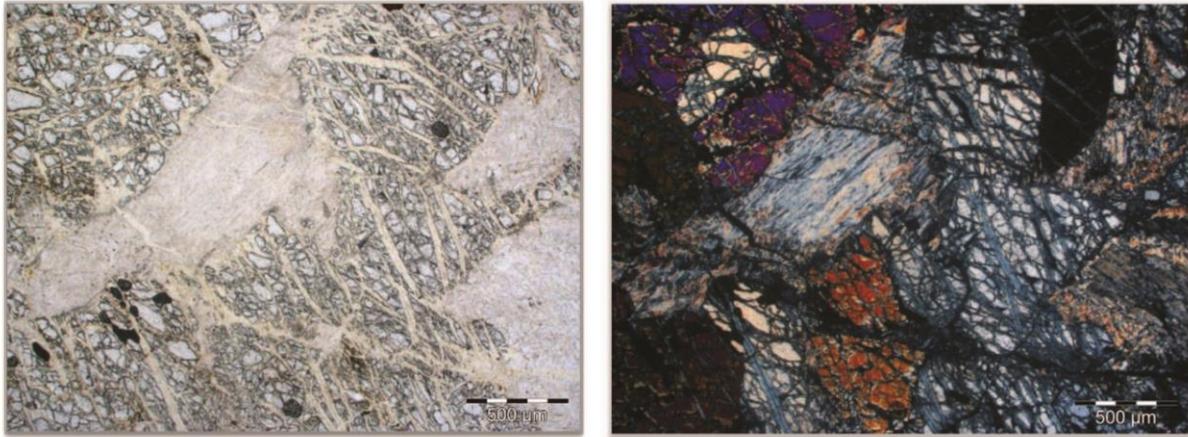


Figure 11 : Cristaux d'olivine partiellement serpentinisés sur lame mince par microscopie optique (lumière naturelle et lumière polarisée), extrait de Lahondère (2012).

Sur les massifs de Nouvelle-Calédonie, la serpentinisation des péridotites est décrite par Trescases (1975) au niveau de failles mineures et majeures. **Une serpentinisation partielle, entre 20 – 90 %** selon Orloff (1968) apparaît sur l'ensemble de la Nappe des Péridotites. Plus récemment Quesnel *et al.* (2016b) montrent sur le massif du Koniambo que le taux de serpentinisation est tel qu'en fin de compte il n'existe pas de gradation du taux de serpentinisation.

Orloff (1968) décrit « un grain d'olivine, de dimension 1 - 2 mm en moyenne, avec une bordure irrégulière de serpentine se développant le long des craquelures et des fissures ». Quesnel *et al.* (2016a) considèrent la composition en isotopes stables et le réchauffement des eaux météoriques observé dans la magnésite contenue dans la semelle de serpentine du massif du Koniambo. Ils expliquent ce réchauffement par la serpentinisation exothermique à basse température (38 – 77°C). Frost *et al.* (2013) étudient également le réseau serpentineux dans les dunités de Nouvelle-Calédonie et décrivent trois types de veines de serpentine, dont la taille varie entre 50-100 µm de large jusqu'à l'échelle centimétrique.

Enfin, les auteurs s'accordent pour mettre en évidence le lien entre le réseau de serpentine, la fracturation et les écoulements, à l'origine des pièges de nickel notamment (Cathelineau *et al.*, 2016; Leguéré, 1976).

2.2 Les mécanismes de l'altération des péridotites en milieu tropical

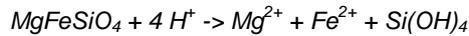
2.2.1 L'altération supergène

L'altération chimique est fondamentalement la conséquence du déséquilibre chimique entre l'eau météorique et les roches ultrabasiques. Les eaux de pluie peuvent être acides et oxydantes et parfois réductrices (lorsque la matière organique est importante ou due à la présence de fer divalent réduit) (Ricordel-Prognon *et al.*, 2009).

L'altération chimique des péridotites consiste d'abord en **l'hydrolyse des silicates** constitutifs de la roche, l'olivine et les pyroxènes, et est à l'origine de la genèse des gîtes nickélifères. Des réactions d'oxydo-réduction interviennent également sur les résidus solides de la réaction d'hydrolyse. De ces deux types de réactions résultent une mise en solution de certains ions, et la néo-formation de minéraux.

L'hydrolyse des silicates de type olivine et pyroxènes s'apparente à une dissolution partielle avec évacuation des éléments les plus solubles et immobilisation sur place, souvent sous forme de

composés mal cristallisés ou amorphes, d'autres éléments. Si et Mg s'en vont, Fe reste de même que Ni et Co. Les éléments solubles représentent plus de 80 % de la roche initiale (Sevin, 2014). Dans la suite du document les termes hydrolyse ou dissolution seront utilisés pour désigner cette dissolution partielle. La réaction générale de l'hydrolyse s'écrit (Trescases, 1975) :



Silicate ferromagnésien + protons -> cations très solubles + cations peu solubles + acide silicique

Le **second aspect de ce processus majeur de météorisation chimique est l'oxydo-réduction** (Trescases, 1975) et concerne surtout les minéraux résultant de l'hydrolyse. Ce processus conduit principalement à la formation de la goéthite et de l'hématite présentes en grande majorité dans les horizons supérieurs du profil d'altération.

Les minéraux constituant les intrusifs peuvent également être altérés. Ainsi on observe des lentilles ou veines blanches de grande envergure dans les horizons altérés des péridotites. Elles sont issues de l'altération d'intrusions de wherlites à plagioclase et gabbros. Elles présentent des proportions variables de phyllosilicates dioctaédriques (kaolinite et halloysite) et d'hydroxydes alumineux (gibbsite) (Bailly *et al.*, 2014).

Enfin, si la serpentine s'altère moins que l'olivine ou les pyroxènes (Goldich, 1938), l'altération supergène de la serpentine est peu connue. Comme tout phyllosilicate, la serpentine pourrait avoir un comportement gonflant et créer également de la microfissuration (aucune référence n'a été trouvée à ce sujet).

2.2.2 L'érosion mécanique

L'altération physique résulte des processus de décompression en surface, de la répétition des cycles thermiques et hygrométriques ou des processus de bioturbations (microorganismes, végétaux supérieurs, animaux) et conduit à la fragmentation de la roche (Ricordel-Prognon *et al.*, 2009). Dans le cas des péridotites de Nouvelle-Calédonie, la très faible granulométrie d'une partie des produits d'altération favorise doublement l'érosion, superficielle d'une part, mais également par voie souterraine.

L'érosion superficielle

La granulométrie de l'horizon supérieur du manteau d'altération (les latérites Figure 14) est pour environ **80 % inférieure à 75 µm**. Les latérites constituent donc un niveau facilement lessivé. La charge en matières en suspension lors d'événements pluvieux peut varier entre 2 mg/l et 28 g/l (Allenbach, 2015a). La Figure 12 illustre la turbidité d'un creek après un évènement pluvieux important sur le secteur de Poro, sur la côte Est. Les mécanismes d'érosion superficielle et de transport de particules fines a fait l'objet d'un programme CNRT « Petits Bassins Versants Miniers » (2010 – 2014) auquel il convient de se référer pour plus d'informations.



Figure 12 : Augmentation de la turbidité dans la rivière du village de Poro et à son embouchure après la forte pluie du 29 avril 2011 (132,5 mm), extrait du rapport final du projet CNRT « Petits Bassins Versants Miniers » (Allenbach, 2015b).

L'érosion interne

Un processus important de l'érosion, spécifique aux péridotites altérées, consiste en l'entraînement interne des éléments fins, résidus de l'altération chimique et restés au contact de la roche saine. Ces sols métastables sont, sous conditions climatiques humides, très sensibles aux processus d'érosion interne générés par les écoulements souterrains de faible ou moyenne profondeur (Ledoux *et al.*, 2007; Maurizot *et al.*, 2002; Maurizot *et al.*, 2004). Ce soutirage provoque l'apparition de cavités et d'effondrements. Laganier (1994) évoque ce mécanisme de « suffosion » pour expliquer les lavakas observés sur les massifs de péridotites.

2.2.3 Synthèse

La combinaison de l'altération chimique et mécanique contribue ainsi à la grande variation de volume dans les péridotites altérées. Conséquence de la résorption partielle du protolithe et du tassement naturel des niveaux altérés, des instabilités sont localement observées. Ces mécanismes sont notamment évoqués par Genna (2005a) pour expliquer la formation des dolines d'effondrement, Figure 13.

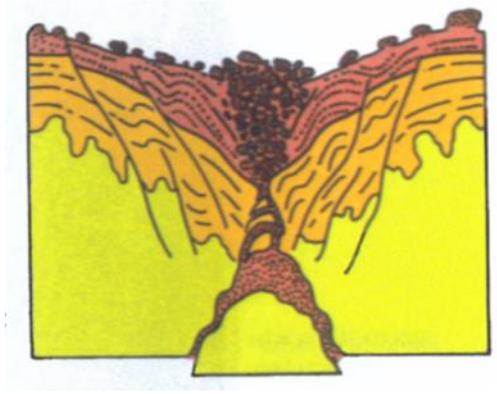


Figure 13 : Schéma d'une doline d'effondrement (Genna et al., 2005a).

2.3 Caractéristiques du profil d'altération des péridotites

Au cours de l'altération supergène, les minéraux primaires, à savoir l'olivine et les pyroxènes, vont être hydrolysés et les mécanismes d'oxydo-réduction intervenant également et successivement, le profil d'altération sur les péridotites se développe. Il est constitué de cinq horizons principaux, décrits ci-après et présentés sur la Figure 14. Sur cette figure sont également présentées les terminologies spécifiques au géologue, à l'altérologue, mais aussi au mineur calédonien.

2.3.1 Les horizons du manteau d'altération

Au sommet du profil la **cuirasse, massive ou parfois démantelée**, est composée principalement d'oxy-hydroxydes de fer (goethite et/ou hématite). Elle peut aussi être vacuolaire lorsqu'elle est en phase de démantèlement. Elle souligne les différentes surfaces d'altération (paléo-surfaces) (Chevillotte et al., 2006). Au mur de la cuirasse sont parfois observés des pisolithes allochtones. Ce niveau est très souvent érodé et absent dans les pentes.

La **latérite rouge** contient des éléments de granulométrie variée ; toutes les structures de la roche y sont remaniées bien qu'il s'agisse d'une altération *in situ*, ce qui lui vaut le terme d'**allotérite**. Ce niveau est presque exclusivement composé de goethite.

La **latérite jaune, appelée aussi saprolite fine** est composée d'éléments très fins (goethite principalement) qui lui confèrent une texture plutôt plastique bien que totalement dépourvue de minéraux argileux (sauf cas d'intrusion locale ou différenciation de roches (Avias, 1978)). Cet horizon conserve les structures héritées de la roche mère; on parle également d'**isaltérite**.

La **saprolite, ou saprolite grossière** contient des fragments de roche non totalement altérée, de taille supérieure à la taille de libération des cristaux, emballés dans une matrice de latérite ; elle est chimiquement très hétérogène. La texture de la roche est bien conservée bien qu'elle ait subi une perte de masse significative. Ce niveau représente l'horizon de minerai de nickel dit « silicaté ». On trouve des minéraux néoformés comme la garniérite riche en nickel (jusque 20 % de Ni) qui correspond à un mélange de phases silicatées nickélifères (népouite, willemséite et pimélite) (Pelletier, 2003; Sevin, 2014).

Le terme de **saprock** est également rencontré. Il est utilisé pour désigner la péridotite altérée avec une altération de moins de 20 % (Freyssinet et al., 2005). Il se situe sous le niveau des saprolites grossières, et au-dessus de la roche saine. L'interface entre ces trois niveaux : saprolites grossières, saprock et la roche saine peut présenter une gradualité et une géométrie complexes.

La **péridotite** qui correspond à la roche mère est très fissurée / fracturée. Elle est visible sur les ruptures de pentes et au niveau des talwegs. A l'échelle de l'affleurement la densité de fractures est très variable. Elle est composée principalement de harzburgite, et localement de dunite.

Précisons qu'une typologie existe également localement pour décrire le taux de serpentinisation de la roche mère (Orloff, 1968) : basal, normal, intermédiaire et supérieur, de la semelle vers le haut de l'ophiolite.

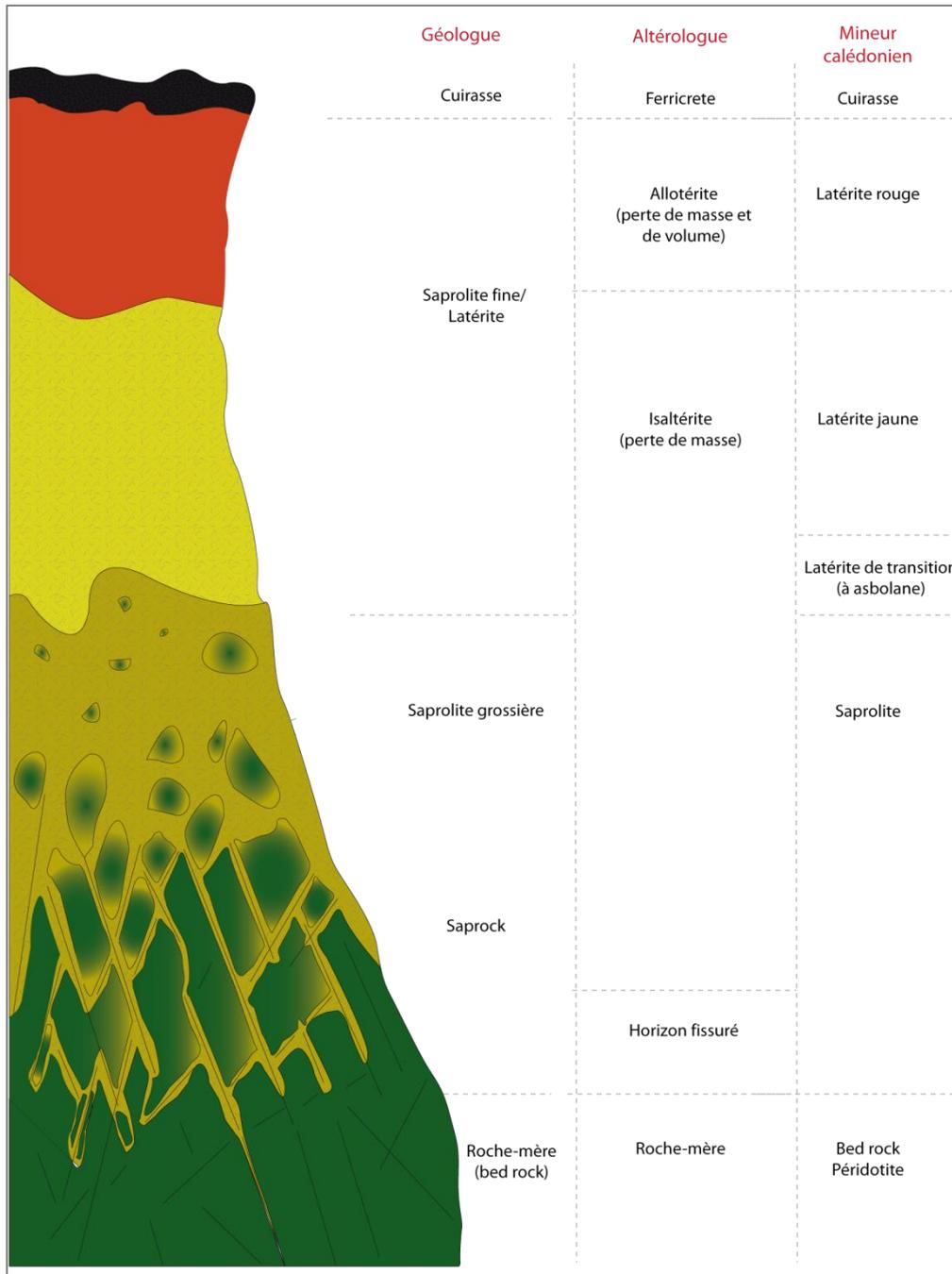


Figure 14 : Profil d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie et nomenclature des géologues, altérologues et mineurs calédoniens (d'après Sevin, 2014).

2.3.2 Minéralogie et géochimie du profil

L'altération supergène des péridotites aboutit essentiellement à une accumulation relative d'oxyhydroxydes de fer, d'oxydes de manganèse (asbolane) et plus rarement de minéraux argileux (associés à la présence de cumulats gabbroïques ou de roches intrusives). Sont observés également des minéraux néoformés silicatés et carbonatés.

Le terme **garniérite**, très répandu dans le langage calédonien, est un **terme générique pour les silicates hydratés nickelifères** d'un vert très prononcé. Le pôle magnésien des silicates hydratés, d'apparence blanchâtre, est la deweylite (Sevin, 2014). D'autres minéraux néoformés correspondent aux carbonates et notamment le carbonate de magnésium (magnésite ou giobertite).

Ainsi, les gîtes nickélifères latéritiques comprennent deux catégories :

- les gîtes « riches » de type silicaté où la teneur en nickel est essentiellement due à la présence de silicates ferro-magnésiens nickélifères (appelés souvent minerais garniéritiques) ;
- les gîtes « faibles teneurs » de type oxydé dits latéritiques où la teneur en nickel est due à un enrichissement de la phase résiduelle hydroxydée (goethite surtout) en ions nickel.

L'ordre de stabilité des minéraux défini par Goldich (1938) définit l'ordre de résistance à l'altération avec, du plus résistant au moins résistant : la chromite, la serpentine, le pyroxène puis l'olivine.

En effet, outre le nickel et le fer, les constituants des roches ultrabasiques sont essentiellement le silicium et le magnésium, tous deux mobiles dans le profil de par leur forte solubilité dans les conditions de surface (Trescases, 1975). L'aluminium est peu présent, mais également très peu soluble.

La mobilité des éléments habituellement présents dans l'association roches ultrabasiques / latérites peut être classée en trois types :

- les éléments très solubles et très mobiles, ou lixiviés : Ca, Na, Mg, K et Si ;
- les éléments non solubles et non mobiles, ou résiduels : Al, Fe et Cr ;
- les éléments limités en solubilité et mobilité, qui peuvent subir un enrichissement supergène : Ni, Co et Mn.

La Figure 15 (Maurizot *et al.*, accepté) présente une synthèse des caractéristiques du profil d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie, d'un point de vue minéralogique, mais également géochimique.

Les concentrations en silice et magnésium décroissent vers le haut de la roche mère à la saprolite grossière, puis diminuent brutalement dans la saprolite fine. Le fer évolue de façon inverse. Le manganèse (non représenté sur la Figure 15) est corrélé avec le cobalt, et l'aluminium est lui corrélé avec le chrome. Notons que ces diagrammes correspondent à des moyennes et que localement des variabilités spatiales importantes existent (Dublet *et al.*, 2012).

L'évolution géochimique est assez comparable d'un profil d'altération à l'autre. Les différences résultent de la nature de la roche mère et de l'existence de filons.

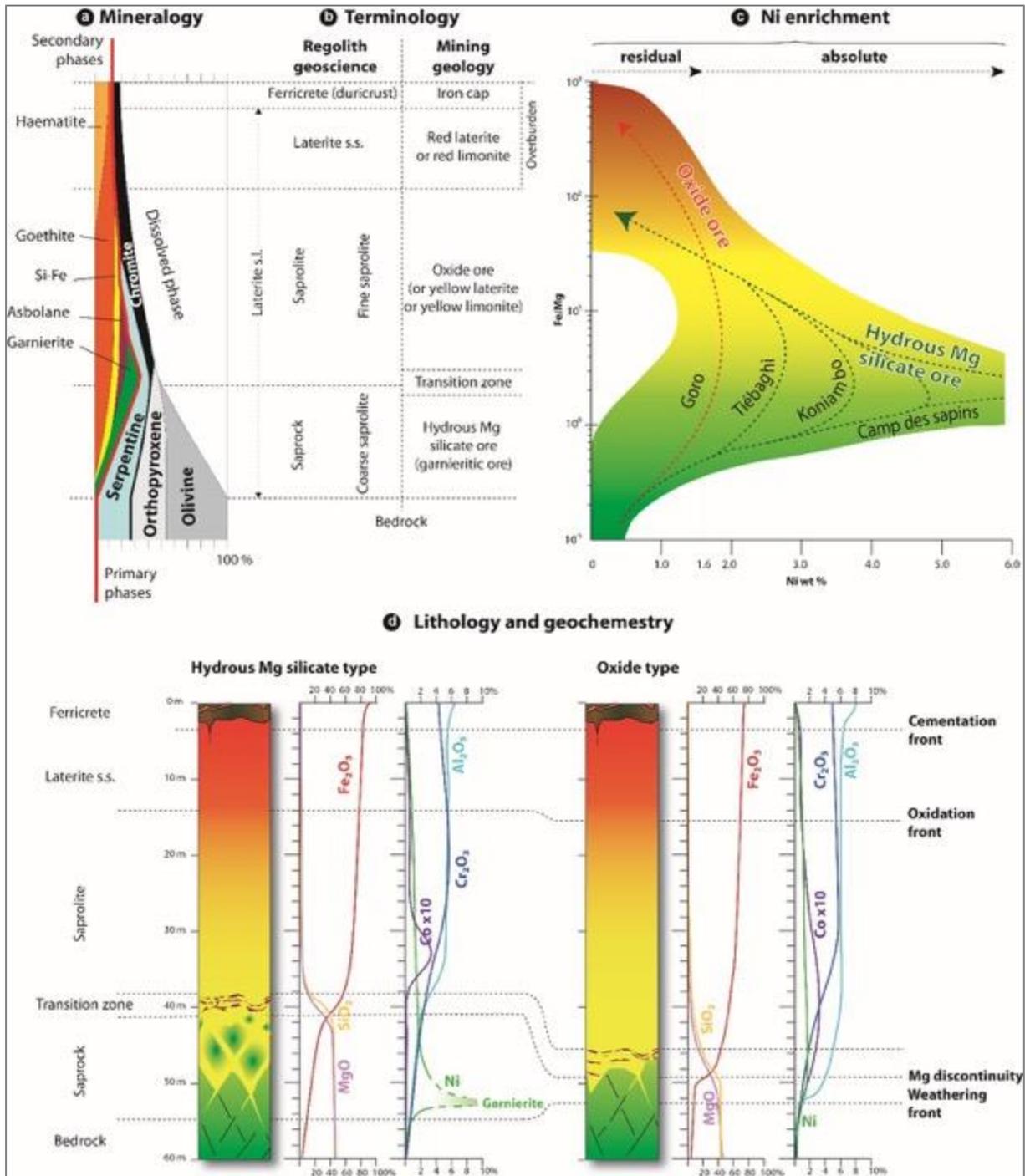


Figure 15 : Caractéristiques minéralogiques et géochimiques du profil d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie : a) distribution et proportion des phases minérales du profil d'altération (d'après Trescases, 1975) ; b) terminologie des niveaux du profil ; c) teneur en nickel et indice d'altération $[\log(\text{Fe}/\text{Mg})]$ et lien avec les différents types de minerais (d'après Bailly et al., 2014) ; d) typologie des minerais et variations des éléments majeurs et traces dans le profil (d'après Bailly et al. (2014), Latham (1986), Pelletier, (1983) et Sevin (2014)). Figure extraite de Maurizot et al., accepté.

3 Les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie

Dans cette partie sont présentés les différents contextes climatiques et géomorphologiques des massifs de péridotites de la Nouvelle-Calédonie. Enfin des données seront présentées sur la lithologie et la variabilité des épaisseurs du profil d'altération de plusieurs massifs de péridotites.

3.1 Climat

3.1.1 Contexte climatique régional

La Nouvelle-Calédonie est située en région subtropicale et subit donc les influences à la fois tropicales et tempérées. L'atmosphère est caractérisée par des classes de phénomènes reconnaissables qu'on appelle « régimes » ou « types » de temps qui dépendent de deux facteurs principaux : un facteur d'origine tropicale, la position de la zone de convergence du Pacifique Sud (ZCPS), et un facteur d'origine tempérée, la position des anticyclones et dépressions mobiles (par opposition aux dépressions et anticyclones permanents) (Météo France, 2007). On distingue ainsi :

- Le courant d'alizé ;
- La convergence de grande échelle ;
- Le courant d'est ;
- Le courant d'ouest ;
- Le régime anticyclonique ;
- Le régime dit « tropical ».

Ces régimes de temps sont plus ou moins fréquents tout au long de l'année (régime d'alizé). Certains sont plus saisonniers (régime tropical absent de mai à novembre, courant d'Ouest presque exclu de novembre à avril). Il en résulte un découpage en deux saisons principales qui s'enchaînent progressivement (on parle parfois d'intersaisons) :

- la saison chaude, centrée sur le premier trimestre, où l'influence tropicale est prédominante et le temps rythmé par la position de la zone de convergence du Pacifique Sud (ZCPS) et de la zone de convergence InterTropicale (ZCIT), ainsi que par les trajectoires des dépressions tropicales. Les précipitations sont abondantes et les températures moyennes sont élevées, bien que les extrêmes soient limités par l'influence maritime et l'alizé ;
- en saison fraîche, de juin à septembre, la ZCIT se trouve dans l'hémisphère Nord et la ZCPS se décale vers le Nord-Est. Les perturbations d'origine polaire remontent vers le Nord et les fronts froids associés peuvent affecter la Nouvelle-Calédonie où ils se manifestent par des précipitations et parfois des « coups d'Ouest ». Ces épisodes perturbés interrompent un temps généralement sec et frais avec des températures minimales basses en certaines régions.

La transition entre ces deux saisons n'est pas toujours évidente à distinguer :

- la saison sèche, d'août à novembre, est à cheval entre la saison fraîche et la saison chaude. Cette partie de l'année se caractérise par des précipitations très faibles associées à des températures fraîches la nuit, mais de plus en plus élevées la journée sous l'action du rayonnement solaire qui atteint son maximum en décembre. L'évapotranspiration très importante n'est pas compensée par les maigres précipitations. Le retour des précipitations est donc très attendu, mais il peut être dramatiquement retardé par les épisodes El Niño.
- En fin de saison chaude / début de saison fraîche, la température de l'eau de mer encore chaude peut favoriser la formations d'épisodes pluvio-orageux importants, voire de dépressions subtropicales.

3.1.2 Variabilité géographique

On observe en Nouvelle-Calédonie un double gradient de précipitations de l'Ouest vers l'Est, et du Sud vers le Nord. La Chaîne Centrale, les vents et la convection jouent un rôle très important dans la répartition des précipitations. La côte au vent (côte Est) est beaucoup plus arrosée que la côte sous le vent (côte Ouest). Les quantités précipitées sont aussi fonction de l'altitude, les sommets étant plus arrosés que les plaines. Cette influence de l'altitude est prise en compte par le modèle Aurelhy conçu par Météo France pour cartographier les précipitations moyennes annuelles (Leou Tham, 2005) présentées sur la Figure 17.

Concernant la variabilité de la température, l'environnement géographique a une influence prépondérante sur les températures qui varient en fonction de l'altitude, de la proximité de la mer qui tempère les températures extrêmes par inertie thermique, du relief (dans les vallées les températures minimales sont plus fraîches et les amplitudes quotidiennes sont limitées par le brassage de l'air au sommet des reliefs), de la composition des sols et du type de végétation qui absorbent différemment le rayonnement solaire, et enfin en fonction de la latitude, qui crée un gradient Nord/Sud, même faible. Les variabilités thermiques sont représentées par comparaison entre les chroniques de température sur quelques massifs de péridotites, Figure 17. La variabilité des précipitations est également représentée sur la Figure 16 où les cumuls annuels sont compris entre 1500 et 3200 mm/an.

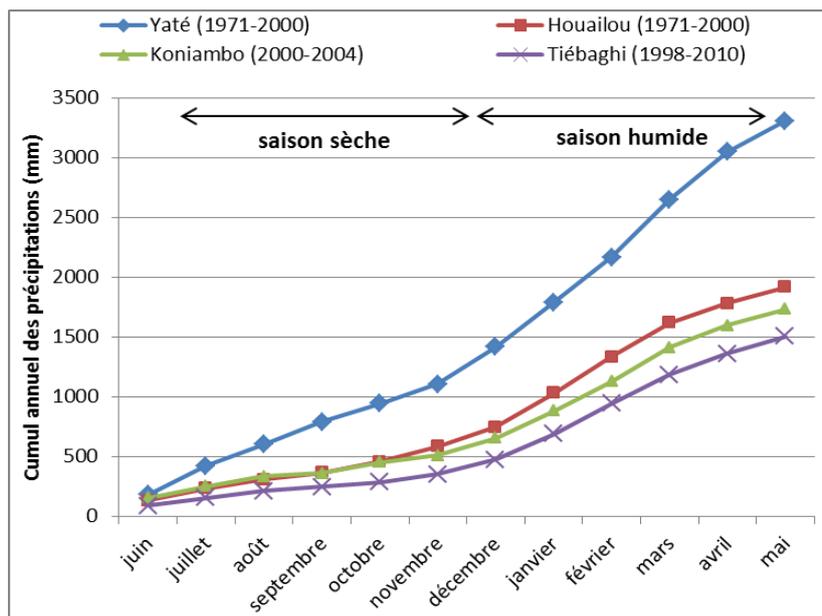


Figure 16 : Cumul annuel de précipitations sur quatre stations : Yaté, Houailou, Koniambo et Tiébaghi.

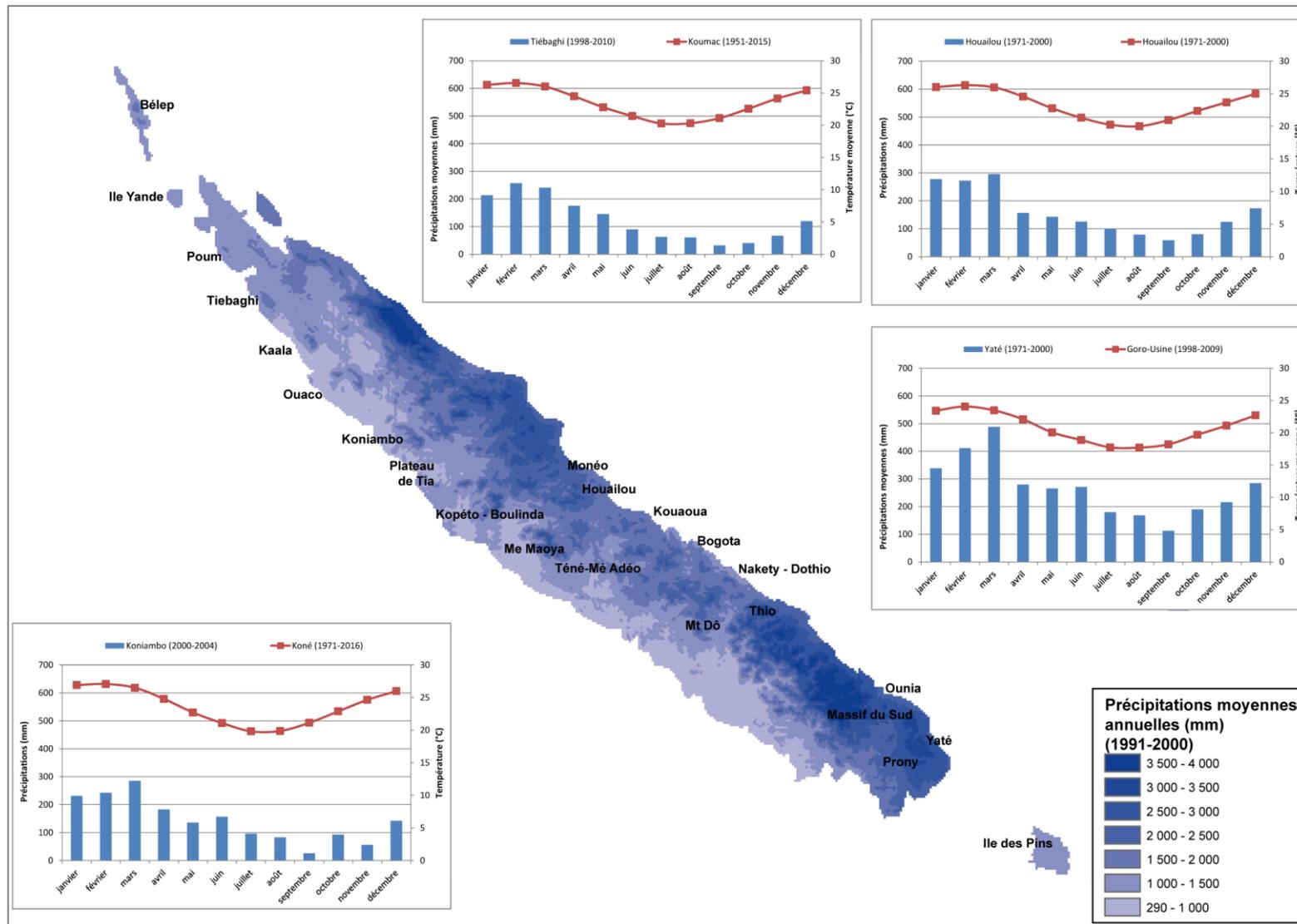


Figure 17 : Cartographie des précipitations moyennes annuelles 1991-2000, en mm, reconstituées par la méthode Aurelhy utilisée par Météo France, et chroniques mensuelles de pluie et de température pour les secteurs de Tiébaghi, Koniambo, Houailou et du Massif du Sud.

3.2 Géomorphologie

Les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie consistent en une vaste nappe en partie méridionale, le Massif du Sud, et un certain nombre de klippes alignées le long de la côte ouest de l'île.

Les klippes de la côte Ouest présentent des surfaces cuirassées à des altitudes différentes, Figure 19. Deux hypothèses peuvent expliquer cet étagement : des phases d'aplanissement distinctes associées à des cycles d'altération et d'érosion propices à l'individualisation de surfaces étagées (Chevillotte *et al.*, 2006), ou un démantèlement de la nappe ophiolitique au cours d'épisodes tectoniques post-obduction (Lagabrielle et Chauvet, 2008; Lagabrielle *et al.*, 2005).

Quoi qu'il en soit, les taux d'érosion et de surrection sont les plus importants au centre et au Nord de l'île. Dans le Massif du Sud en effet, l'érosion des surfaces cuirassées est moins poussée, et on observe des morphologies de bassins étagés d'altitude décroissante vers le Sud. Trescases (1975) propose, pour expliquer cette morphologie, un modèle de formation des bassins entourés de crêtes rocheuses, repris par Genna (2005a) et présenté sur la Figure 18. Cette morphologie initiale se retrouve inversée par les effets de soulèvement, plus ou moins importants, et les massifs sont plus ou moins disséqués par les réseaux hydrographiques.

Ainsi, on distingue les massifs de type « bassin » ou de type « plateau », ce dernier pouvant être divisé en « plateau disséqué » où le réseau hydrographique a fortement incisé le plateau, ou en « plateau » sous-entendu non disséqué. Maurizot *et al.* (accepté) introduisent même les massifs « de pente » sur lesquels aucune surface cuirassée ne persiste. La Figure 20 présente les profils de massifs caractéristiques de ces trois géomorphologies.

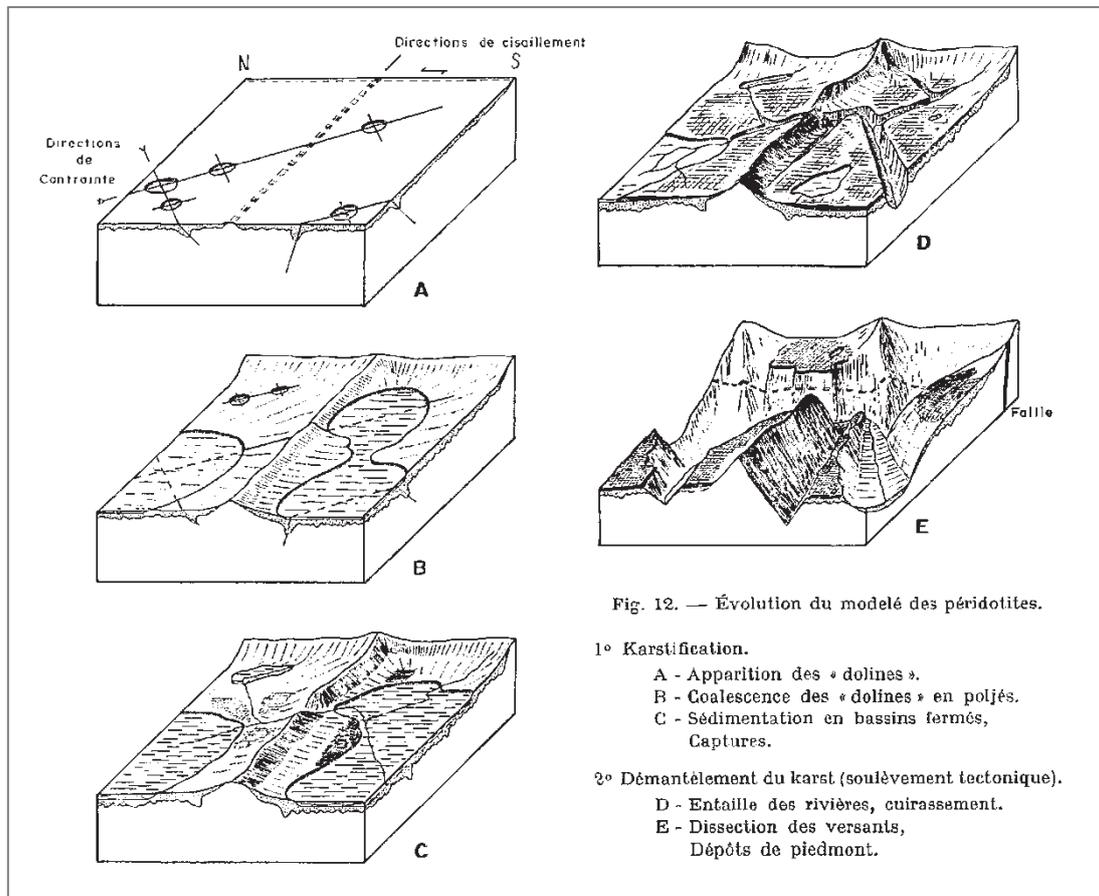
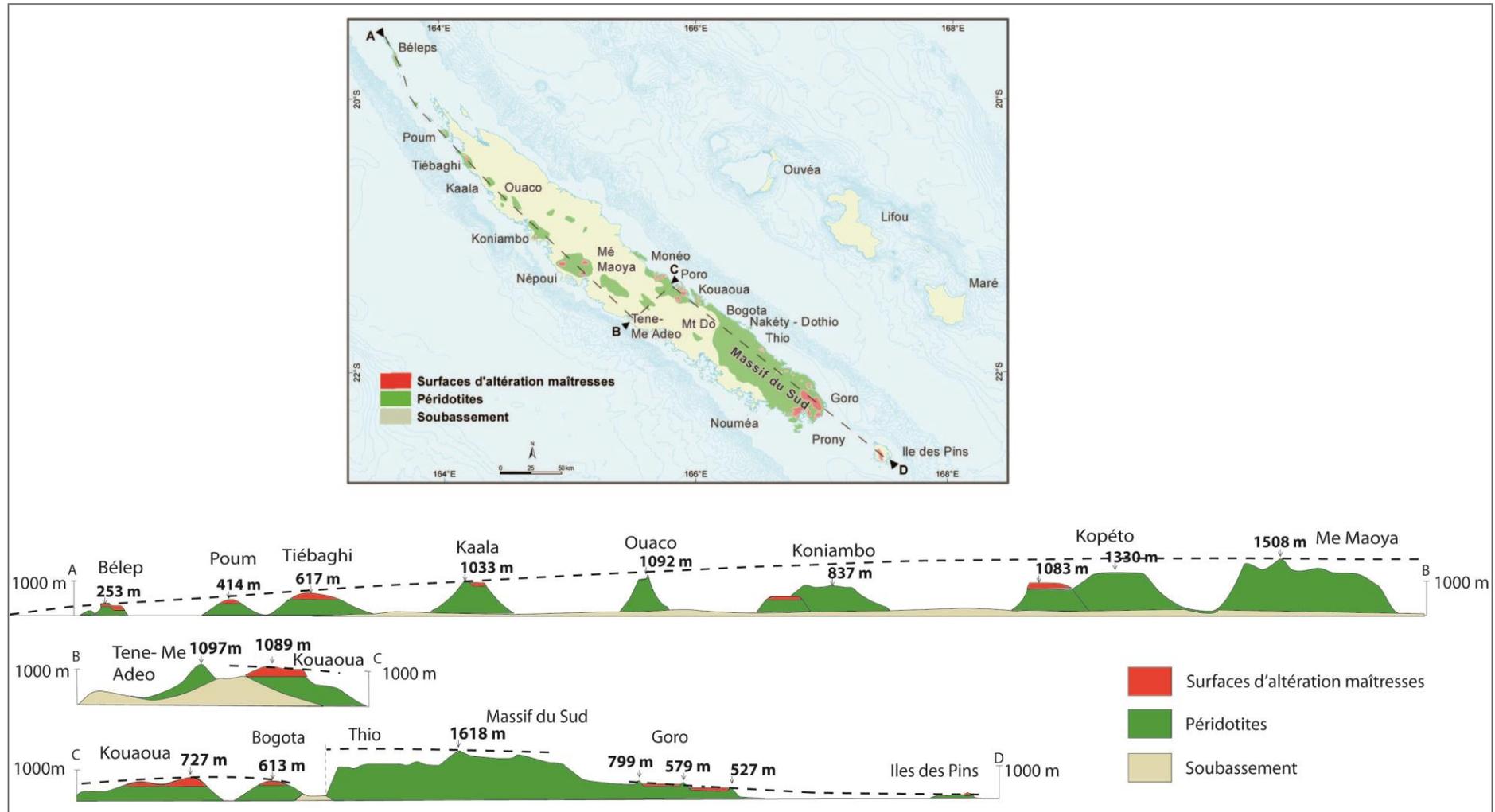


Figure 18 : Evolution du modelé des péridotites (Trescases, 1975).



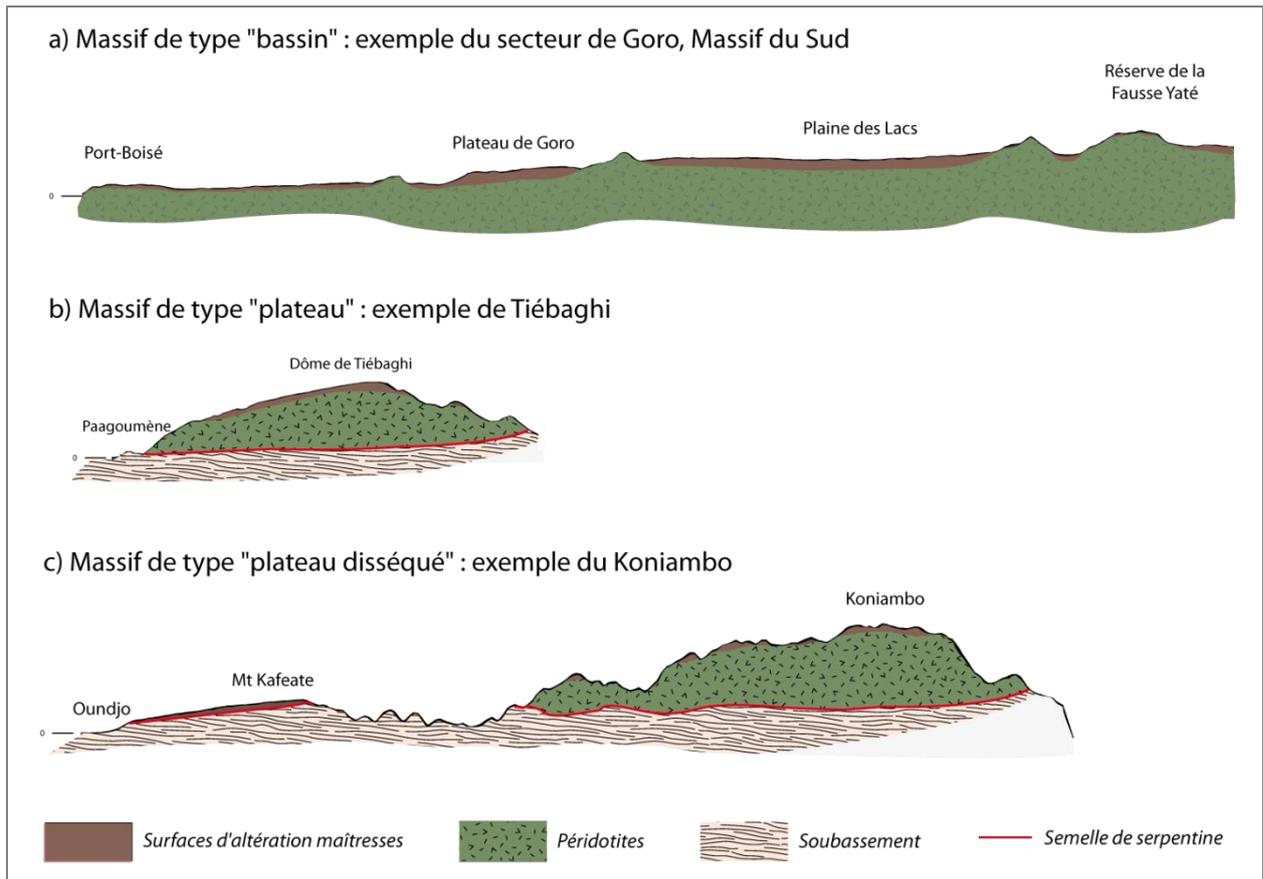


Figure 20 : Profils topographiques simplifiés des massifs de Goro, Tiébaghi et Koniambo (d'après Sevin, 2014).

3.3 Lithologie et profil d'altération

Il est reconnu que les harzburgites dominent dans la partie centrale de la Grande Terre, et qu'elles sont localement intercalées par des niveaux à dunite, à pyroxénite, et plus rarement par des intrusions de gabbros (Bailly *et al.*, 2014). Le Sud de l'île est marqué par des niveaux dunitiques décimétriques et pyroxénolitiques centimétriques qui s'intercalent dans les harzburgites. De nombreuses intrusions de wherlites à plagioclases et de gabbros associés aux cumulats permettent d'affirmer que la partie sommitale de la séquence ophiolitique est représentée dans le Massif du Sud.

Dans le Nord de l'île, les filons sont abondants sur les massifs de Poum et de Tiébaghi. Les harzburgites sont remplacées par des lherzolites à plagioclases (Moutte, 1979), caractéristiques de la partie basse de la séquence ophiolitique. De grandes enclaves à dunite et spinelle chromifère sont fréquentes et des intrusions gabbroïques sont localement observées. Le profil d'altération met en évidence un « horizon supérieur acide » (HSA) et un niveau discontinu de « gley » (nontronite⁷) (SLN, 2009). Au pied des massifs, proche de la semelle tectonique, des écailles de serpentine sont observées, associées à un réseau de veinules de magnésite (carbonate de magnésium ou giobertite).

Les épaisseurs du profil d'altération sont variables, principalement contrôlés par le contexte morphologique (Bailly *et al.*, 2014). Le Tableau 2 présente les épaisseurs moyennes des horizons du profil d'altération.

⁷ Nontronite : argile gonflante de la famille des smectites.

Tableau 2 : Epaisseurs moyennes des niveaux d'altération dans quelques exemples de profils (d'après Sevin 2014).

Epaisseur (m)	Kouaoua*	Ile des Pins*	Coulée*	Rivière des Pirogues*	Goro**	Tiébaghi **, ***	Nakety ****
Cuirasse	1	0	0,5	1	3,5	4,5	2
Latérite rouge	5	2,5	3	1	6		16
Latérite jaune (transition compris)/Saprolite fine	17,5	6,5	11	28	31	13	
Saprolite grossière	3,5	1	0,5	1	11	10	10

* Trescases (1975), ** Bailly et al. (2014), *** SLN (2009),

**** Société des Mines de Tontouta (2012)

Chapitre 2 - Caractérisation hydrogéologique du manteau d'altération

La nappe des péridotites qui couvre actuellement le tiers de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie résulte nous l'avons vu, de l'obduction d'une nappe unique à l'Eocène supérieur. Cette nappe correspond principalement aux roches du manteau supérieur (harzburgites et plus rarement lherzolites, pour les massifs du Nord de la côte Ouest), et plus rarement aux formations ultrabasiques (pyroxénites, wehrlites et dunités) et basiques (gabbros cumulats) (Cluzel *et al.*, 2012b; Prinzhofer *et al.*, 1980; Ulrich *et al.*, 2010). Le manteau d'altération qui surmonte les péridotites est un système multicouche dont chaque horizon présente une structure et une texture spécifiques qui lui confèrent des caractéristiques hydrodynamiques particulières.

Ce chapitre débutera par un état des connaissances de la structure de l'hydrosystème des péridotites de Nouvelle-Calédonie. La description de « curiosités hydrogéologiques » sera réalisée, à partir d'observations de terrain « naturalistes » qui révèlent de nombreux indices d'un fonctionnement hydrogéologique complexe, à composante pseudo-karstique très localisée. Ensuite, les outils classiques de l'hydrogéologie seront utilisés, à partir de données existantes compilées, et de données nouvellement acquises suite à des essais de terrain.

Compte-tenu des différents contextes morphologiques et climatiques, des campagnes de terrain ont été réalisées sur le plus grand nombre de massifs avec une attention particulière pour couvrir les trois contextes morphologiques : plateau disséqué, ou non disséqué, et bassin.

Cependant, l'instrumentation et la donnée existante sur les massifs ont également contraint les analyses et les essais qui ont été menés. Ainsi, les massifs miniers ayant été plus particulièrement étudiés sont :

- le massif de Tiébaghi, exploité actuellement par la SLN : il se situe sur le Nord de la côte Ouest où la pluviométrie est plutôt faible (entre 1100 et 1800 mm/an). La géomorphologie est de type plateau non disséqué. Ce massif a fait l'objet d'études et d'acquisition de données importantes (Costis, 2004; Dubois et Join, 2007; Retour, 2005; Robineau et Join, 2005). De plus, le massif de Tiébaghi ayant fait l'objet d'une exploitation de minerai de chrome, une galerie souterraine existe et offre un accès unique à la roche mère profonde non altérée ;
- le massif du Koniambo, exploité actuellement par KNS SAS : il se situe sur la côte Ouest également. La pluviométrie est comprise entre 1500 et 2300 mm/an. Un réseau hydrographique a fortement incisé le massif. Il constitue un relief trapu, bien qu'entaillé par une érosion active. Il a fait l'objet d'un suivi hydrologique important et dispose de données historiques importantes, notamment des essais hydrauliques sur quatre forages profonds de 200 m réalisés sur le haut du massif (Golder Associates, 2005a) ;
- le secteur de Goro dans le Massif du Sud, exploité actuellement par Vale NC : il se situe à l'extrémité Sud de la Grande Terre où les pluviométries sont maximales (entre 2500 et 3200 mm/an). Il constitue un ensemble caractéristique de morphologie de bassin à l'origine des gisements latéritiques, et dispose d'un réseau de suivi extrêmement dense et complet avec pour la grande majorité des plateformes de deux piézomètres avec un ouvrage captant les latérites (piézomètre court noté PEC), et un ouvrage captant les saprolites grossières ou péridotites (piézomètre long noté PEL).

Enfin, il est important de noter que sur la plupart des massifs, à l'échelle locale, on peut rencontrer des contextes de plateau ou de bassin. L'exemple parfait est le massif du Koniambo, qui certes représente le massif de type « plateau disséqué » mais qui, localement, présente un secteur typique du type « plateau non disséqué » avec un plateau cuirassé et des épaisseurs de latérites de l'ordre de la vingtaine de mètres (Ponga, 2004).

Au travers de ces trois massifs, les contextes climatiques et géomorphologiques des massifs de péridotites sont couverts et les observations réalisées sur ces massifs intègrent *a priori* ceux des autres massifs.

1 Particularités de l'hydrosystème péridotitique calédonien

Comme on l'a vu, les péridotites peuvent être assimilées aux milieux fracturés. La structure de l'hydrosystème des péridotites est bien sûr dépendante de celle du profil d'altération. Cette partie présente l'état des connaissances de l'hydrosystème des péridotites.

1.1 L'hydrosystème du profil d'altération

Les études menées par l'IRD (Join *et al.*, 2005), par le BRGM (Genna *et al.*, 2005a; Genna *et al.*, 2005b) et par les compagnies minières (Camus *et al.*, 2015; SLN, 2009; Vale Nouvelle-Calédonie, 2015), pour n'en citer que quelques-unes, ont permis de définir un modèle conceptuel du système hydrogéologique des massifs de péridotites. La Figure 22 présente le profil d'altération et les niveaux hydrogéologiques correspondant.

Aquifère supérieur, temporaire de la cuirasse

La cuirasse, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres, présente une double perméabilité : alvéolaire due à sa structure, et de fracture due à son démantèlement. Elle favorise l'infiltration rapide de l'eau précipitée et ruisselée. La formation de la carapace (stade précoce de la cuirasse (Sevin, 2014)) combinée à l'effet de tassement de la latérite peut s'accompagner de la formation de vides sous le niveau induré (Figure 21). Ce niveau perméable crée un fort contraste de perméabilité avec la latérite et on observe une circulation rapide de l'eau, qui donne souvent naissance à une ligne de sources temporaires en bordure des plateaux cuirassés. Dans le cas d'une précipitation importante, la nappe temporaire dans cet aquifère peut se mettre en charge sous la cuirasse et donner localement naissance à des sources artésiennes (Join *et al.*, 2005).



Figure 21 : Tassement et érosion mécanique des latérites sous la cuirasse indurée à l'origine d'une voûte cuirassée et de la formation d'un vide sous cuirasse, secteur de Goro.

Aquitard, ou unité semi-perméable

Ce niveau hydrogéologique correspond aux horizons des latérites rouges et jaunes. Il est caractérisé par une forte porosité et une faible perméabilité qui lui confèrent la fonction capacitive du système (Join *et al.*, 2005). Des zones de suintement peuvent localement être observées sur les affleurements de latérites en période de hautes eaux.

Aquifère principal semi-captif

Cet aquifère correspond au niveau des saprolites grossières au toit de la roche saine. Le système hétérogène composé de la roche très altérée et de blocs relativement sains facilite la circulation de l'eau. Cet aquifère a la fonction transmissive du système et alimente les principales résurgences des versants et les cours d'eau à l'étiage. C'est également dans cet horizon qu'a principalement lieu la minéralisation de l'eau.

Aquifère profond (?)

La péridotite non altérée, dure, a jusqu'à récemment été considérée comme composant le substratum de l'aquifère principal des saprolites. Join *et al.* (2005) ont cependant observé des suintements dans la roche-mère ce qui tend à prouver l'existence d'un écoulement souterrain plus profond, probablement dans les fractures du socle. Bien qu'aucune donnée n'existe sur l'état de fracturation des péridotites saines de Nouvelle-Calédonie, une étude similaire sur les péridotites d'Oman (Dewandel *et al.*, 2005) laisse supposer une extension de la zone de fracturation sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Cette étude indique des valeurs de perméabilité de 10^{-7} voire localement 10^{-4} m/s. L'existence de cet aquifère est l'objet d'un questionnement actuel.

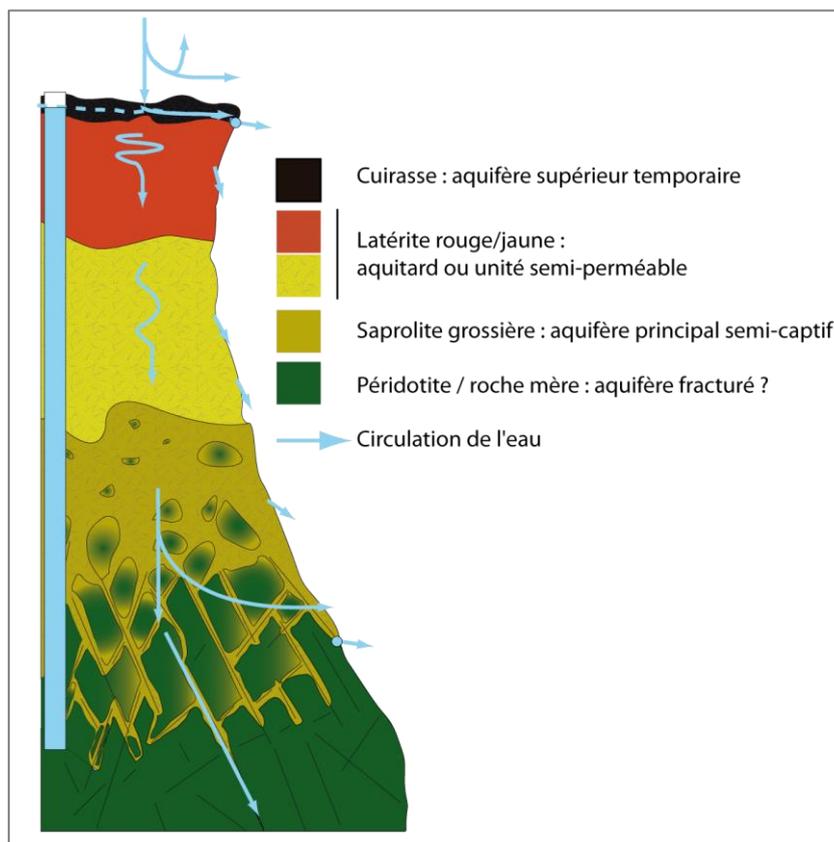


Figure 22 : Modèle hydrogéologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie établi à partir de l'étude du massif de Tiebaghi et du Massif du Sud (Jeanpert, 2010; Join *et al.*, 2005).

L'hydrosystème des péridotites de Nouvelle-Calédonie consiste ainsi en un système multicouche dont les strates sont *a priori* hydrodynamiquement différentes. Cependant, si cette structure semble similaire à celle des aquifères de socle, il existe des spécificités qui en font un hydrosystème particulier. En effet, la solubilité des silicates en milieu tropical permet la formation de vides, voire de drains, comme cela est observé dans les milieux calcaires, à cela près que dans le cas des péridotites le produit résultant de l'hydrolyse génère un résidu solide d'altération susceptible de boucher les vides formés. On parle dans le cas des péridotites de Nouvelle-Calédonie de pseudo-karst (Genna *et al.*, 2005a; Genna *et al.*, 2005b; Nicod, 1994). La partie suivante est consacrée à un état des lieux des figures karstiques témoins de surface d'un système karstique, selon la nomenclature des milieux calcaires.

1.2 Les figures karstiques

1.2.1 Témoins de l'hydrolyse des péridotites

Dès 1958, Avias (1958) décrit les phénomènes karstiques dans les péridotites de Nouvelle-Calédonie. Wirthmann (1966) note quelques années plus tard que la sensibilité particulière de la péridotite à l'altération chimique a pour conséquence que cette roche, au moins en conditions tropicales humides, est susceptible de développer de véritables modelés karstiques.

Sont présentés et illustrés ici les indices karstiques observés sur les péridotites de Nouvelle-Calédonie. Les termes utilisés par les mineurs ou bureaux d'études sont redéfinis et parfois remis en question compte du tenu du contexte et de la définition réelle du terme.

Tout d'abord, les **lapiaz** se présentent sous la forme de champs de cannelures ou de sillons, plus ou moins profonds, creusés à la surface des roches solubles comme les calcaires ou les péridotites. La Figure 23 présente les péridotites dites « lapiazées ».

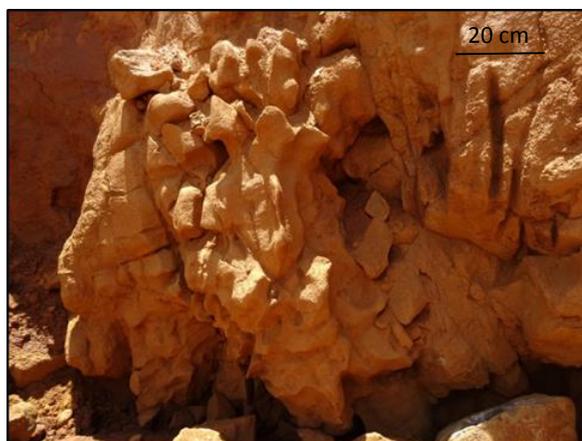


Figure 23 : Péridotite lapiazée presqu'île de Bogota, massif de Ouassé.

Sur les crêtes des péridotites, on observe parfois ces formes lapiazées des péridotites, et le terme d'**épikarst** est utilisé. En milieu karstique il est utilisé pour définir la surface superficielle du karst ; elle correspond à la partie supérieure de la zone vadose (non saturée) où l'eau s'infiltré plus ou moins verticalement. Elle est caractérisée par un réseau de fissures et de cavités ; à l'affleurement, l'épikarst correspond à des péridotites lapiazées et des fissures remplies de matériaux fins latéritiques. Elle constitue la zone d'infiltration ou de transfert vertical (Salomon, 2000). La Figure 24 présente l'épikarst sur une crête péridotitique. Il faut néanmoins mettre en garde sur ce terme qui est utilisé en contexte karstique où l'épikarst est relié au karst et à ses conduits ouverts ; si les péridotites montrent des formes de dissolution, la partie inférieure et ouverte du karst n'est pas avérée à l'échelle des massifs de péridotites. On préférera donc le terme de « **pseudo-épikarst** ».

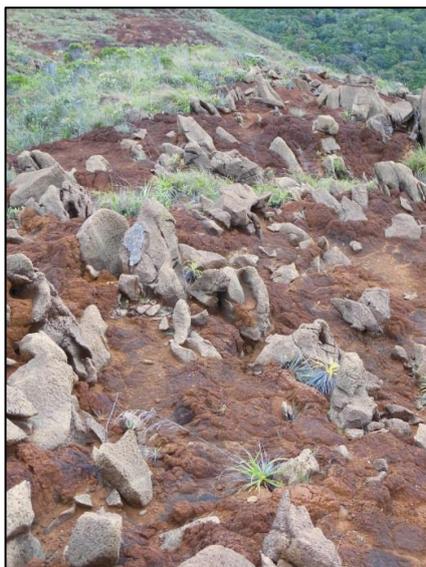


Figure 24 : Pseudo-épikarst sur une crête du Massif du Sud, zone de Goro : péridotite lapiazée et latérites comblant les fissures ouvertes.

Enfin, les paysages karstiques sont caractérisés par l'existence de **sources**, également appelées résurgences, et de **perles** (ou point d'infiltration) qui correspondent respectivement au point d'émergence des eaux souterraines et de disparition d'un écoulement (Figure 25).

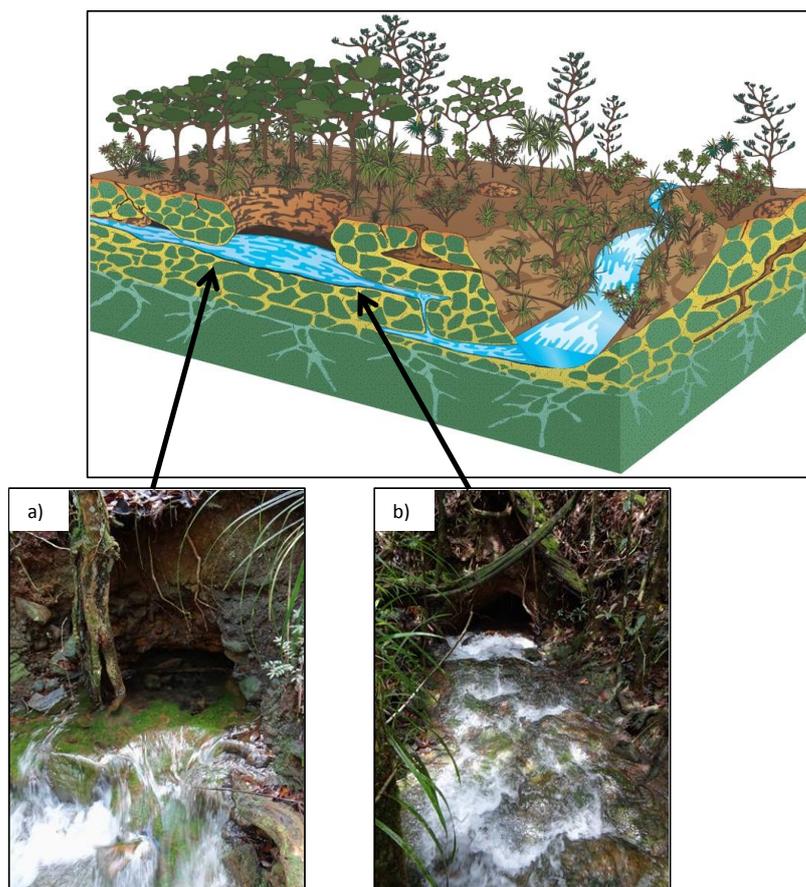


Figure 25 : Représentation schématique d'un aven avec vue sur les écoulements et photographie : a) de l'émergence, et (b) de la perte, Massif du Sud, zone des « Bois du Sud ».

Les **poljés** sont des dépressions fermées de grandes dimensions (quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres) plus longues que larges, à fond plat, soumises à des inondations périodiques et parcourues par des petits cours d'eau, pérennes ou temporaires, dont les eaux sont absorbées par des gouffres, appelés **ponors**. Ils sont le plus souvent d'origine tectonique et se développent au niveau de la surface libre de la nappe phréatique et peuvent même être perchés. La Figure 26 illustre cet objet. De par leur morphologie, ils constituent des **bassins endoréiques**, c'est-à-dire un bassin versant clos retenant les eaux (superficielles ou non) dans une dépression fermée. Tout apport hydrique ne peut quitter un bassin endoréique que par évaporation ou infiltration.



Figure 26 : Bassin endoréique, presqu'île de Bogota, massif de Ouassé.

1.2.2 Les dolines

Les **dolines** (*sinkholes*) sont les formes de surface les plus caractéristiques du karst. Ce sont des dépressions topographiques fermées, circulaires ou ovales, dont la profondeur peut atteindre une centaine de mètres. Elles sont caractéristiques du paysage « minier » calédonien et on les observe sur tous les massifs de péridotites, avec des formes ou tailles variables. La Figure 27-a et la Figure 27-b illustrent cet objet avec un exemple de doline en eau comme sur le plateau Tia, mais qu'on connaît également sur le massif de Tiébaghi, sur le Me Maoya (la doline Pinpin), ou encore à Nakéty et sur le secteur de Trazy sur le massif du Koniambo. Un exemple plus particulier illustré sur la Figure 27-c, est observé à Nakéty où, au sein du bassin endoréique, on observe une doline correspondant au point de soutirage des matériaux fins.

Les mécanismes de formation ainsi que les caractéristiques morphologiques des dolines ont été décrits et étudiés à partir de l'analyse réalisée sur le Massif du Sud. Cette étude a fait l'objet d'une publication acceptée et publiée dans la revue *Earth Surface Processes and Landforms*, présentée en Annexe de ce mémoire de thèse (**Jeanpert J., Genthon P., Maurizot P., Folio J.L., Vendé-Leclerc M., Serino J., Join J.L., et Iseppi M. 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1854-1868.**).

Cette étude est réalisée sur le Massif du Sud à partir d'une couverture LiDAR (Light Detection And Ranging) levée en 2006 pour Vale NC sur un secteur de 11 x 13 km. La cartographie semi-automatique a permis d'identifier 8601 objets. Les dolines dont la taille est comprise entre 1 m² et 2 km² sont en majorité de petite taille, rondes et peu profondes. L'analyse morphologique a permis de proposer une typologie des dolines. Les petits objets entourés de parois raides résultent de l'effondrement brutal de la cuirasse, et peuvent recouper des pistes qui datent d'une dizaine d'années voire moins. Elles sont appelées **les dolines d'effondrement** (*collapse*). **Les dolines en**

cuvette (*bowl-shaped*) présentent une morphologie proche mais sont de plus grande extension et ont des parois plus douces. On les distingue par leur profondeur qui est faible par rapport à leur largeur. **Les dolines à fond plat** (*flat bottom dolines*) sont caractérisées par un fond plat et sont très souvent remblayées par des formations résiduelles. Dans certains cas la doline peut abriter une petite étendue d'eau. Les grands objets présentent des formes complexes et résultent de la coalescence de plusieurs objets. Enfin, le Trou du Tahitien est l'unique objet profond de 25 m dont le fond est ouvert sur la péridotite lapiazée et qui présente des variations piézométriques très rapides.

Les analyses statistiques réalisées sur le jeu de 8601 dolines pour un secteur de 148 km² ont mis en évidence le lien avec la préstructuration de la roche qui guide l'altération et la formation de ces objets. L'importance du contexte géologique et morphologique actuel a été mise en évidence pour la conservation de ces dépressions. Enfin, la variabilité des objets a été montrée d'un point de vue morphologique et des critères de forme ont été définis pour proposer une typologie et proposer une évolution possible de ces objets. Ainsi, les grandes dolines résultent de la coalescence de petits objets ; le mécanisme actuel qui les affecte est principalement la sédimentation (dolines en bleu pour les grandes dolines, et en jaune pour les petites dolines, sur la Figure 28). Dans le cas des dolines plus profondes dont les parois sont plus abruptes (dolines en vert et rouge sur la Figure 28), il est probable qu'elles sont connectées au réseau souterrain et vraisemblablement à un pseudo-karst.

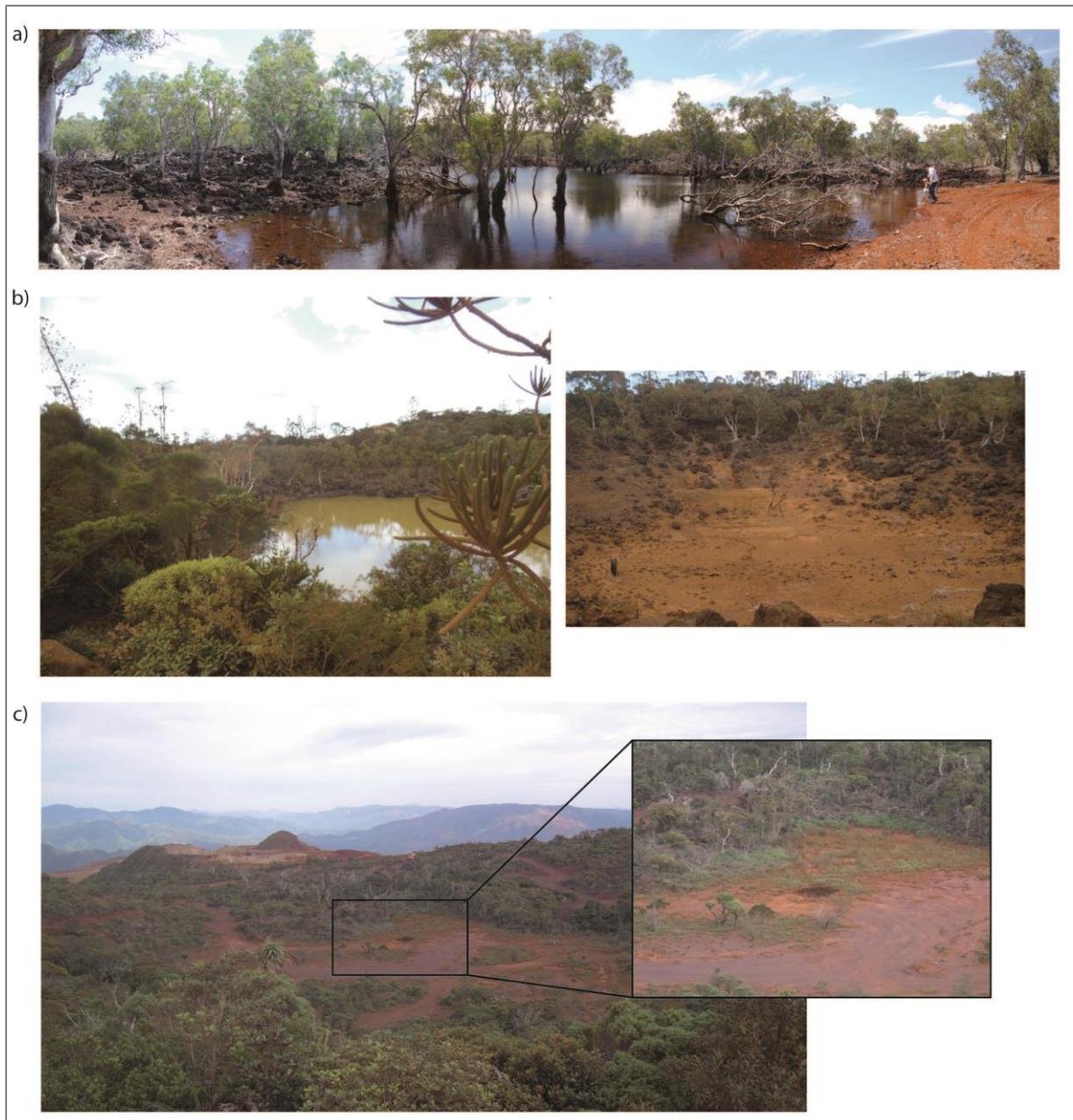


Figure 27 : Dolines du paysage calédonien : a) doline en eau sur le plateau de Tia ; b) doline de la mine Pinpin sur le Me Maoya, en eau en février 2014 et à sec en novembre 2014, et c) grande doline et point de soutirage à Nakety.

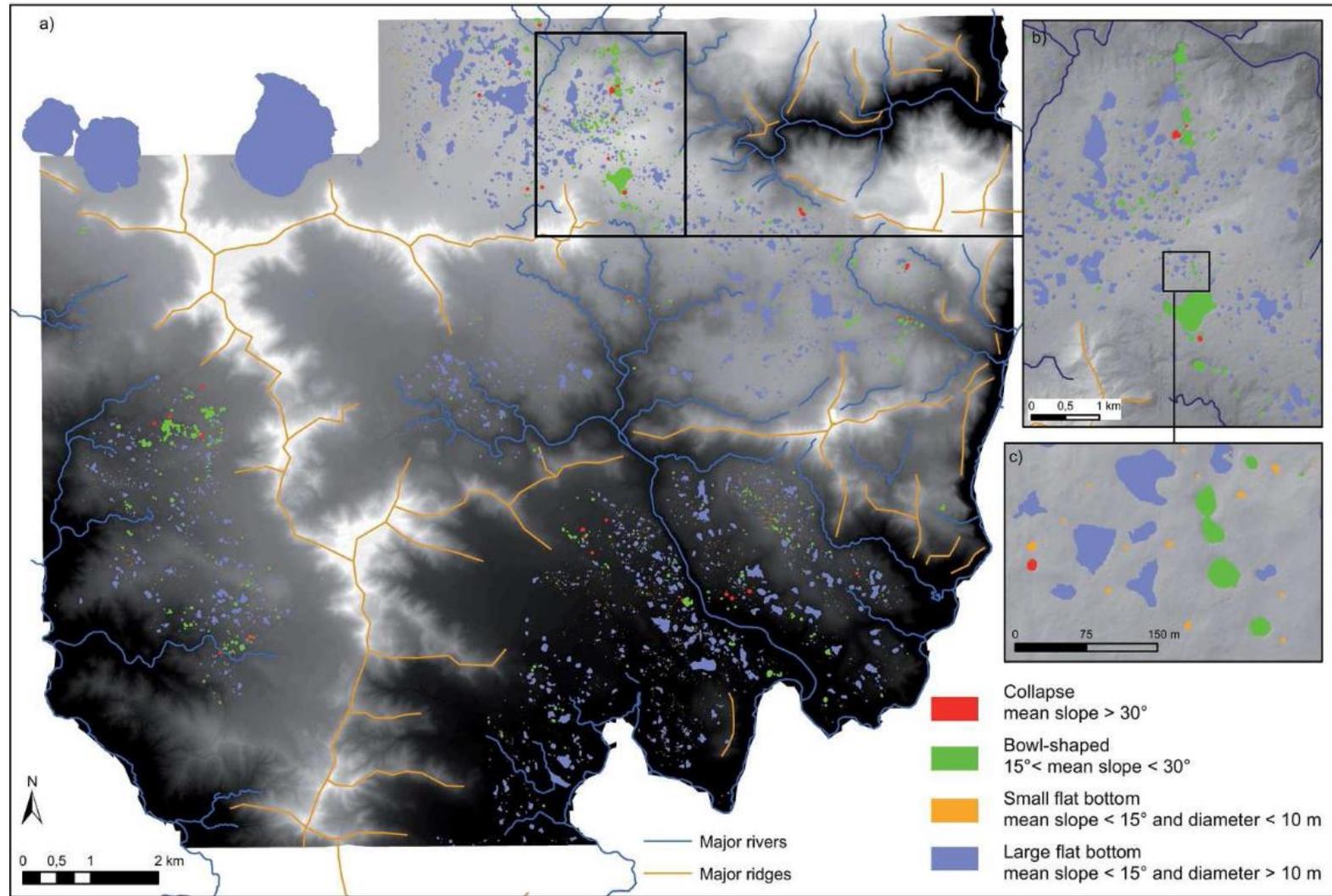


Figure 28 : Cartographie des dolines selon la typologie morphologique : a) zone d'étude. Les dolines d'effondrement et dolines en entonnoir sont légèrement exagérées (tampon de 20 m et 10 m respectivement) pour une meilleure visibilité; b) et c) grossissements autour de la zone du Trou du Tahitien. Extrait de Jeanpert et al. (2016).

2 Géochimie des eaux

Les caractéristiques chimiques des eaux des massifs de péridotites présentées ici sont une compilation de données et d'analyses existantes acquises sur les massifs de Nakety et Cap Bocage (Groupe Ballande, communication personnelle), Koniambo (Golder Associates, 2007a, 2007b; Tiouihene, 2013), Goro (A2EP Roche, 2012, 2014c) et Tiébaghi (Costis, 2004; MICA Environnement NC, 2009), complétée de prélèvements et d'analyses réalisées dans le cadre de ce travail de thèse sur les massifs de Me Maoya, Belep, Tiébaghi, Goro ou Tia (Courtot, 2016; GeolImpact, 2011). Les méthodes et les résultats d'analyses sont présentés en annexe du document.

2.1 Composition chimique

2.1.1 Caractérisation des eaux au sein du profil d'altération

Les concentrations en ions majeurs dissous dans les eaux des péridotites sont utilisées pour construire le diagramme de Piper. La Figure 29 présente sur un même diagramme les eaux des forages captant les latérites, les eaux des forages captant les saprolites grossières et/ou les péridotites, les eaux de source, et les eaux superficielles, sur le massif de Tiébaghi et le secteur de Goro, Massif du Sud.

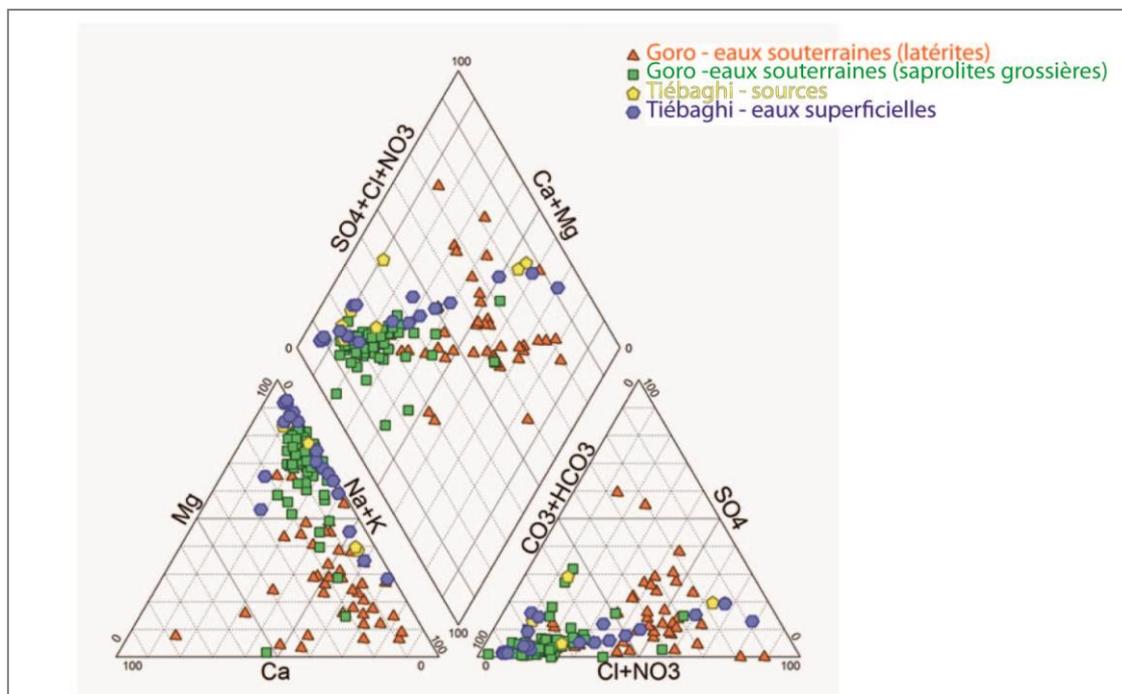


Figure 29 : Diagramme de Piper sur 154 analyses acquises ou compilées dans le cadre du projet HYPERK sur les massifs de Tiébaghi et Goro.

Les eaux des massifs miniers sont majoritairement de **type bicarbonatées magnésiennes**. Comme cela a été noté par A2EP (2014c), le faciès des eaux des latérites est plus variable que celui des saprolites grossières et péridotites. À Goro, l'aquitard est à dominance chloruré sodique (si l'influence marine est marquée) et secondairement bicarbonaté magnésien, comme l'aquifère principal. Les eaux superficielles sont également de type bicarbonaté magnésien marquant leur alimentation par la nappe principale, et les eaux de source montrent également un faciès proche du faciès saprolites grossières et péridotites.

Au sein du profil, **la minéralisation et le pH des eaux augmentent lorsque l'on s'enfonce dans le profil d'altération**. Join *et al.* (2005) l'observent sur Tiébaghi et la Figure 30 établie à partir des données du Massif du Sud, montrent la même tendance. Sur la Figure 30 la conductivité et le pH sont présentés en fonction de la profondeur du forage. Compte tenu des fortes variabilités latérales de l'épaisseur des latérites, l'interface entre les saprolites fines et grossières est utilisée pour caractériser le niveau capté dans le profil d'altération plutôt que la profondeur par rapport au sol. Ainsi, la profondeur de la mi-crêpine est utilisée et elle est soustraite à la profondeur du mur des latérites. Les profondeurs négatives correspondent aux latérites, et les profondeurs positives aux saprolites grossières et aux péridotites.

Dans les latérites, le pH est acide et compris entre 4 et 6, localement neutre. Dans les saprolites grossières et dans les péridotites non altérées, il est compris entre 7 et 9 et peut atteindre localement des valeurs très élevées pour les eaux dites hypercalcaires et liées à des réactions de serpentinisation. Au niveau de la semelle, les conductivités sont comprises entre 600 et 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (comme sur la Népia sur le massif du Koniambo). Elles sont caractérisées par des concentrations élevées en magnésium et associées aux précipitations de magnésite (Jeanpert et Dewandel, 2013; Quesnel *et al.*, 2013).

Les conductivités mesurées dans les horizons supérieurs du profil, c'est-à-dire de la cuirasse jusqu'aux saprolites fines, sont proches de 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$, voire moins pour l'eau circulant dans la cuirasse (Costis, 2004), les plus faibles conductivités avoisinant celles des précipitations. Elles augmentent dans les saprolites grossières avec une moyenne de 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$; cependant, on observe une variabilité relativement élevée de ce paramètre.

La plus faible minéralisation des eaux des latérites est expliquée par la faible mobilité des éléments qui constituent ce niveau peu perméable. De plus, les temps d'interaction eau-roche sont certainement plus faibles dans les latérites que dans les horizons plus profonds du profil, ce qui contribue également à une minéralisation moins marquée.

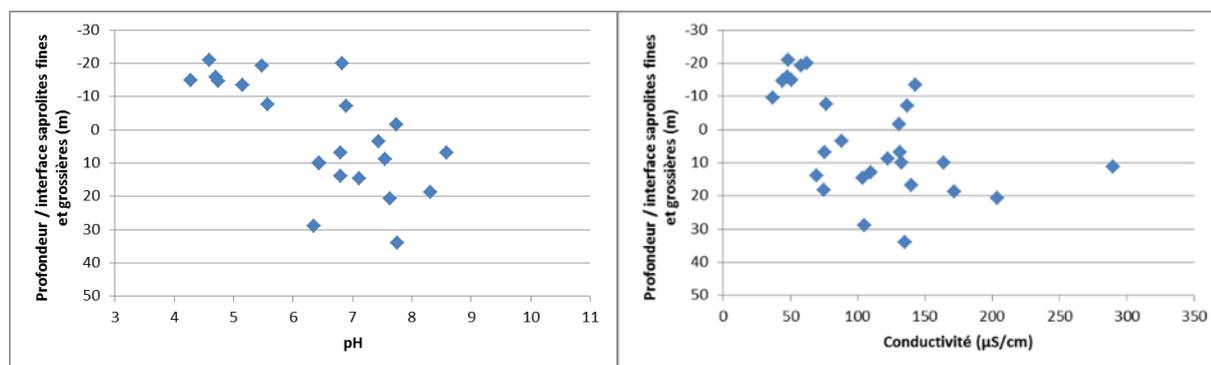


Figure 30 : Evolution du pH et de la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$) en fonction de la profondeur sous l'interface des saprolites fines et grossières, sur les forages de Goro pour lesquels la coupe lithologique est disponible.

La Figure 31 présente les conductivités mesurées sur les eaux souterraines en fonction du niveau du profil d'altération sur le secteur de Goro dans le Massif du Sud, et sur les massifs de Koniambo et de Tiébaghi. Une gradation de la minéralisation au sein du profil est confirmée, et une gradation entre les massifs apparaît également.

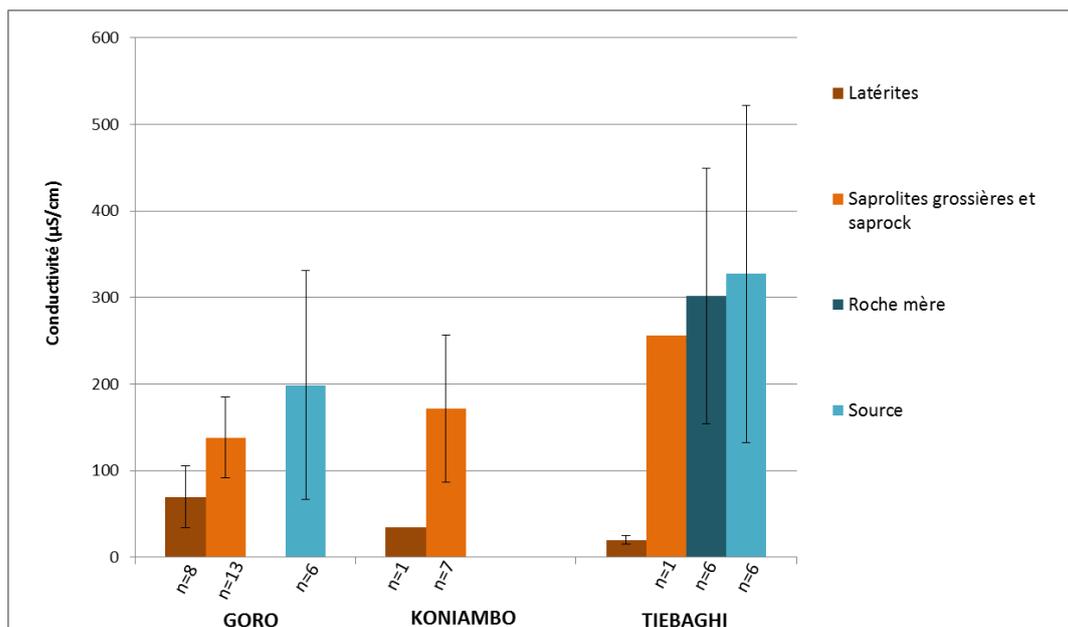


Figure 31 : Evolution de la conductivité au sein du profil d'altération sur le secteur de Goro dans le Massif du Sud, et sur les massifs de Tiébaghi et Koniambo (valeurs moyennes et écart-types).

2.1.2 Variabilité entre les massifs

Une comparaison des minéralisations entre les différents massifs a été réalisée. Pour établir cette comparaison, les mesures de conductivité dans les eaux souterraines ont été complétées par celles des eaux superficielles (de surface) en période de moyennes ou basses eaux. Les eaux superficielles incluent les dolines. Les valeurs moyennes de la conductivité pour chaque massif et chaque type d'eau sont présentées dans le Tableau 3. Les eaux superficielles et les eaux de source présentent des minéralisations du même ordre de grandeur que les eaux souterraines et sont donc représentatives de l'hydrosystème dans son ensemble. **La minéralisation moyenne des eaux des massifs** considérés (l'eau de pluie n'est pas intégrée dans le calcul) est **comprise entre 110 et 310 µS/cm**.

Il apparaît une **intensification de la minéralisation dans l'ordre suivant : Massif du Sud, Cap Bocage, Nakety, Koniambo, Tiébaghi, Tia et enfin Belep**. Dans le cas des échantillons d'eau de surface, un calcul de surface d'interception (ou surface drainée) par station de prélèvement a été réalisé mais n'a montré qu'une faible corrélation entre la surface drainée et la minéralisation des eaux. Pour expliquer ce gradient de minéralisation plusieurs paramètres peuvent être considérés : la géologie, la pluviométrie et le temps de résidence de l'eau au sein des aquifères.

La minéralisation des eaux est représentée en fonction de la pluviométrie moyenne annuelle interpolée à chaque station de prélèvement (modèle de calcul des précipitations annuelles moyennes développé par Météo France (Figure 17)). La Figure 32 suggère que la minéralisation des eaux est plus faible lorsque la quantité précipitée (et probablement la quantité infiltrée) est grande.

Tableau 3 : Conductivité moyenne ($\mu\text{S/cm}$) par massif et pour chaque type d'eau (e-t = écart-type, n= nombre de mesures).

Massif	Eau de pluie	Eau de surface	Eau de source	Eau souterraine	Conductivité moyenne des eaux du massif ($\mu\text{S/cm}$)
Bélep	-	309 e-t=123 n=2	-	-	309 e-t=123 n=2
Cap Bocage	-	138 e-t=40 n=27	99 e-t=30 n=2	-	135 e-t=40 n=29
Goro	55 e-t=29 n=29	98 e-t=42 n=4	115 e-t=28 n=4 (hors source hyperalcalines)	114 e-t=52 n=23	112 e-t=47 n=47
Koniambo	26 e-t=24 n=33	246 e-t=192 n=10	-	183 e-t=121 n=9	215 e-t=156 n=19
Nakety	-	159 e-t=62 n=33	121 e-t=29 n=6	-	153 e-t=60 n=39
Tia	-	305 e-t=210 n=10	-	-	305 e-t=211 n=10
Tiébaghi	-	203 e-t=126 n=19	327 e-t=195 n=6	295 e-t=136 n=7	246 e-t=148 n=32

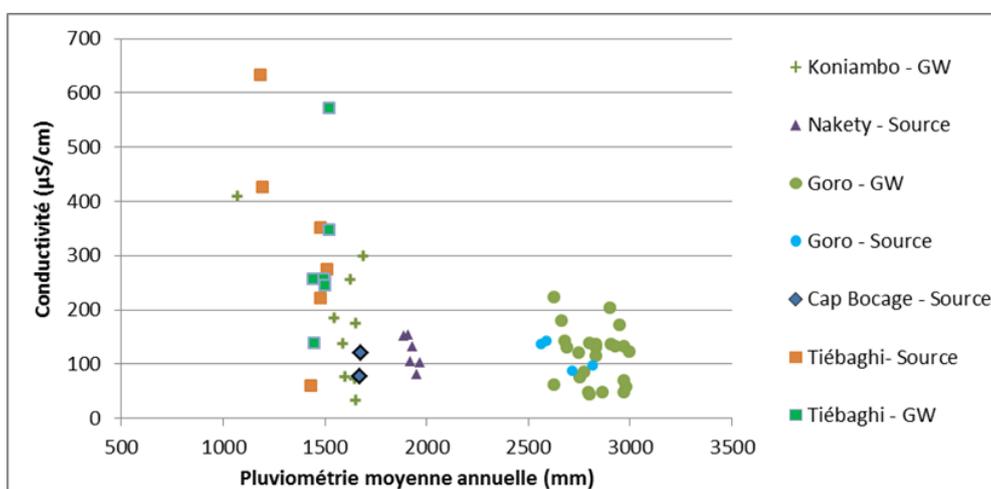


Figure 32 : Conductivité mesurée dans les eaux souterraines (GW= prélèvements sur piézomètres, ou source) et pluviométrie sur les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

2.2 Composition isotopique

2.2.1 Isotopes stables

Les analyses en isotopes stables ont été réalisées par le laboratoire de HydroSciences Montpellier par spectrométrie de masse.

Craig (1961) a observé que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les précipitations qui n'ont pas été évaporées s'alignent sur la droite d'équation : $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$.

Cette équation est connue comme la courbe mondiale des eaux météoriques (Global Meteoric Water Line : GMWL) qui débute au point d'eau de mer. Cependant, localement on peut définir une droite des eaux météoriques locales (Local Meteoric Water Line : LMWL) déduite des précipitations collectées sur un ou plusieurs sites « locaux ».

Les mesures des isotopes stables sur trois pluviomètres positionnés dans le Massif du Sud d'une part, et sur le massif du Koniambo d'autre part permettent de définir **la droite météorique locale des eaux pour la Nouvelle-Calédonie (Figure 33) : $\delta^2\text{H} = 8,4 \delta^{18}\text{O} + 15$ ($R^2=0,98$) en combinant les trois stations (n=71).**

Elle s'écrit plus précisément sur le Koniambo (n=34) : $\delta^2\text{H} = 8,3 \delta^{18}\text{O} + 14$ et $\delta^2\text{H} = 8,7 \delta^{18}\text{O} + 16$ sur Goro (n=37).

Cette relation est très proche de celle déterminée à Lifou entre 2012 et 2014 : $\delta^2\text{H} = 8,3 \delta^{18}\text{O} + 14$ (Nicolini *et al.*, 2016). On ne note aucune évaporation des précipitations et **une origine de la vapeur d'eau à l'origine des pluies identique à l'échelle de la Grande Terre de la Nouvelle-Calédonie.**

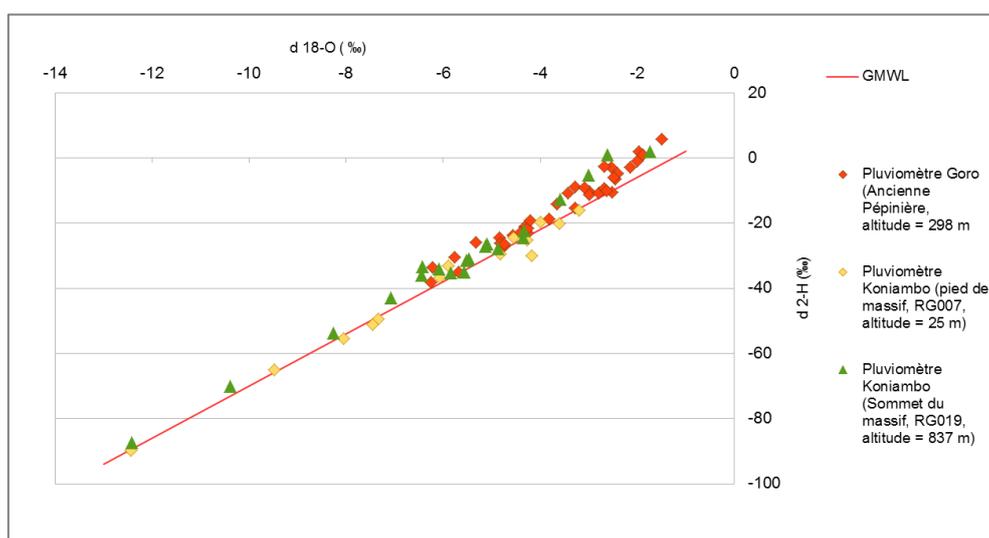


Figure 33 : Relation Oxygène-18 - Deutérium sur les précipitations relevées en Nouvelle-Calédonie entre 2013 et 2016 (n=71).

Les mesures réalisées sur deux ouvrages souterrains de Goro durant plusieurs mois montrent (Figure 34), en toute logique, que les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ sont plus sensibles aux pluies dans les latérites que dans les saprolites grossières où la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ est relativement stable. Sur ces deux ouvrages la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ dans les latérites est de $-4,39 \pm 0,10$ ‰, et $-4,38 \pm 0,05$ ‰ dans les saprolites grossières. Cette valeur sera utilisée pour calculer la recharge sur le secteur de Goro (Annexe 1.5. de ce document).

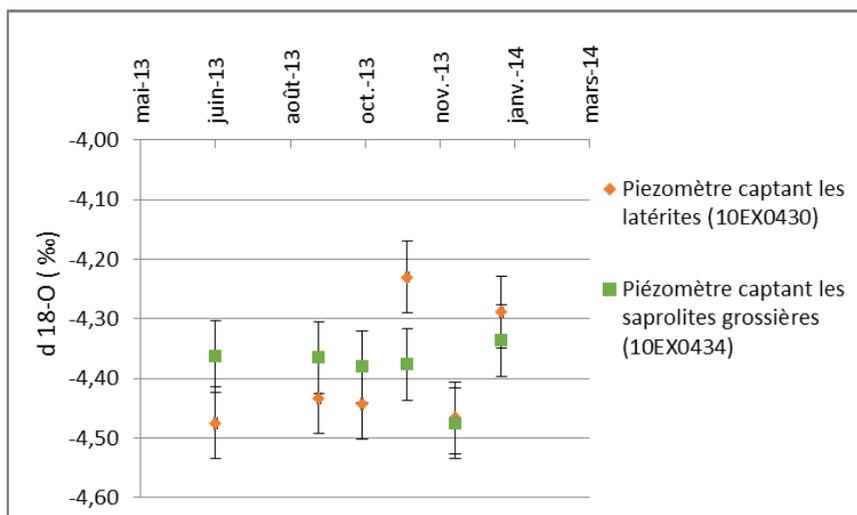


Figure 34 : Variations mensuelles en $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines de deux piézomètres du Massif du Sud.

2.2.2 Isotope radioactif

Le tritium est également un traceur parfait de l'eau. Sa décroissance radioactive (temps de demi-vie = 12,33 ans) permet d'estimer les temps de résidence des eaux de l'ordre de la centaine d'années. Les analyses de la teneur en tritium ont été réalisées en partenariat avec GNS Science en Nouvelle-Zélande. Ce laboratoire est la référence mondiale dans le domaine avec une limite de limite de détection à 0,02 UT.

Douze piézomètres ont été échantillonnés à Goro. De plus, ponctuellement des échantillons sur les massifs du Koniambo, et de Tiébaghi ont été analysés. La liste des points échantillonnés et les teneurs en tritium mesurées sont présentées en Annexe 1.1.

La chronique d'entrée faisant référence pour la Nouvelle-Calédonie a été déterminée à partir de mesures de la **teneur en tritium** sur des échantillons composites de pluie sur les années 2013, 2014 et 2015. Pour la Nouvelle-Calédonie, la station de référence est **la station de Kaitoke en Nouvelle-Zélande. Le facteur correctif entre la teneur en tritium de la pluie de Nouvelle-Calédonie et celle de la station de référence est évalué actuellement à 0,42 (Morgenstern Uwe, chef du laboratoire de datation des eaux de GNS Science, communication personnelle)**. Ainsi, la chronique de tritium mesurée à cette station corrigée d'un facteur 0,42 correspond à la chronique d'entrée pour le tritium dans l'hydrosystème calédonien.

Les teneurs en tritium mesurées sur les piézomètres captant les latérites ou les saprolites grossières sont représentées sur la Figure 35 en fonction de la profondeur captée par l'ouvrage par rapport à la surface piézométrique. Les piézomètres captent partiellement l'aquifère et globalement ce sont les horizons les plus profonds qui sont prélevés. On observe bien une diminution de la teneur en tritium avec la profondeur, c'est-à-dire une augmentation du temps de résidence des eaux, caractéristique d'un écoulement en nappe libre ou semi-confinée avec un écoulement de type exponentiel ou piston-exponentiel (Figure 36). Un seul point se distingue (teneur proche de 0,6 UT à une profondeur de 45 m environ) ; il se situe aux abords directs du lac Robert, la nappe est localement alimentée majoritairement et directement par le lac, lui-même alimenté par les pluies.

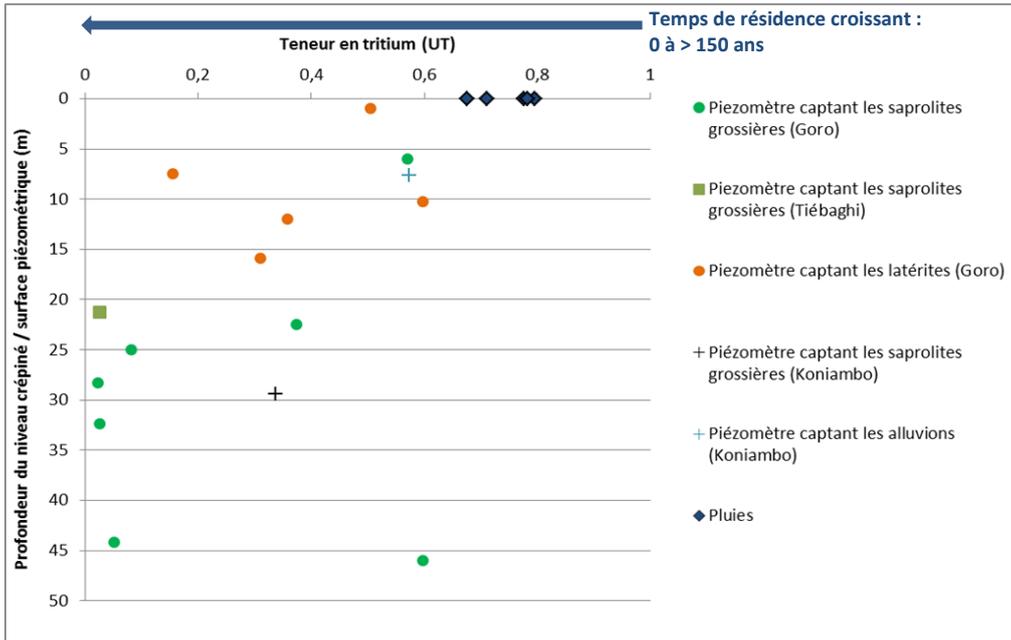


Figure 35 : Teneurs en tritium mesurées dans les eaux des massifs de péridotites en fonction de la profondeur captée mesurée par rapport à la surface piézométrique.

En utilisant le modèle d'écoulement de type Exponentiel Piston classiquement utilisé pour les nappes semi-confinées (Figure 36), et la feuille de calcul proposée par l'USGS (Jurgens *et al.*, 2012), on peut estimer des temps de résidence moyen. **Pour les latérites les temps de transfert seraient compris entre 5 et 100 ans, et pour les saprolites grossières et roche mère, entre 5 ans et plus de 150 ans.** Pour certains points les temps de séjour dépassent la durée de vie du tritium et on atteint la limite du traceur. Un autre traceur doit être utilisé pour mieux estimer les temps de séjour (Carbone 14).

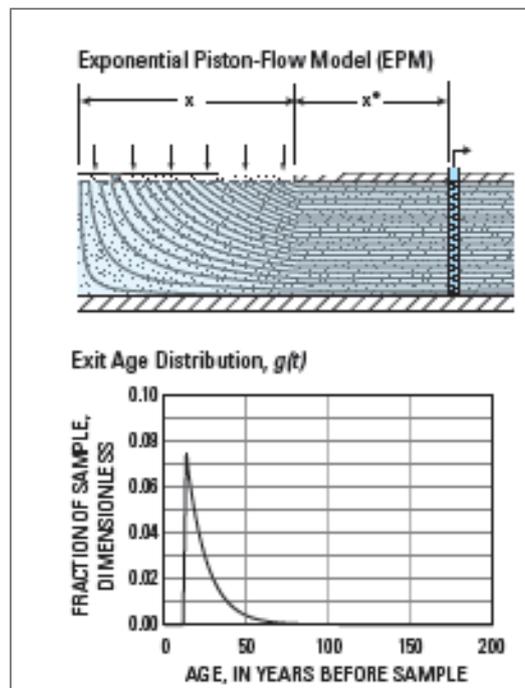


Figure 36 : Modèle d'écoulement de type exponentiel-piston utilisé pour l'estimation des temps de transfert des eaux souterraines.

Sur la Figure 35, il est important de noter qu'à certaines profondeurs et lorsque plusieurs ouvrages ont été échantillonnés, on observe une forte variabilité des teneurs en tritium et donc du temps de résidence moyen. En effet, dans les latérites, à environ 10 m sous la surface piézométrique, les deux points échantillonnés montrent des temps de transfert de l'ordre de 5 et de 100 ans. Pour les saprolites grossières, à 20 m environ sous la surface piézométrique, on estime des temps de transfert de l'ordre de 20 ans pour l'un, et plus de 150 ans pour l'autre.

Ces temps de résidence moyen très différents d'un point à l'autre révèlent des dynamiques fortement variables. Ces disparités sont probablement liées à des hétérogénéités de la conductivité hydraulique. Ce paramètre va être étudié dans la partie suivante.

3 Hétérogénéité des caractéristiques hydrodynamiques

Dans cette partie, l'hydrosystème péridotitique va être étudié à partir de la caractérisation des conductivités hydrauliques des deux horizons principaux de l'hydrosystème, à savoir l'horizon aquitard qui correspond aux latérites rouge et jaune, et l'horizon aquifère qui correspond aux saprolites grossières et saprocks (selon la terminologie calédonienne). Après une présentation des méthodes de mesure et d'interprétation qui sont utilisées, une analyse de la dispersion de ce paramètre est réalisée au sein du profil d'altération et au sein des différents massifs de Nouvelle-Calédonie. Enfin l'effet d'échelle sur la conductivité hydraulique est considéré.

3.1 Méthodes de mesure et estimation de la conductivité hydraulique

Plusieurs essais ont été réalisés sur les piézomètres ou sur les trous de sondages d'exploration des massifs de Tiébaghi et de Goro mais aussi plus ponctuellement sur les zones de Poro et de Nakety sur la côte Est (voir Figure 7 pour la localisation des sites miniers). La Figure 42 et la Figure 45 présentent la localisation des ouvrages sur lesquels des essais ont été réalisés au cours de cette thèse. **Les essais menés sont de type pompage courte à moyenne durée et des essais de type slug test.** Un autre type d'essai est présenté, les essais de type Lugeon réalisés par les bureaux d'études mandatés par certaines compagnies minières sur trous nus entre Packer. La Figure 37 présente le schéma d'installation d'un système Packer sur trou nu. Enfin, notons que des essais à charge constante ont également été réalisés par des bureaux d'études à l'avancement sur certains ouvrages et font partie des données existantes.

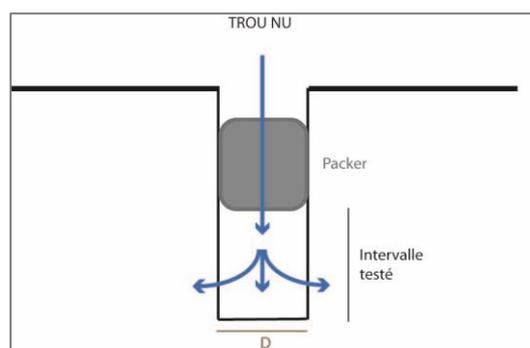


Figure 37 : Schéma d'installation d'un système packer simple sur forage ouvert.

3.1.1 Essais à débit constant, à charge constante ou à charge variable

On distingue trois types d'essai décrits dans la norme ISO 22282-2 (AFNOR, 2012):

- L'essai à débit constant, adapté à une valeur de perméabilité supérieure à 10^{-6} m/s. L'essai consiste à générer une variation de charge hydraulique dans une section du trou de forage en injectant ou prélevant un débit constant. La variation de la charge hydraulique est mesurée en fonction du temps ; les pompages d'essai correspondent à ce type d'essai ;
- L'essai à charge constante (*Constant head test*) : on injecte ou on pompe de l'eau dans l'ouvrage dans le but de maintenir une charge hydraulique constante. Le débit est mesuré en fonction du temps ; ce type d'essai est adapté aux terrains dont la perméabilité est comprise entre 10^{-7} et 10^{-4} m/s ;
- L'essai à niveau variable (*Falling/Rising head test*, cas des slug test) : l'essai consiste à générer une variation instantanée de la charge hydraulique dans une section d'un trou de forage. La variation de la charge hydraulique est mesurée en fonction du temps ; la méthode est adaptée à une valeur de perméabilité comprise entre 10^{-6} et 10^{-9} m/s.

3.1.2 Essais de type « slug test » ou injection instantanée

Les slug tests sont des essais de terrain courants, utilisés pour estimer la perméabilité d'un milieu aquifère dans un environnement proche autour du forage, quelques mètres environ. Il consiste à induire de façon instantanée (injection type dirac) un changement du niveau d'eau dans le forage (par injection d'eau ou immersion d'un objet) et de suivre la descente, et/ou la remontée, du niveau jusqu'à son niveau initial. Dans les milieux très perméables, et/ou les forages profonds, la variation brutale de pression peut générer l'oscillation de la colonne d'eau autour du niveau d'équilibre. Ces tests sont dits sous-amortis (oscillatoires, *underdamped*) ; dans les autres cas on parle de tests suramortis (non oscillatoires, *overdamped*).

Les modèles linéaires développés pour l'interprétation des slug tests sont de type : 1/ non oscillatoires ou suramortis (Bouwer et Rice, 1976; Cooper *et al.*, 1967; Hvorslev, 1951), et 2/ oscillatoires ou sous-amortis (Audouin et Bodin, 2007; Kamp, 1976). Quel que soit le modèle, l'amortissement résulte de la faible conductivité du milieu ou des forces de viscosité.

Bouwer et Rice (1976) ont développé une solution analytique pour estimer la conductivité hydraulique à partir de la courbe de variation du niveau piézométrique dans le forage dans le cas d'une nappe libre. La solution est basée sur la solution de Thiem. Le rayon effectif R_e est défini comme la distance au-delà de laquelle la différence de charge entre le niveau à l'équilibre de l'aquifère et le niveau dans le forage est dissipée. La conductivité hydraulique K , en m/s, est définie par :

$$K = \frac{r_c^2 \ln(R_e/r_w)}{2L} \frac{1}{t} \ln \frac{y_0}{y_t}$$

Avec :

- y , la variation du niveau d'eau dans l'ouvrage par rapport au niveau statique = Profondeur piézométrique statique – Profondeur piézométrique au temps $t = (WL_0 - WL_t)$ dans le cas d'une injection de niveau d'eau;
- r_w , le rayon de foration de l'ouvrage ;
- r_c , le rayon du tubage crépiné (on prend r_w si le niveau piézométrique se situe sous le tubage plein) ;
- L , la hauteur crépinée si le niveau piézométrique est au-dessus du haut de la crépine, la hauteur d'eau dans le forage sinon (hauteur notée H) ;

- R_e , la distance au-delà de laquelle la perte de charge est dissipée dans le système ; autrement dit elle correspond au rayon d'investigation de l'essai et il est calculé selon la formule

$$R_e = r_w \cdot \exp\left(\frac{1.1}{\ln\left(\frac{H}{r_w}\right)} + \frac{C}{L/r_w}\right)^{-1} \quad \text{dans le cas d'un puits pénétrant complètement l'aquifère,}$$

- $R_e = r_w \cdot \exp\left(\frac{1.1}{\ln\left(\frac{H}{r_w}\right)} + \frac{A+B \ln\left(\frac{D-H}{r_w}\right)}{L/r_w}\right)^{-1} \quad \text{dans le cas d'un puits partiellement pénétrant;}$

- A , B et C , des paramètres calculés par combinaison linéaire de $\log(L/r_w)$;

Graphiquement (Figure 38), en représentant $\ln(y(t))$ en fonction du temps, avec $y(t)$ la variation du niveau piézométrique, la pente de la courbe permet de quantifier le paramètre conductivité hydraulique.

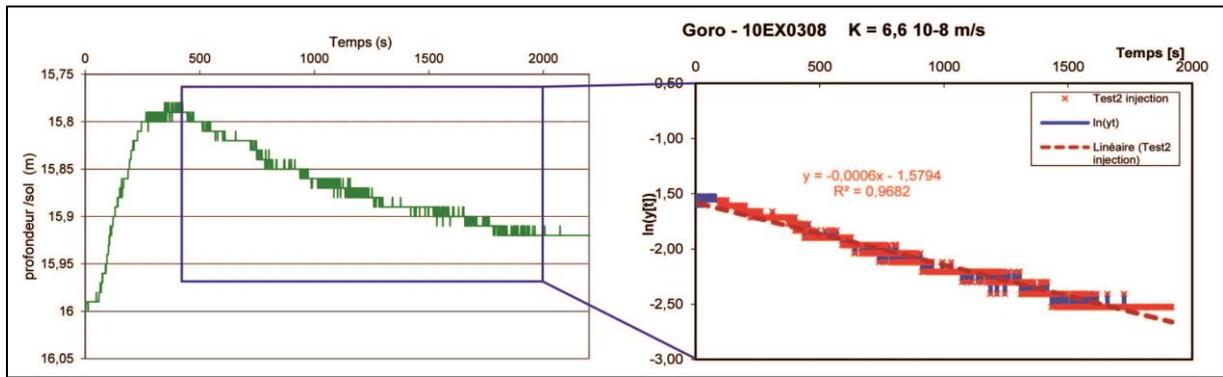


Figure 38 : Estimation de la conductivité hydraulique à partir de la méthode Bouwer and Rice (1976) dans le cadre d'un essai slug test, cas du piézomètre 10EX0308 sur Goro.

Méthode utilisée pour l'interprétation des slug tests

Les essais slug tests sont réalisés sur piézomètre équipé, et plus rarement sur trous nus, sur les sites de Goro ou Tiébaghi. Ils sont **interprétés selon la méthode linéaire de Bouwer and Rice (1976)** à partir de la représentation graphique de la variation du niveau piézométrique et des données d'équipement du puits. La conductivité hydraulique de l'aquifère est évaluée à une échelle locale, c'est-à-dire à quelques mètres autour du forage.

Dans certains cas la réponse n'est pas une droite mais est oscillatoire. Des oscillations ont par exemple été observées sur le piézomètre 09GH0001. La chronique piézométrique est présentée sur la Figure 39. Dans ce cas l'estimation de la fréquence d'oscillatoire a été estimée par le pointage manuel des pics du signal oscillatoire et le calcul de la moyenne des périodes. C'est la méthode de Chen (2007) qui a été utilisée.

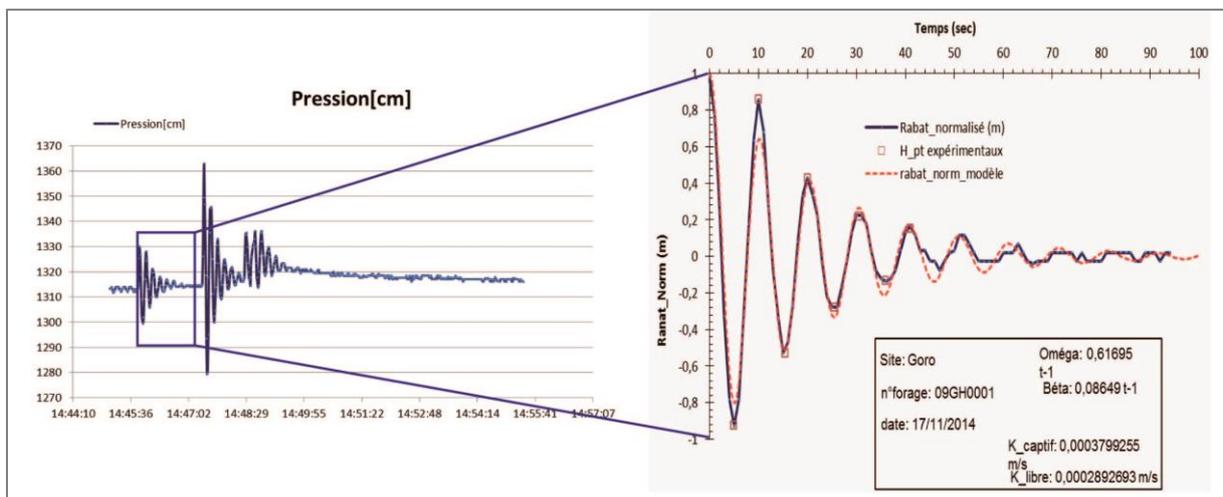


Figure 39 : Réponse oscillatoire à l'essai de type injection instantanée sur le piézomètre 09GH0001, secteur de Goro, Massif du Sud.

3.1.3 Les pompages d'essai

Au cours de ce travail de thèse des pompages d'essais ont été réalisés sur le site de Tiébaghi (n=1), et sur Goro (n=10). Les essais ont été réalisés à l'aide d'une pompe Waterra de faible diamètre et fonctionnant par mouvement ascendant et descendant. Le diamètre du tubage des piézomètres

étant de 32 ou 50 mm, le choix de la pompe est limité. En effet, compte tenu des perméabilités attendues, l'équipement retenu est le plus adapté, avec un débit de pompage de l'ordre de 2 à 5 l/min. La Figure 40-a présente l'installation mise en place pour un pompage d'essai. Dans ce cas, le pompage a lieu dans le piézomètre long captant les saprolites grossières et un suivi est également réalisé sur le piézomètre court captant les latérites. Au cours du pompage, un suivi automatique et manuel du niveau est réalisé ; la mesure ponctuelle du débit de pompage et des caractéristiques physico-chimiques de l'eau pompée est également effectuée. La Figure 40-b présente un exemple de la chronique de rabattement et de débit lors d'un pompage.

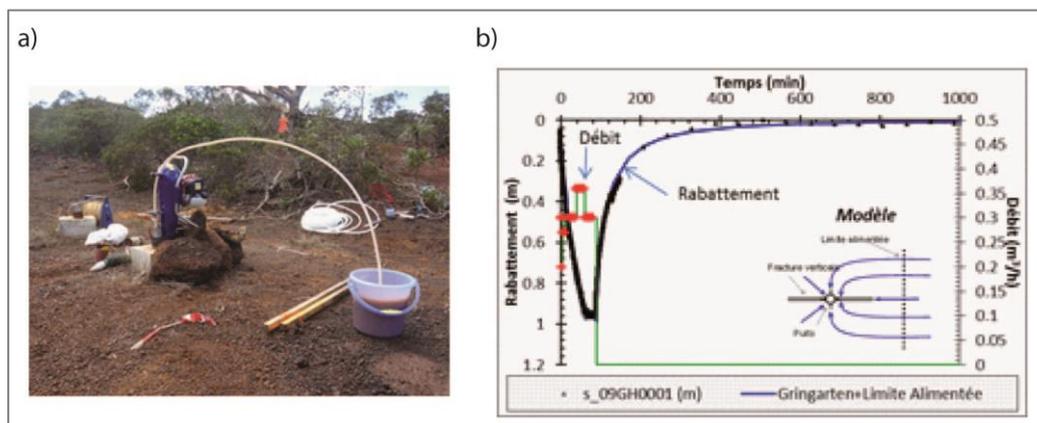


Figure 40 : Réalisation de pompage d'essai : a) équipements de terrain sur un piézomètre captant les saprolites grossières, secteur de Dôme, massif de Tiébaghi ; b) chronique d'enregistrement en continu à la descente et à la remontée, piézomètre du secteur de Goro.

Des données de pompages longue durée existantes ont également été intégrées, voire réinterprétées par le BRGM quand la donnée brute était disponible. Les résultats du pompage longue durée sur une source à l'aval du parc à résidus de la Kué Ouest à Goro ont été utilisés pour compléter la base de données hydrodynamiques de Goro. Cet essai longue durée (7 jours de pompage) a permis d'estimer la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement sur 7 ouvrages (6 PEL et 1 PEC) (Golder Associates, 2008). Les résultats d'un autre essai de pompage moyenne durée sur un ouvrage du secteur de Goro ont également été considérés. Il correspond à un pompage sur un piézomètre de la crête séparant la Plaine des Lacs du bassin versant KO4 (A2EP Roche, 2013). Les méthodes utilisées pour l'interprétation de ces pompages d'essai sont compilées ci-dessous. L'ensemble des résultats des pompages d'essais réalisés ou interprétés dans le cadre du programme HYPERK est présenté en annexe.

Les essais de pompage sont interprétés par B. Dewandel (BRGM) en utilisant **la méthode des dérivées**. Le principe est de définir un schéma de fonctionnement hydrodynamique permettant de cibler la solution mathématique la plus appropriée. L'avantage de cette méthode est que, pour chaque type et/ou géométrie d'aquifère (et type de configuration forage-aquifère), il correspond un certain régime ou une succession de certains régimes d'écoulement qu'il est en général possible d'identifier sur la courbe de dérivées (Bourdet *et al.*, 1989; Bourdet *et al.*, 1983; Deruyck *et al.*, 1992; Schlumberger, 2002; Spane et Wurstner, 1993). Le diagnostic repose sur l'interprétation de la courbe de dérivées logarithmiques des rabattements. Une fois la courbe des dérivées construite, la phase de diagnostic consiste à identifier les différents régimes d'écoulement et d'en déduire les propriétés du forage (effet de capacité, effet de skin, etc.), de l'aquifère (isotrope, anisotrope, fracture verticale, double porosité, etc.), de sa géométrie (effets de limites), des éventuelles relations entre l'aquifère capté et les aquifères de sub-surface (effet de drainance par exemple) et éventuellement la mise en évidence d'écoulements fractionnalisés comme par exemple dûs à la forte perméabilité d'un drain karstique. Enfin, une fois le diagnostic posé, l'estimation des paramètres de l'aquifère est réalisée à partir du modèle mathématique le plus approprié.

Dans le cas des essais réalisés en Nouvelle-Calédonie, les méthodes utilisées pour interpréter les essais et la configuration des solutions sont représentées sur la Figure 41. On distingue deux types de modèles : ceux qui ne considèrent qu'un seul aquifère (Theis, Gringarten ou double porosité), et ceux qui considèrent deux niveaux aquifères séparés par un niveau semi-perméable (Hantush, et Hunt et Scott) :

- Modèle de Theis (Theis, 1935): il simule un aquifère captif, une nappe homogène, isotrope de dimension infinie et d'épaisseur constante. Le puits est supposé parfait et l'écoulement est horizontal ;
- Modèle de Hantush (Hantush, 1961): il simule une nappe semi-captive alimentée par une nappe sous-jacente à travers une éponte semi-perméable. La pénétration partielle du puits ou du piézomètre peut être prise en compte ; le coefficient d'emmagasinement de l'éponte est supposé négligeable, la charge dans la nappe sus-jacente reste constante ;
- Modèle de Gringarten (Gringarten *et al.*, 1974) : elle simule une nappe captive en régime transitoire avec une fracture verticale unique sur toute l'épaisseur de l'aquifère, le puits se situe en son milieu. L'épaisseur de la fracture est négligeable par rapport à l'épaisseur de l'aquifère ; le flux est uniforme dans la fracture ;
- Modèle de Hunt et Scott (Hunt et Scott, 2007) : il simule un pompage dans une nappe semi-captive alimentée par une nappe sus-jacente à travers une éponte semi-perméable ; le piézomètre d'observation est situé dans l'aquifère supérieur potentiellement drainé lors du pompage ;
- Modèle à double porosité (Moench, 1984) : simule un pompage au travers d'un puits qui intercepte des fractures de transmissivité et emmagasinement définis, qui drainent une matrice à perméabilité et emmagasinement différents.

Pour chaque solution, **des effets de limites (alimentée, étanche) peuvent être introduits**. Les effets additionnels sont également estimés comme l'effet de capacité (lorsque le diamètre du puits de pompage n'est pas négligeable et qu'une partie de l'eau pompée correspond à la colonne d'eau dans le forage), l'effet de vidange (lié à l'équipement et à l'absence ou au dysfonctionnement d'un clapet anti-retour à la base de la colonne de refoulement), ou encore l'effet de skin (effet pariétal associé aux pertes de charges singulières en paroi de forage liées au colmatage résiduel, ou au contraire à la perméabilité accrue par la fissuration du milieu), et enfin les pertes de charge quadratiques liées aux effets de turbulence dans les crépines et les tubages.

Lors des pompages réalisés sur les ouvrages des massifs miniers, l'effet de capacité s'est avéré localement élevé et dans la grande majorité des essais, les pertes de charge sont très fortes. Elles sont probablement la conséquence des massifs filtrants trop fins qui, lors de pompages précédents trop « violents », ont pu mettre les crépines hors d'eau.

Les résultats des pompages d'essai en chaque point sont présentés en annexe.

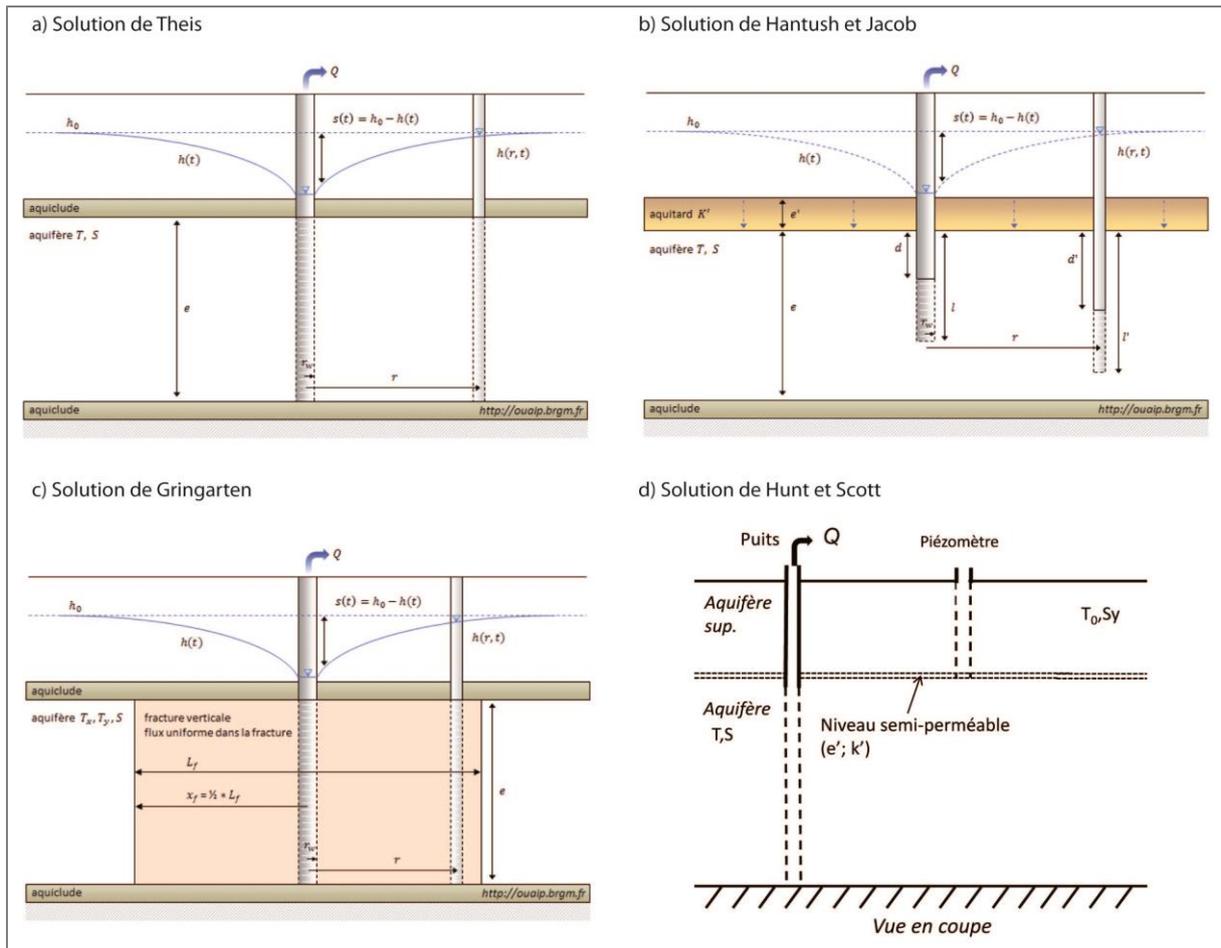


Figure 41 : Schémas de la configuration des solutions de : a) Theis, b) Hantush et Jacob, c) Gringarten, et d) Hunt et Scott. Les schémas a, b et c sont extraits du logiciel d'interprétation de pompage d'essai OUIAP, développé par le BRGM.

3.1.4 Les essais Lugeon

Le principe de ces essais est d'injecter de l'eau à pression croissante dans l'ouvrage préalablement isolé à l'aide d'un obturateur (type Packer). Pour chaque palier de pression, on mesure le volume d'eau injecté en 10 minutes. Pour interpréter ce type d'essai, on établit des courbes de débit/pression ($Q = f(P)$) de la montée et descente en pression. Le résultat est donné en unité Lugeon qui correspond à l'absorption de 1 litre d'eau de forage par minute sous une pression constante (1 Mpa). Une valeur de conductivité hydraulique est obtenue à partir de ces essais.

Ce type d'essais a été réalisé par Golder Associates sur les forages de Goro (Golder Associates, 2002b, 2005b).

3.2 Conductivités hydrauliques de l'aquitard et de l'aquifère

Une synthèse des données est présentée ici, par massif d'abord puis par lithologie. Rappelons que « l'aquitard » désigne les latérites (latérites rouges et saprolites fines), et « l'aquifère » désigne les saprolites grossières et le saprock (le terme « péridotites fracturées » est également utilisé pour désigner l'horizon situé sous le mur des saprolites grossières et appartenant à l'aquifère).

3.2.1 Distribution de la conductivité hydraulique par massif

Massif de Tiébaghi

Des essais hydrauliques ont été réalisés sur le massif de Tiébaghi, sur des trous nus (anciens sondages d'exploration parfois équipés en tête d'un tubage PVC pour éviter l'effondrement au niveau de la cuirasse-grenaille) et des piézomètres équipés (forages anciens ou récents réalisés en 2012). Ainsi **dans le cadre du projet HYPERK et de cette thèse, 21 ouvrages ont été testés**. Ils sont localisés sur la Figure 42. Les essais sont de type slug test (par injection instantanée d'un volume d'eau) et un pompage de courte durée a également été réalisé sur le piézomètre PZ_ON1_SAP avec un suivi sur le piézomètre captant les latérites se situant sur la même plateforme (Figure 40).

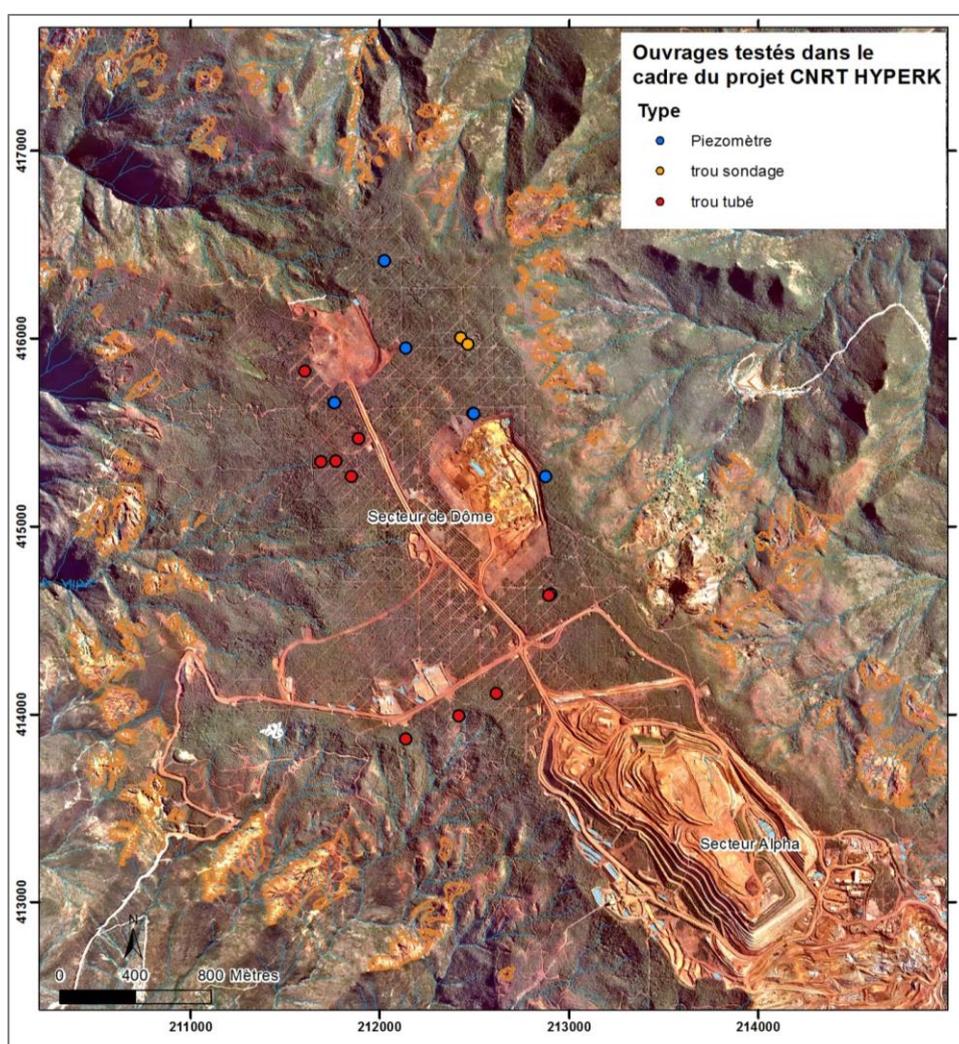


Figure 42 : Localisation des ouvrages testés au cours de la thèse et du projet CNRT "HYPERK" sur le secteur de Dôme, massif de Tiébaghi.

Par ailleurs, les données existantes et compilées par MICA (2009) ont été intégrées. Ainsi vingt essais par pompage et slug tests réalisés sur des forages captant les latérites ou les saprolites grossières sont également considérés pour l'analyse.

Pour utiliser les données de transmissivité et/ou de conductivité hydraulique, l'épaisseur saturée a été calculée. Par défaut elle résulte de la différence entre le fond de l'ouvrage et le niveau piézométrique mesuré ; le calcul est donc homogénéisé au maximum.

La Figure 43 présente la distribution des conductivités hydrauliques estimées sur l'ensemble des ouvrages de Tiébaghi. **La distribution de log K suit une loi normale centrée en -6,35 et un écart-type de 0,93.** Les résultats des pompages d'essai permettent d'estimer **le coefficient d'emmagasinement moyen, à $4 \cdot 10^{-4}$ pour les saprolites grossières et péridotites fracturées.**

En fonction des informations sur la lithologie et l'équipement, une distinction a été faite sur les perméabilités mesurées dans la latérite d'une part, et dans les saprolites grossières – saprock d'autre part. La Figure 44 présente la distribution des conductivités hydrauliques par formation captée pour le massif de Tiébaghi. Le nombre d'essais présentés par lithologie est inférieur au nombre total d'essais puisque parfois la lithologie n'est pas connue et le trou n'est pas équipé, c'est donc l'hydrosystème dans son ensemble qui est sollicité.

Les valeurs moyennes des conductivités hydrauliques mesurées sur le massif de Tiébaghi sont respectivement $\log K = -6,8$ et $\log K = -6,1$ dans l'aquitard et l'aquifère des péridotites.

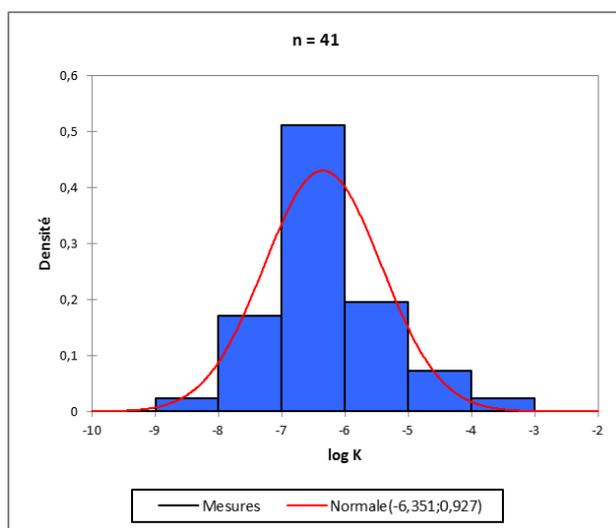
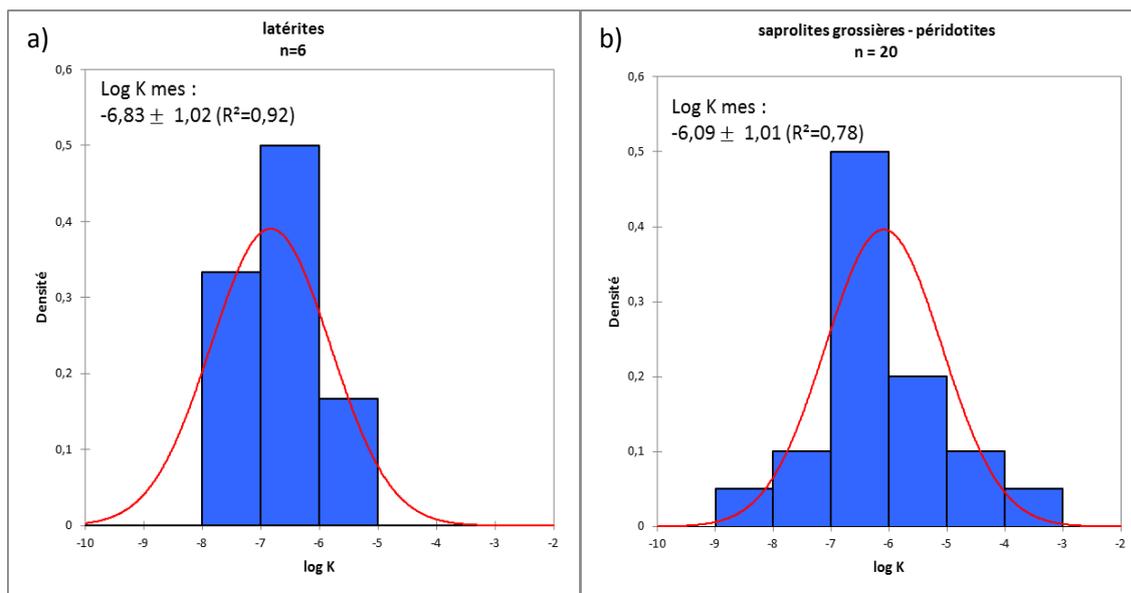


Figure 43 : Distribution des perméabilités mesurées sur les piézomètres et trous nus du massif de Tiébaghi (moyenne=-6,35 et écart-type=0,93).



R = coefficient de corrélation entre les données et la distribution normale.

Figure 44 : Distribution des conductivités hydrauliques estimées sur les piézomètres captant a) les latérites et b) les saprolites grossières et saprock, massif de Tiébaghi.

Massif de Goro

Les données de conductivité hydraulique sur Goro sont issues **d'essais terrain de type slug test réalisés dans le cadre de cette thèse (38 ouvrages testés)** ou issus de la bibliographie (42 forages testés) (Golder Associates, 2002b, 2002a, 2005b). Les essais de type Lugeon ou Lefranc réalisés par le bureau d'études sur Goro n'ont pas été réinterprétés mais les interprétations de ce même type d'essais réalisés sur le massif du Koniombo ont été validées en partant de la donnée brute (Jeanpert et Dewandel, 2013). Lorsque les essais ont été réalisés entre Packer à plusieurs profondeurs et que plusieurs valeurs de conductivité sont disponibles sur un même ouvrage (K_i pour l'essai i), une valeur moyenne (K_{moy}) pondérée par la longueur de l'intervalle testé (l_i) est calculée selon la formule :
$$K_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^n K_i \times l_i}{\sum_{i=1}^n l_i}$$
, avec n le nombre d'essais réalisés sur un même ouvrage.

Des valeurs de transmissivité sont également disponibles issues de **10 pompages d'essai courte durée réalisés dans le cadre de cette étude** (Gallois, 2015). D'autres données (8 valeurs) de transmissivité ont également été récupérées à partir de la bibliographie (A2EP Roche, 2013; Golder Associates, 2008).

La Figure 45 présente la localisation des ouvrages sur lesquels un ou des essais hydrauliques ont été conduits. Le figuré traduit le type d'ouvrage et la source de la donnée : en rouge/marron : les pompages réalisés au cours du projet HYPERK, en noir/gris : les essais slug tests réalisés au cours du projet HYPERK, et en orange les données issues de la bibliographie. Les triangles et les ronds représentent respectivement les ouvrages captant les latérites et les saprolites grossières – saprock.

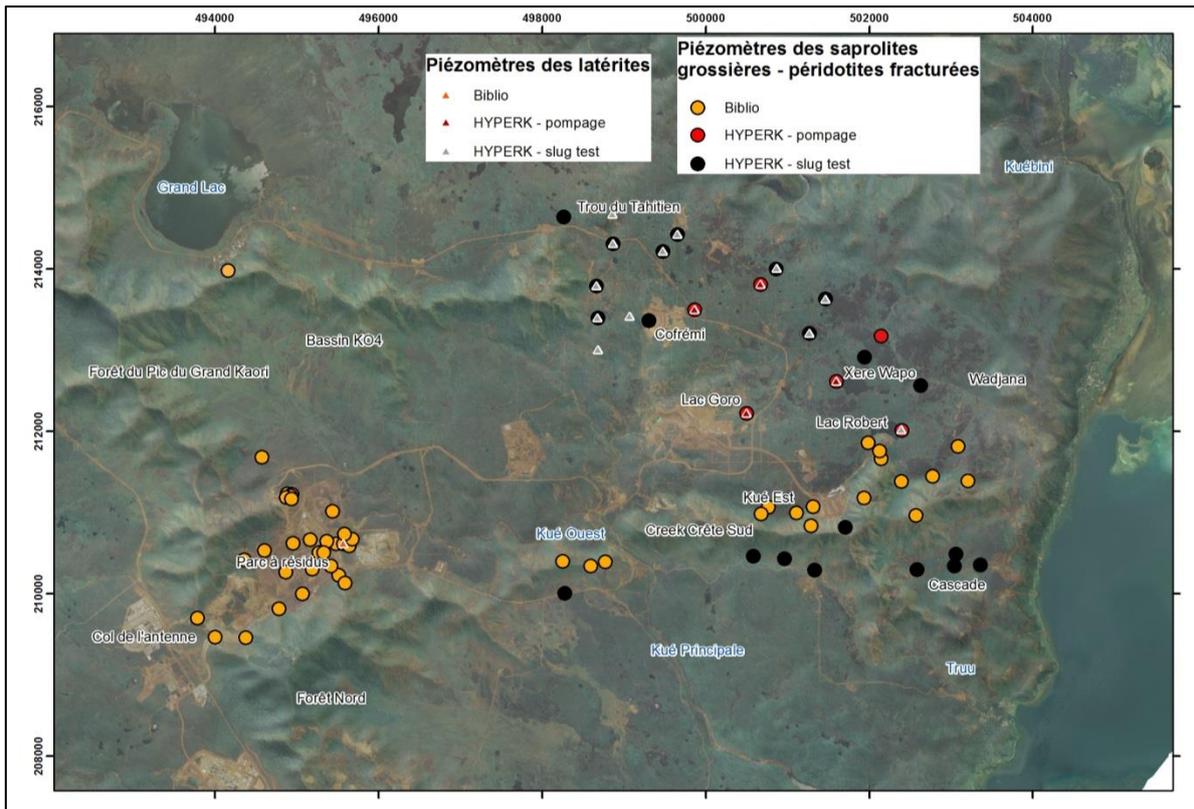


Figure 45 : Localisation des ouvrages sur lesquels des essais hydrauliques ont été réalisés, secteur de Goro, Massif du Sud.

Conductivité hydraulique des latérites

Cinq essais par pompage ont été réalisés sur des piézomètres captant les latérites (quatre durant cette thèse et un par Golder en 2008). La distribution des transmissivités est présentée sur la Figure 46. La plage de variation de la transmissivité est importante ; $\log T$ varie sur 5 ordres de grandeur dans les latérites sur la zone de Goro (moyenne géométrique = -4,8 ; écart-type = 1,7). Quatre valeurs du **coefficient d'emmagasinement sont de l'ordre de 10^{-5}** (écart-type égal à 0,3) et une seule valeur élevée se distingue avec $S = 0,67$ (sur le WKBH102A lors du pompage sur la source WK17 (Golder Associates, 2008)).

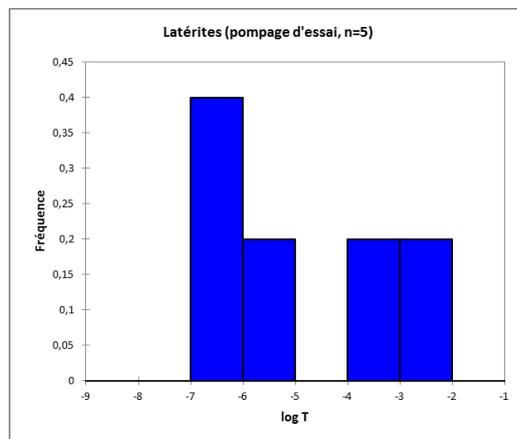


Figure 46 : Histogramme de fréquence de la transmissivité estimée par pompage d'essai sur les ouvrages captant les latérites, secteur de Goro.

Un second jeu de valeurs correspond aux essais de type slug test réalisés dans le cadre de cette étude. Quatorze piézomètres captant la latérite ont été testés ; la distribution des données est présentée sur la Figure 47. Les essais slug test permettent d'évaluer la conductivité hydraulique proche du piézomètre (à quelques mètres de distance) qui est, d'après ces résultats, **très homogène dans les latérites à cette échelle : log K moyen = -7,4, écart-type = 0,2.**

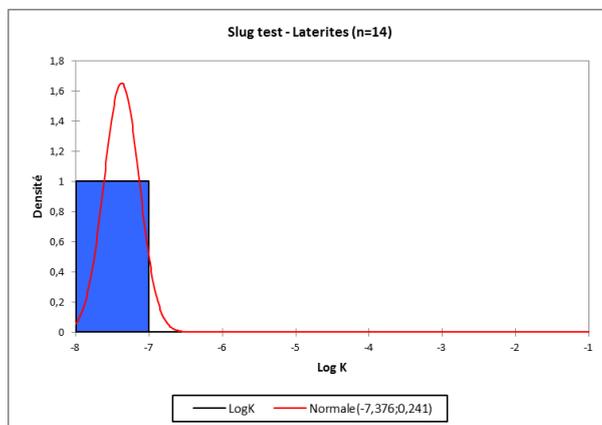


Figure 47 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée par essai slug test sur les ouvrages captant les latérites, secteur de Goro.

Sur les forages ayant fait l'objet de deux types d'essai la valeur issue du pompage d'essai est conservée. La distribution des conductivités hydrauliques mesurées dans les latérites est présentée sur la Figure 50 et hormis trois valeurs (dont une seule >-4 sur la zone du parc à résidus), se concentre autour de $\log K = -7$.

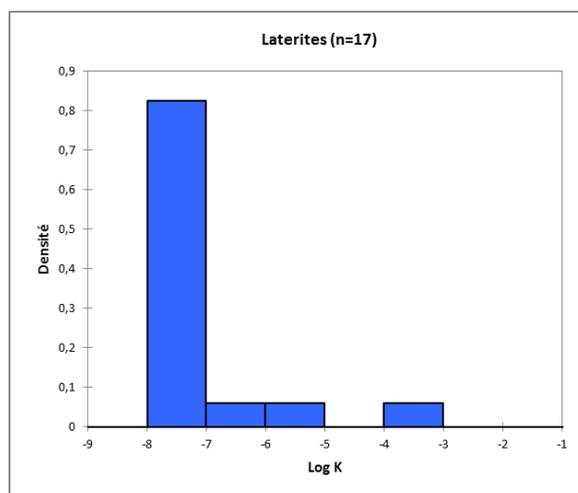


Figure 48 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique sur les ouvrages captant les latérites, tous types d'essai confondus, secteur de Goro.

La conductivité hydraulique des latérites de Goro est relativement homogène, de l'ordre de $K = 10^{-7}$ m/s.

Caractérisation de la conductivité hydraulique des saprolites grossières

Treize essais par pompage ont été réalisés sur des piézomètres captant les saprolites grossières (six dans le cadre de cette étude sur la zone de la fosse minière Plaine des Lacs, et sept par Golder en 2008 sur la zone du parc à résidus de la Kué Ouest (Golder Associates, 2008)). La distribution des transmissivités est présentée sur la Figure 49.

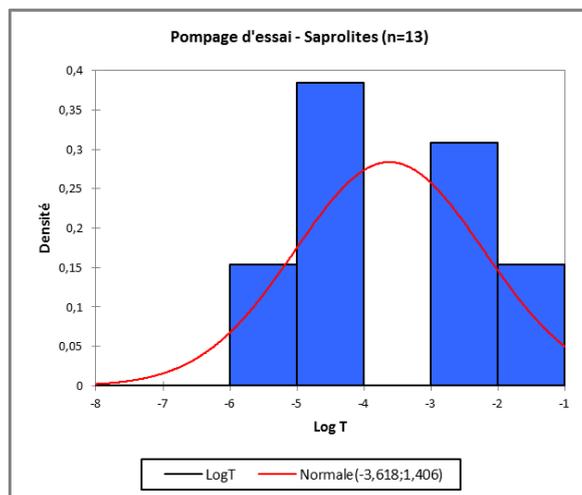


Figure 49 : Histogramme de fréquence de la transmissivité estimée lors de pompages d'essai sur 13 ouvrages captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock, secteur de Goro, Massif du Sud.

La plage de variation de la transmissivité est importante ; **logT varie sur 5 ordres de grandeur dans les saprolites grossières** sur la zone de Goro : $\log T$ moy = -3,6 et écart-type = 1,4.

Le coefficient d'emménagement varie entre 10^{-2} et 10^{-5} . Les valeurs élevées se situent exclusivement autour de la zone du parc à résidus de la Kué Ouest (voir Figure 45 pour la localisation).

Un second jeu de valeurs correspond aux essais de type slug test réalisés dans le cadre de cette étude. Vingt-quatre piézomètres captant la saprolite grossière ont été testés. La Figure 50 présente la distribution de la conductivité hydraulique mesurée.

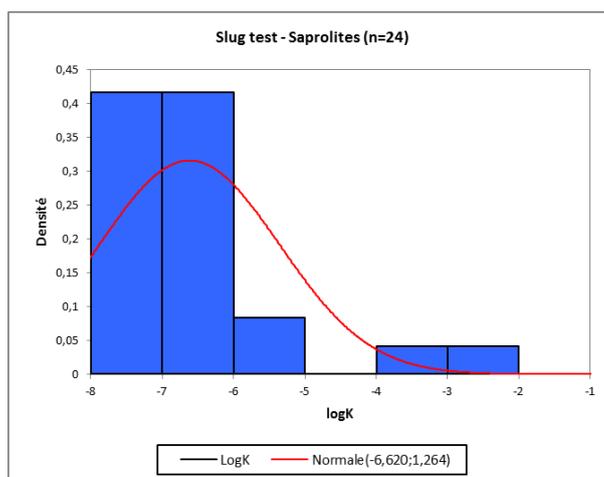


Figure 50 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée à partir d'essais de type slug test sur les ouvrages captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock, secteur de Goro, Massif du Sud.

Les deux valeurs élevées ($\log K > -4$) correspondent à des essais slug test dont la réponse est oscillatoire. Ce type de réponse peut être observé dans les milieux très perméables ou présentant un vide, un sous-cavement. Il est possible qu'une cavité souterraine à l'interface grenaille / latérite rouge soit à l'origine de cette réponse. Une autre hypothèse serait l'existence d'une fracture très ouverte.

Enfin des essais (437 au total) ont été réalisés entre Packer lors de la foration, sur des intervalles de longueur 5 m en moyenne. Parfois l'essai a échoué pour une raison inconnue et aucune valeur n'est estimée, parfois la conductivité hydraulique estimée est inférieure, ou supérieure, à la valeur limite de l'essai, respectivement 10^{-8} et 10^{-4} m/s. En utilisant exclusivement les essais pour lesquels une conductivité hydraulique a pu être estimée, 336 valeurs sont utilisées pour calculer la conductivité moyenne sur les 42 ouvrages testés (on utilise la moyenne pondérée par la longueur de l'intervalle testé). La distribution des conductivités hydrauliques estimées par essais entre Packers est présentée sur la Figure 51. Seuls les piézomètres captant les saprolites grossières - saprock ont été considérés.

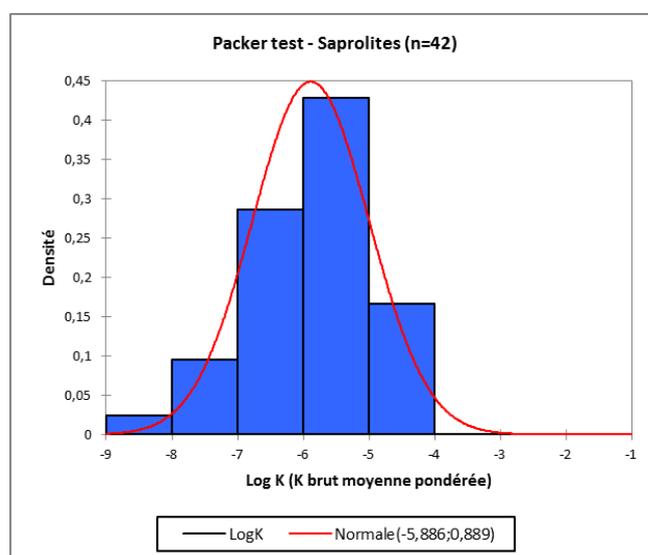


Figure 51 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée par essais entre Packer, sur les ouvrages captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock, secteur de Goro, Massif du Sud

La conductivité hydraulique sur ces 42 ouvrages varie sur 5 ordres de grandeur, entre $\log K = -8,2$ et $-4,1$, avec $\log K_{moy} = -5,8$ et un écart-type de 0,9.

En compilant ces trois types d'essai terrain, on obtient 81 valeurs de conductivité hydraulique. Quand plusieurs méthodes ont été appliquées sur un même ouvrage, une seule valeur est utilisée. La Figure 52 présente la distribution de la conductivité hydraulique mesurée sur les 75 piézomètres captant les saprolites grossières – saprock sur le secteur de Goro.

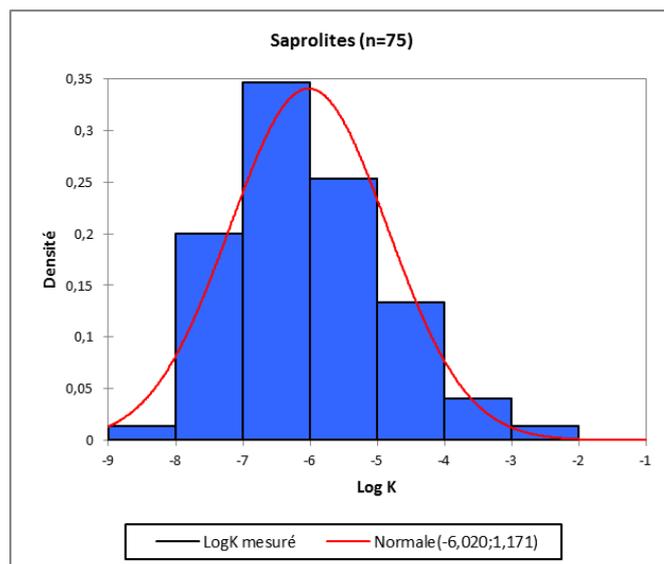


Figure 52 : Histogramme de fréquence de la conductivité hydraulique estimée sur les ouvrages captant les saprolites grossières et saprock, tous types d'essai confondus, secteur de Goro.

La distribution quasi normale est unimodale, Log K varie sur huit ordres de grandeur, attestant de la grande variabilité de la conductivité des saprolites grossières et péridotites fracturées sur la zone de Goro. La loi normale qui reproduit le mieux le jeu de données est centrée en $\log K = -6,0$ et l'écart-type vaut 1,2. La répartition géographique de ce paramètre sera considérée dans la section suivante sur la cartographie des zones de drainage sur le massif de Goro.

Essais hydrauliques sur d'autres massifs de péridotites

Des essais de type slug test ont été réalisés sur d'autres massifs de péridotites en Nouvelle-Calédonie. En 2014, deux essais ont été réalisés sur le massif de Poro sur un trou nu protégé en tête par un PVC, et sur un piézomètre équipé (Verdier, 2014). Enfin, en 2015 une mission de l'équipe HYPERK a eu lieu sur la mine de Nakety sur la côte Est, exploitée par la SMN (Société des Mines de Nakety, groupe Ballande) pour réaliser des essais sur son réseau de piézomètres. Malheureusement, compte tenu des tubages de petite dimension, des forages parfois non parfaitement verticaux et surtout à cause des niveaux piézométriques très bas, les essais hydrauliques n'ont pas permis d'obtenir des valeurs de conductivité hydraulique.

Tableau 4 : Résultats des essais slug tests réalisés sur les ouvrages du site de Poro.

Nom ouvrage	Profondeur ouvrage (m/sol)	Lithologie captée	Conductivité hydraulique (m/s)
ISA03	15	Saprolites grossières et saprock	$5,5 \cdot 10^{-7}$
ISA17	12		$4,5 \cdot 10^{-8}$

3.2.2 Distribution de la conductivité hydraulique par lithologie

Les données par massif ont montré de fortes similitudes sur les gammes de valeurs et de variation de la conductivité hydraulique des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Sur la Figure 53 sont indiquées les valeurs moyennes et les écarts-type pour l'ensemble des mesures en fonction de la lithologie.

Sur les boîtes à moustaches sont aussi représentées les valeurs médianes, les premier et troisième quartiles (50 % des données centrales se trouvent entre ces deux limites, 25 % se trouvent au-dessus et 25 % en-dessous). Les données situées hors des extrémités sont considérées comme des valeurs extrêmes (c'est-à-dire hors d'une distribution gaussienne), c'est le cas d'une valeur très élevée de conductivité hydraulique mesurée sur un ouvrage captant les latérites.

Il apparait nettement que la distribution des valeurs est peu dispersée pour le niveau des latérites, ou niveau aquitard, alors que les conductivités hydrauliques mesurées dans les saprolites grossières et saprock sont fortement variables, de très perméables à quasi imperméables, mettant en évidence une hétérogénéité importante à l'échelle du forage.

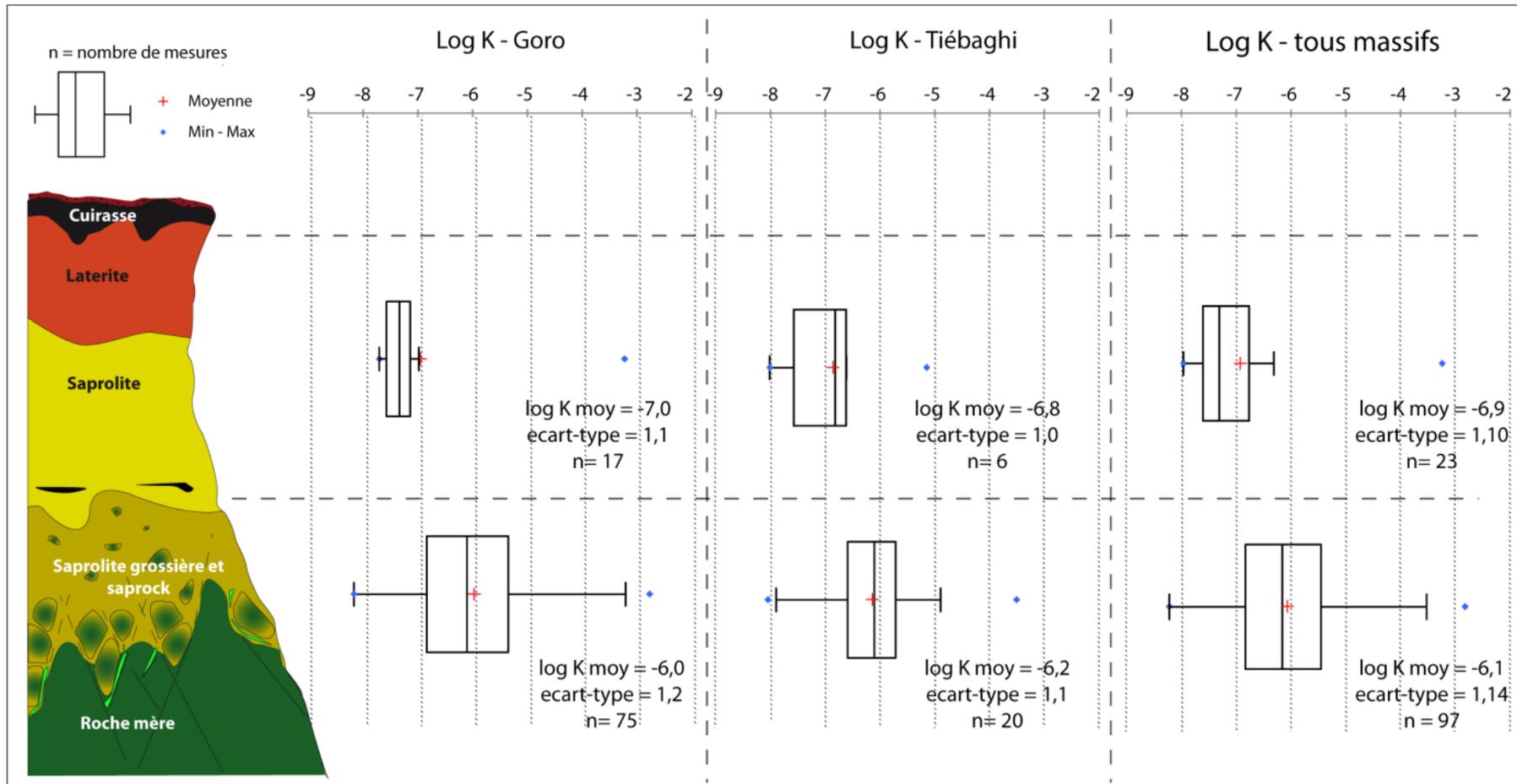


Figure 53 : Valeurs de conductivité hydraulique sur les latérites et sur les saprolites grossières et saprock, données des massifs de Goro (n=92), Tiébaghi (n=26), et Poro (n=2).

4 Analyse de l'effet d'échelle de la conductivité hydraulique

Schulze-Makuch *et al.* (1999) étudient l'effet d'échelle observé sur la conductivité hydraulique. Ils expliquent que cet effet résulte de l'existence d'hétérogénéités de types fractures ou conduits karstiques qui constituent des chemins préférentiels pour l'écoulement. Selon ces mêmes auteurs, l'hétérogénéité d'une formation géologique est estimée selon la variance des conductivités hydrauliques estimées à une même échelle, l'échelle du forage dans le cas de cette étude, qui intègre le plus grand nombre de données. Si la variance de la conductivité hydraulique est inférieure à 0,5 cycle log, l'unité géologique est considérée homogène ; si cette condition n'est pas vérifiée, **l'unité géologique est considérée hétérogène ; c'est le cas des latérites et des saprolites grossières – saprock de Nouvelle-Calédonie.**

4.1 Méthode

La relation entre la conductivité hydraulique et l'échelle de mesure est examinée. Pour cela, trois paramètres peuvent être considérés : la distance parcourue par la dépression pendant l'essai, le rayon d'influence, ou le volume du milieu testé (Schulze-Makuch *et al.*, 1999). Dans notre cas, c'est le rayon d'investigation qui est considéré. Il est calculé selon les formules suivantes :

- pour un pompage d'essai, $Re = \sqrt{\frac{2,25 * T * t_p}{S}}$ (m) avec T la transmissivité (m^2/s) et S le coefficient d'emmagasinement (-), et t_p le temps de pompage pour chaque essai (s) (selon la formule de Jacob);
- pour un essai slug test : $Re = f(\text{rayon du forage, hauteur mouillée, paramètres de forme})$ (Bouwer et Rice, 1976).

Les mesures de conductivité hydraulique *in situ* sont complétées par une estimation de la conductivité hydraulique minimale à l'échelle du bassin versant basée sur les débits des creeks drainant l'aquifère (Dewandel *et al.*, 2004). La relation linéaire entre le débit mesuré et la surface drainée doit être vérifiée pour que la relation soit appliquée. Basée sur la méthode de Boussinesq, une loi empirique est établie, et permet d'estimer la conductivité hydraulique en fonction du débit drainé en période de basses eaux : $Q = 2l \frac{0,862 K h^2}{L}$, avec

- l = longueur du cours d'eau pérenne ;
- L = largeur de l'aquifère ;
- h = niveau piézométrique ;
- K = conductivité hydraulique (m/s).

La Figure 54 présente schématiquement les paramètres de la formule précédente.

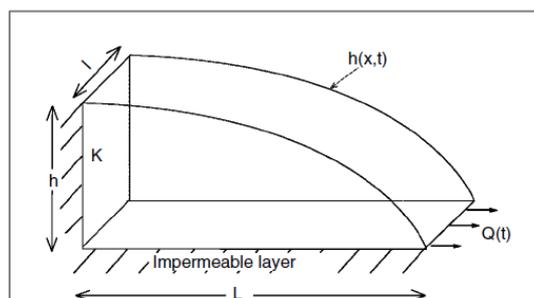


Figure 54 : Coupe schématisée du modèle de Boussinesq pour l'estimation de la perméabilité à l'échelle du bassin versant (Dewandel *et al.*, 2004).

Le rayon d'action associé à la valeur de conductivité hydraulique estimée à l'échelle régionale correspond à la distance moyenne entre le point d'entrée et l'exutoire, c'est-à-dire la demi-largeur du bassin versant.

4.2 Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique

L'ensemble des résultats des essais hydrauliques est compilé et complété par l'estimation sur le secteur de Goro, de la conductivité hydraulique sur les bassins versants de la Wadjana, de la Truu et du Creek de la Crête Sud qui drainent l'aquifère des sapolites grossières et péridotites fracturées (A2EP Roche, 2014a). La Figure 55 présente la variation du débit avec la surface drainée ; la relation est quasi linéaire et la loi définie par Dewandel *et al.* (2004) peut être appliquée aux creeks de Goro.

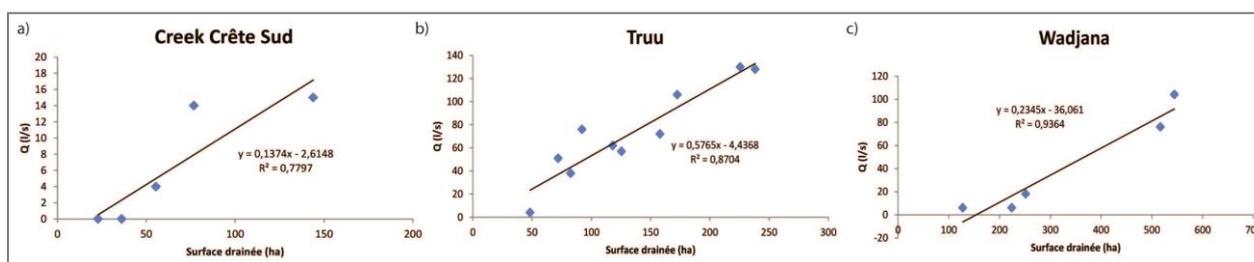


Figure 55 : Variation du débit des rivières en fonction de la surface drainée, secteur de Goro (données Vale NC).

Les Figure 56 et Figure 57 présentent la conductivité hydraulique en fonction du rayon d'investigation des essais réalisés sur le massif de Tiébaghi et sur le secteur de Goro dans le Massif du Sud.

Sur Tiébaghi (Figure 56), on observe une forte variabilité de la conductivité hydraulique pour un rayon d'investigation compris entre 1 et 10 m. La dispersion des données diminue avec le rayon d'investigation. Un seuil est observé pour un rayon de 10 – 20 m avec une augmentation de la conductivité hydraulique, qui se stabilise à plus grande échelle (échelle régionale) autour de 10^{-6} m/s.

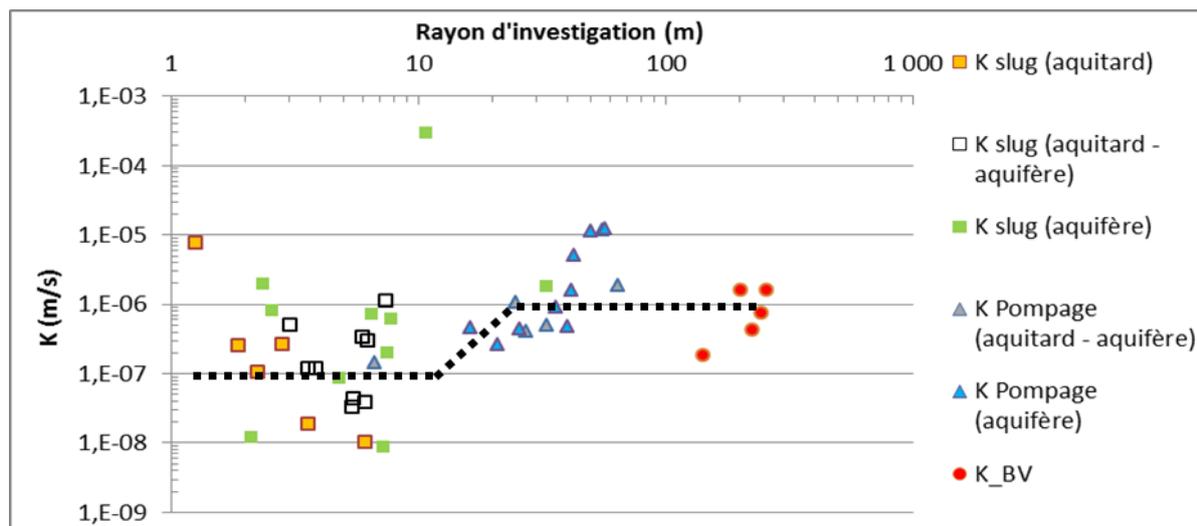


Figure 56 : Conductivité hydraulique en fonction du rayon d'investigation sur le massif de Tiébaghi.

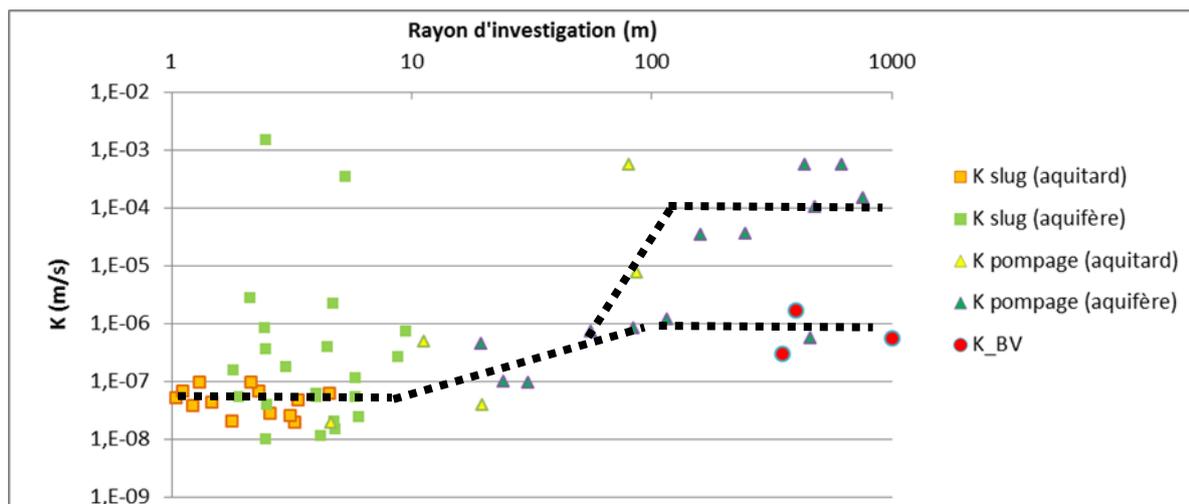


Figure 57 : Conductivité hydraulique en fonction du rayon d'investigation sur le secteur de Goro, Massif du Sud.

Les données de terrain sur Goro, essais slug tests et pompage d'essais, montrent également un effet d'échelle caractéristique des milieux hétérogènes avec **une augmentation de la perméabilité avec le rayon d'investigation**, et notamment un seuil atteint pour un rayon de l'ordre de 10 m. Un second seuil est observé autour de 100 m. La distribution est plus complexe avec deux tendances et une conductivité hydraulique qui se stabilise autour de 10^{-4} m/s ou autour de 10^{-6} m/s.

A l'échelle hectométrique à kilométrique, on observe donc une augmentation de la conductivité hydraulique qui traduit la probabilité d'intersecter des fractures drainantes, que l'on observe également à petite échelle.

Sur Goro, on observe donc deux plateaux à grande échelle ; on peut expliquer ces deux tendances par la distribution géographique des pompages d'essais longue durée qui montrent des conductivités hydrauliques élevées; en effet, ces points sont localisés sur un secteur particulier (Kué Ouest et proche du Parc à Résidus). Sur ce secteur, les fractures régionales sont certainement bien connectées ou bien drainées. Une autre hypothèse est que, sur Goro, la distribution des conductivités hydrauliques sur plusieurs ordres de grandeur est identique à toutes les échelles investiguées et le « plateau » observé dans les milieux hétérogènes n'est pas atteint.

Ainsi, la relation entre la conductivité hydraulique et le rayon d'investigation met en évidence un seuil autour de 10 – 20 m. Il est vraisemblablement lié à un réseau de fractures plus perméables de dimension pluri-décimétrique. Ce type de distribution est observée par Rovey et Cherkauer (1995) ; ils l'expliquent par le fait qu'à petite échelle la conductivité hydraulique et les écoulements sont peu influencés par les rares hétérogénéités qui augmentent fortement la perméabilité et les écoulements à l'échelle régionale. **Cependant, en moyenne la conductivité hydraulique locale et régionale est proche, seul un facteur 10 les distingue. La fracturation à l'origine de cet effet d'échelle doit ainsi être considérée et caractérisée.**

Sur Goro, il existe un second seuil plus significatif à l'échelle hectométrique avec localement une conductivité hydraulique proche de 10^{-4} m/s, lié probablement à un réseau de fractures qui lui est localement très perméable (plus ouvert) ou mieux connecté.

Chapitre 3 – Caractérisation du substratum

Dans le chapitre précédent il a été montré que les péridotites présentent les caractéristiques d'un milieu complexe avec des figures de surface d'un milieu pseudo-karstique et des conductivités hydrauliques dont la distribution est typique des milieux hétérogènes. Dans ce chapitre, des investigations complémentaires sont menées pour mieux caractériser l'hydrosystème dans sa globalité, cartographier les hétérogénéités de la conductivité hydraulique, et analyser la structure et la fracturation des péridotites profondes.

Les équipements disponibles sur les sites miniers, et notamment les plateformes de piézomètres doubles sur le secteur de Goro et l'existence de quatre forages profonds (200 m) sur le massif du Koniambo, permettent le développement de nouvelles méthodes et la multiplication des approches descriptives et quantitatives de la structure de l'hydrosystème et de son drainage.

1 Cartographie des zones de drainage

Le site de Goro dans le Massif du Sud fait l'objet d'un suivi hydrologique et hydrogéologique dense et fréquent par la compagnie minière Vale NC (filiale de Vale, entreprise brésilienne) qui exploite le site. Une partie restreinte du site de Goro est considérée pour cette analyse. Elle correspond au secteur Nord et Est du secteur de Goro, et intègre la Plaine des Lacs, la Fosse Minière, mais aussi les bassins de Cascade et Entonnoir. La zone s'étend sur 32,5 (6,5 x 5) km² (Xmin=497500, Xmax=504000, Ymin=209000 et Ymax=215000, coordonnées en mètres RGNC91 – Lambert). Cette zone est libre d'accès par rapport aux infrastructures minières, des essais ont ainsi pu y être réalisés.

L'analyse des zones de drainage potentiel est réalisée sur ce site à partir de plusieurs approches. D'abord à partir des mesures *in situ* de la transmissivité et de la piézométrie, puis en intégrant d'autres informations comme le gradient hydraulique vertical et le coefficient de tarissement de la piézométrie. Ces différentes méthodes sont ensuite discutées et les résultats placés dans leur contexte géologique et hydrogéologique, en intégrant le fonctionnement de type multicouche de l'aquifère mais aussi son comportement localement karstique. **Ce travail a fait l'objet d'une communication au congrès de l'IAH à Montpellier en 2016 (Jeanpert *et al.*, 2016).**

1.1 Réalisation de la carte des transmissivités à partir des niveaux piézométriques

La méthode utilisée a été développée au cours du programme HYPERK et fait l'objet **d'une publication en cours de révision dans la revue Journal of Hydrology (Dewandel *et al.*, 2017) jointe en annexe de ce document.** La très forte densité de données piézométriques sur la zone de Dôme du massif de Tiébaghi durant la période 2006-2007 (collaboration IRD-SLN) a permis au BRGM de développer une nouvelle méthode de cartographie de la transmissivité et de la conductivité hydraulique à partir des données de piézométrie et de perméabilité issue de tests hydrauliques. Les principes de cette méthode sont présentés rapidement ci-dessous.

1.1.1 Objectif

L'objectif de **la cartographie de la transmissivité (ou de la conductivité hydraulique) est de mettre en évidence la structuration d'un aquifère.** Les données piézométriques étant en général plus nombreuses et plus faciles à acquérir que les données de perméabilité, la mise au point d'une

méthodologie permettant de connaître la distribution spatiale de ce paramètre à partir de la donnée de piézométrie est des plus pertinentes. Les données de terrain ayant montré une forte variabilité des paramètres hydrodynamiques avec une variation sur cinq ordres de grandeur pour la conductivité hydraulique, sa distribution spatiale nécessite d'être connue. En effet, la cartographie de ce paramètre peut apporter d'importantes informations pour la gestion de l'exploitation dans le cas des péridotites de Nouvelle-Calédonie en mettant en évidence des zones de drainage, mais elle est plus généralement primordiale en modélisation numérique, car le plus souvent la conductivité hydraulique est un paramètre de calage du modèle. Ainsi, en apportant une cartographie de la conductivité hydraulique, le modèle numérique est donc mieux contraint et plus proche de la réalité physique de l'hydrosystème.

1.1.2 Méthode de cartographie de la transmissivité

Dans tous les aquifères peu perméables, la piézométrie de l'aquifère est très fortement corrélée à la topographie. Cette affirmation est vérifiée en considérant la dépendance du niveau piézométrique à la recharge ou à la topographie. Pour cela le paramètre seuil proposé par Haitjema et Mitchell-Brucker (2005) et basé sur le modèle de Dupuit-Forchheimer est calculé selon la formule $RL^2/8Td$ avec R (m/j) la recharge annuelle moyenne, L (m) la distance moyenne entre les cours d'eau, T (m^2/s) la transmissivité horizontale et d (m) la distance maximum entre la surface piézométrique moyenne et la surface topographique. La Figure 58 présente schématiquement les deux types d'aquifères avec le cas d'un milieu peu perméable où la surface piézométrique est contrôlée par la topographie (a) et le cas d'un milieu perméable où la surface piézométrique est contrôlée par la recharge (b).

Selon leur modèle, si ce paramètre est supérieur à 1, la surface piézométrique est essentiellement contrôlée par la topographie, dans l'autre cas, elle est plutôt contrôlée par la recharge. Dans le cas du secteur considéré la transmissivité est comprise entre $6 \cdot 10^{-6}$ et $2 \cdot 10^{-5} m^2/s$, L est proche de 700 m et la recharge varie entre 1000 et 1450 mm/an (voir le dernier chapitre de cette thèse). Le critère ainsi défini est compris entre 1,6 et 34, **la surface piézométrique est donc beaucoup plus contrôlée par la topographie que par la recharge**. La Figure 63 présentant le niveau piézométrique en fonction de l'altitude topographique met également en évidence le contrôle topographique.

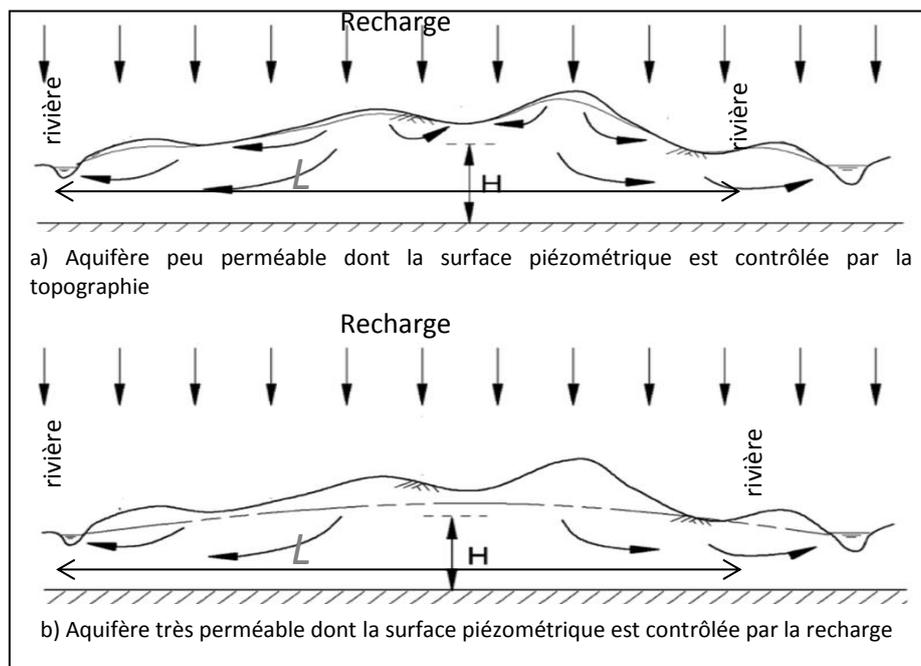


Figure 58 : Schéma présentant une surface piézométrique contrôlée: a) par la topographie (cas des aquifères peu perméables), ou b) la recharge (cas des aquifères très perméables), modifié de Haitjema et Mitchell-Brucker (2005).

La méthode qui est développée repose sur le principe que dans le cas d'un aquifère où le flux est horizontal, le niveau piézométrique est contrôlé par la topographie d'une part, mais également par les variations latérales de la transmissivité. Le principe est alors de soustraire l'effet de la topographie pour extraire les variations de la transmissivité, et ce à partir de l'équation de continuité de Darcy.

En définissant la loi qui relie la piézométrie à la topographie, une « anomalie piézométrique » est calculée ; elle correspond à la différence entre la piézométrie théorique calculée selon la loi précédemment définie et la piézométrie mesurée. **Une anomalie positive correspond à une piézométrie réelle mesurée basse, « anormalement » basse, donc une zone localement très drainante** (en supposant la recharge homogène sur la zone), correspondant à une zone très perméable où le flux vertical et/ou horizontal est élevé. A l'inverse **une anomalie négative correspond à un niveau piézométrique haut, « anormalement » élevé, correspondant à une zone peu drainante, peu perméable, où les flux sont faibles.**

La piézométrie de l'aquifère des péridotites étant contrôlée par la topographie selon le paramètre de Haitjema et Mitchell-Bruker (2005), en s'affranchissant de l'effet de la topographie, la piézométrie est remise « à plat ». Les variations de cette piézométrie « mise à plat » permettent d'accéder aux caractéristiques intrinsèques de l'aquifère. La piézométrie corrigée de la topographie est donc calculée et c'est l'anomalie piézométrique qui est considérée.

Ensuite la loi de Darcy est utilisée : à partir de **la continuité des flux** et du gradient de l'anomalie piézométrique, on peut déduire la valeur de la transmissivité. On suppose que **les flux verticaux sont négligeables par rapport aux flux horizontaux et ainsi, en utilisant la pente de l'anomalie piézométrique (notée α)** pour représenter le gradient piézométrique, on peut écrire :

$Q = constante = T \times l \times \overline{grad(h)}$, avec l la largeur de la section mouillée, T la transmissivité et h la piézométrie,

d'où, d'une zone perméable (1), à l'autre (2), on obtient : $T_1 \times \alpha_1 = T_2 \times \alpha_2 = T_i \times \alpha_i$.

La Figure 59 représente schématiquement le principe et les hypothèses de la méthode.

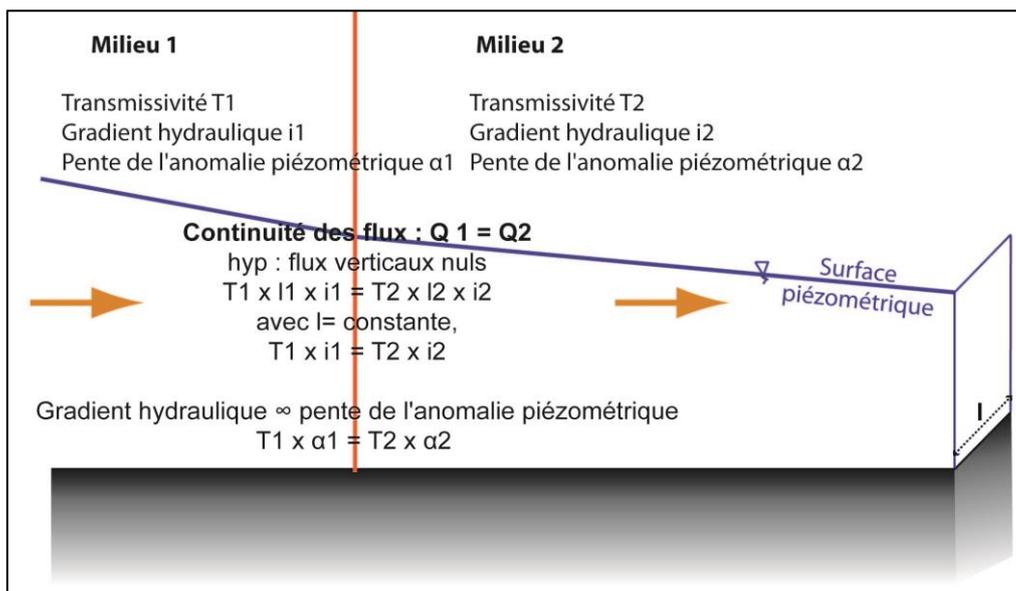


Figure 59 : Représentation schématique de la continuité des flux souterrains et relation avec la transmissivité.

Le variogramme de l'anomalie piézométrique est calculé et si le paramètre est spatialisé, il est interpolé par la méthode de krigeage.

Ensuite une relation entre la variable « pente de l'anomalie piézo » et le paramètre transmissivité « Tcalc » est établie. La relation entre ces variables est empirique et résulte de la meilleure correspondance entre la distribution des transmissivités mesurées et calculées.

En résumé, la méthode repose sur plusieurs étapes de calcul :

- définition de la loi qui lie la piézométrie mesurée h_{mes} et l'altitude z ; calcul du niveau piézométrique théorique, h_{th} , et de l'anomalie piézométrique :
 $Anomalie\ piézo = h_{th} - h_{mes}$;
 si $h_{th} > h_{mes}$, la zone est particulièrement drainante ; si $h_{th} < h_{mes}$, la zone est peu drainante;
- calcul du variogramme de l'anomalie piézométrique ;
- interpolation par krigeage de l'anomalie de piézométrie sur la zone d'étude ; le pas de calcul de la grille est adapté à la densité de données piézométriques et aux données du variogramme de l'anomalie piézométrique ;
- calcul de la pente de l'anomalie de piézométrie (qui est utilisée comme équivalent du gradient hydraulique et qui n'est fonction que de la transmissivité); la carte met en évidence les discontinuités hydrodynamiques. La grille interpolée est extraite en un fichier de points ;
- la distribution de la pente de l'anomalie piézométrique est comparée à la distribution des transmissivités mesurées pour en extraire deux paramètres : a et b utilisés pour le calcul de la transmissivité ; $T_{calcul} = f(\alpha)$. En théorie cette loi devrait être linéaire suivant la loi de Darcy. Les paramètres a et b sont définis de sorte que les distributions entre les transmissivités mesurées et calculées soient les plus proches possibles ;
- enfin, pour valider le modèle, en chaque point où un essai hydraulique existe, l'erreur entre la mesure et la valeur est calculée.

1.1.3 Données disponibles sur Goro

*Piézo*métrie

Les données disponibles correspondent à la base de données « HYDRO » transmise par Vale NC en mai 2014. Elle contient les mesures manuelles et issues d'enregistrements en continu sur les 372 ouvrages de leur réseau sur la période 2011-2013. Les données utilisées correspondent à la période durant laquelle le nombre de données est maximum. La période de basses eaux (saison sèche) retenue correspond au mois d'octobre 2013 avec 427 mesures pour cette période. Parmi ces données une sélection des ouvrages a été réalisée selon l'aquifère capté par l'ouvrage. En effet, seuls les ouvrages captant l'aquifère principal des saprolites grossières et péridotites sont conservés. La nature de l'aquifère capté est défini à partir de la coupe équipement et lithologique lorsqu'elle est disponible et transmise par Vale NC, ou à partir de l'unité stratigraphique décrite par Vale NC. Enfin, lorsque plusieurs mesures existent pour un même ouvrage sur la période mensuelle, la valeur moyenne est calculée.

Au final, 186 mesures piézométriques sont disponibles après le tri des données. La Figure 61 présente la localisation des points de mesures du niveau piézométrique pour le mois d'octobre 2013. Afin de replacer les mesures ponctuelles utilisées pour cette étude, la carte piézométrique établie par Vale NC en période de basses eaux (A2EP Roche, 2014b) est présentée sur la Figure 62.

La méthode développée est appliquée sur une zone plus restreinte correspondant à un grand bassin versant et un second plus restreint sur lesquels les piézomètres sont faciles d'accès et sur lesquels

nous avons pu réaliser un certain nombre d'essais hydrauliques (n=44). La zone cartographiée correspond aux bassins versants de la « Kué Nord » et de « Cascade ». **Les mesures piézométriques sur cette zone sont au nombre de 100 ; les ouvrages correspondant sont représentés en rouge sur la Figure 61.**

Transmissivité

Sur ce secteur, 44 mesures de transmissivité sont disponibles (résultats de pompage d'essai ou d'essais slug tests). Comme cela a été présenté dans la partie 3.2.1. du chapitre précédent, elles sont issues de pompages d'essais ou d'essais à charge variable, auquel cas le calcul en transmissivité résulte de l'estimation de l'épaisseur mouillée (calculée de manière homogène sur tous les ouvrages en prenant la différence entre la profondeur de l'ouvrage et le niveau piézométrique). Leur distribution est représentée sur la Figure 60. Une valeur élevée mesurée sur un des ouvrages du bassin versant Cascade se distingue mais elle est conservée au sein du jeu de données puisqu'elle s'intègre dans la distribution des conductivités hydrauliques à l'échelle de l'ensemble du secteur de Goro (Figure 52).

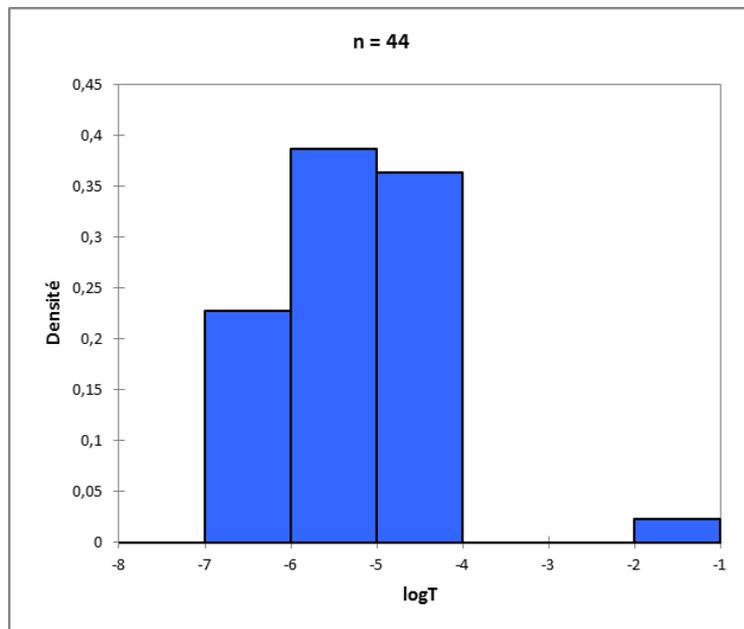


Figure 60 : Distribution des 44 valeurs de transmissivité sur le secteur étudié, zone de Goro, Massif du Sud.

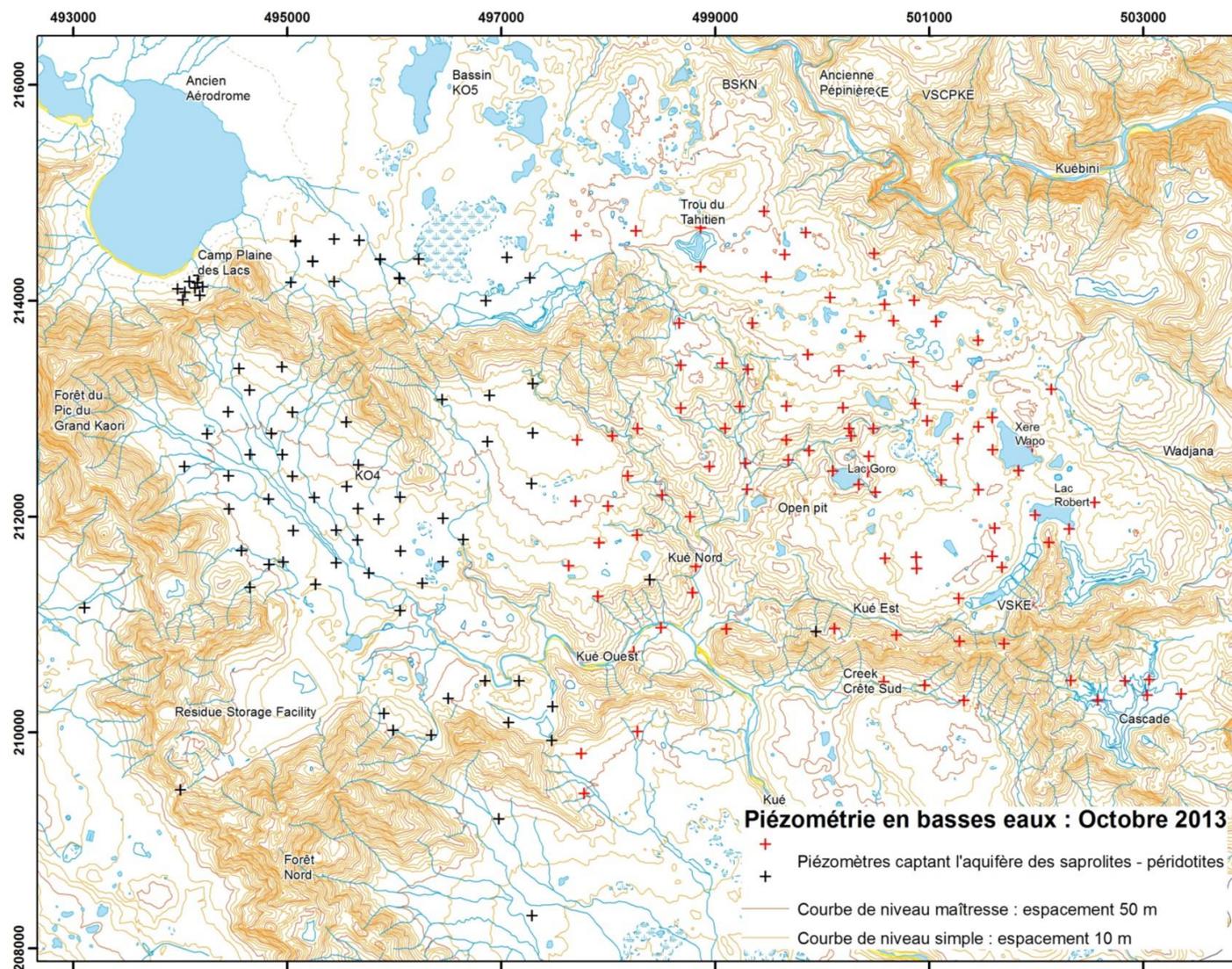


Figure 61 : Localisation des piézomètres captant l'aquifère des saprolites grossières et saprock en période de basses eaux (n=186), en rouge les piézomètres de la zone cartographiée (n=100) (Octobre 2013).

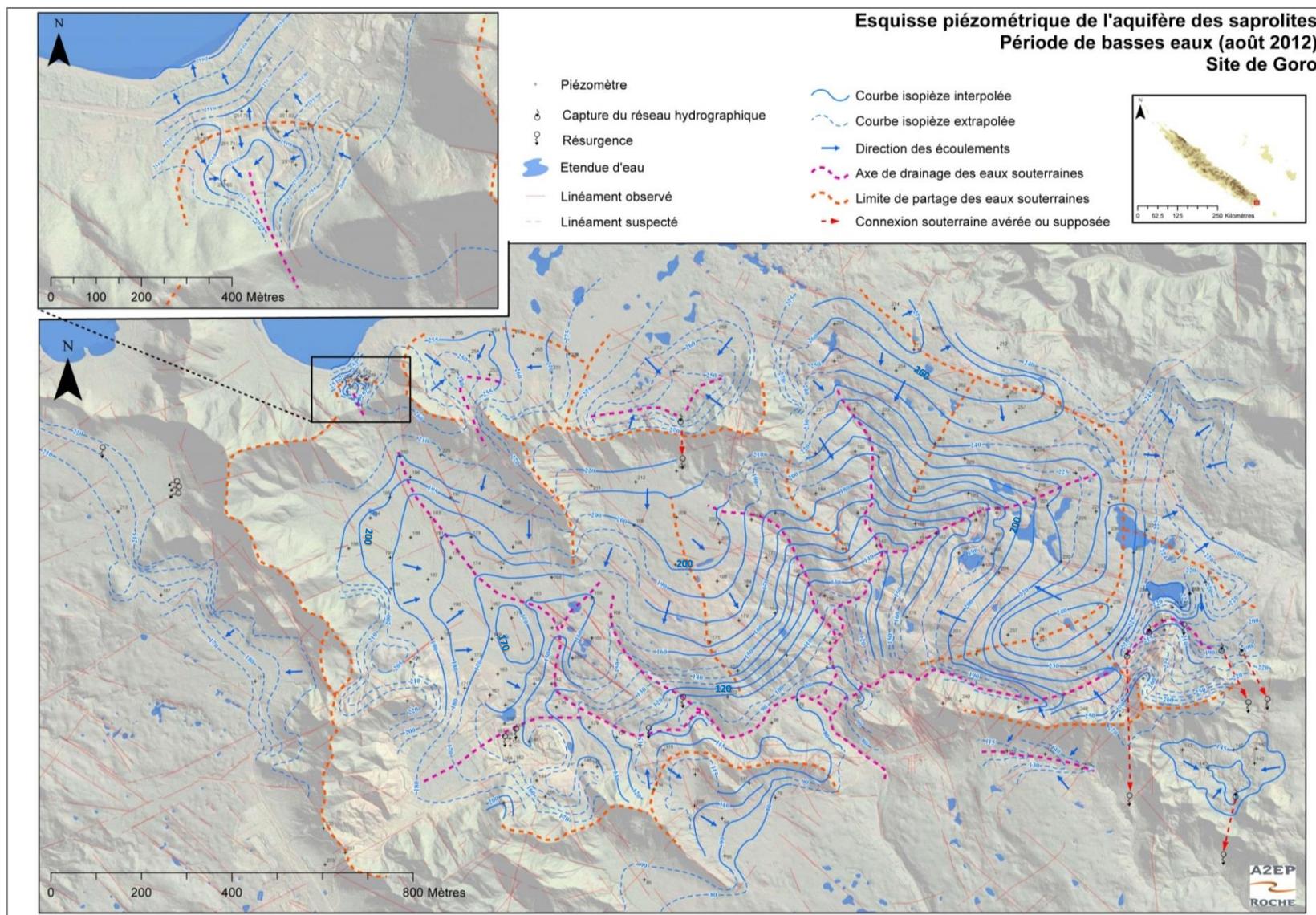


Figure 62 : Carte piézométrique de l'aquifère des saprolites grossières et saprock en période de basses eaux (août 2012) (A2EP Roche, 2014b).

1.1.4 Résultat

L'anomalie piézométrique est calculée à partir de la loi linéaire qui relie la piézométrie à l'altitude du point ; l'altitude utilisée correspond au nivellement du forage sur lequel a été réalisée la mesure ; une analyse de la sensibilité sur la valeur de l'altitude a été réalisée et a montré qu'avec une altitude lissée (MNT à 10 ou 50 m) les résultats restent similaires en termes de coefficient de corrélation. La loi est définie manuellement de sorte à ignorer les points qui sortent de la tendance principale.

La Figure 63 présente la relation linéaire entre les deux paramètres : $h_{th} = 0,98 \times z - 4$ (m), $n=100$.

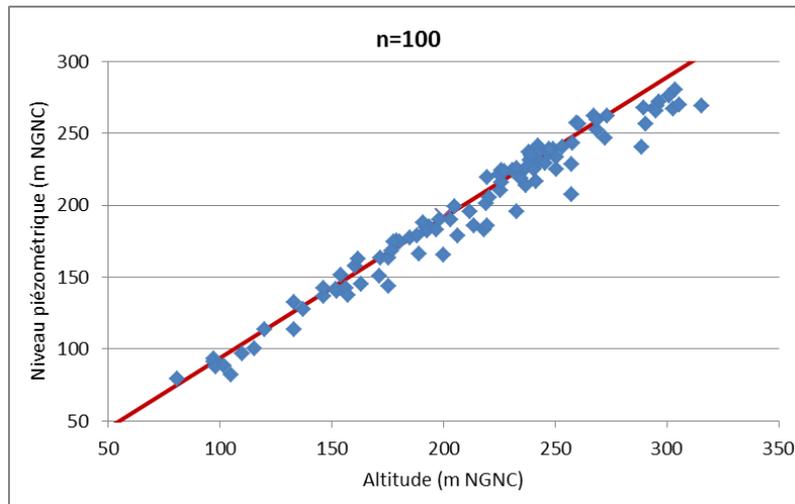


Figure 63 : Niveau piézométrique de l'aquifère des saprolites grossières et saprock en fonction de l'altitude du piézomètre, en basses eaux, zone de Goro.

L'anomalie piézométrique est calculée à partir de la différence entre le niveau piézométrique modélisé (« théorique »), noté h_{th} et le niveau piézométrique mesuré. La Figure 64 présente la distribution statistique de ce paramètre.

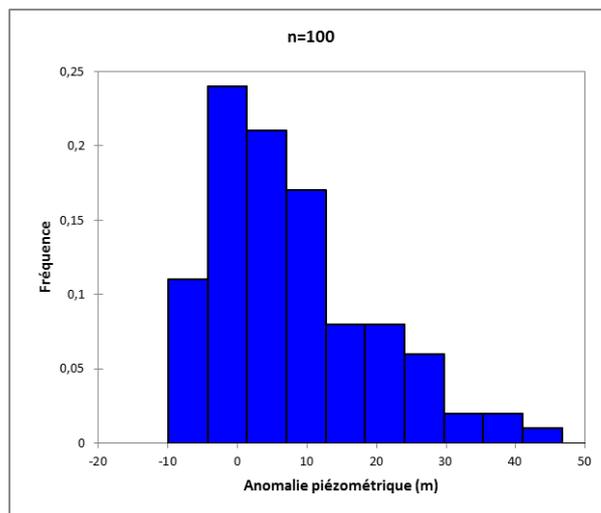


Figure 64 : Distribution de l'anomalie piézométrique de l'aquifère des saprolites et saprock en période de basses eaux.

Elle est ensuite interpolée à partir du variogramme présenté Figure 65. La carte de **l'anomalie piézométrique est construite par la méthode de krigeage** à partir d'un modèle type exponentiel (palier 135 m et portée 300 m) sans anisotropie. Le nombre de paires est significatif au-delà de 200 m ; le pas de la grille d'interpolation est fixé à 100 m.

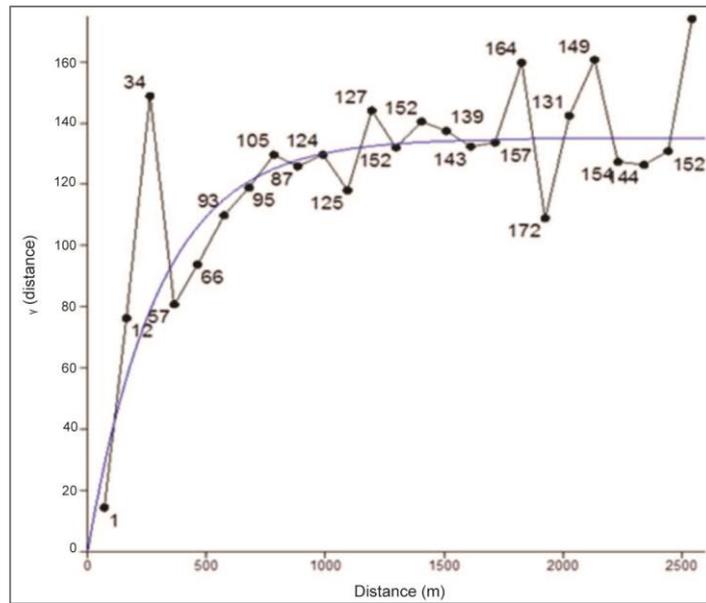


Figure 65 : Variogramme de l'anomalie piézométrique (n=100) : modèle exponentiel (palier 135 m et portée 300 m).

La Figure 67 présente la carte de l'anomalie piézométrique interpolée et les points de mesure du niveau piézométrique utilisés pour la construire (croix noires). Les anomalies négatives sont en rouge, les anomalies fortement positives sont en bleu. Sur ces secteurs la piézométrie mesurée ne suit pas la tendance générale et est anormalement basse.

Sur cette même carte sont également représentées les valeurs de transmissivité mesurées sur le secteur. La gamme de valeur est représentée par la couleur du figuré. Sur cette carte aucun lien n'apparaît entre la transmissivité mesurée au forage et l'anomalie piézométrique. La cartographie de transmissivité est réalisée ensuite sur le secteur.

Les paramètres a et b utilisés pour le calage des distributions des transmissivités calculées et mesurées valent respectivement $2,5 \cdot 10^{-6}$ et $-2,5 \cdot 10^{-6}$. La Figure 66 présente les distributions des transmissivités mesurées et calculées. La carte des transmissivités ainsi construite est présentée sur la Figure 67.

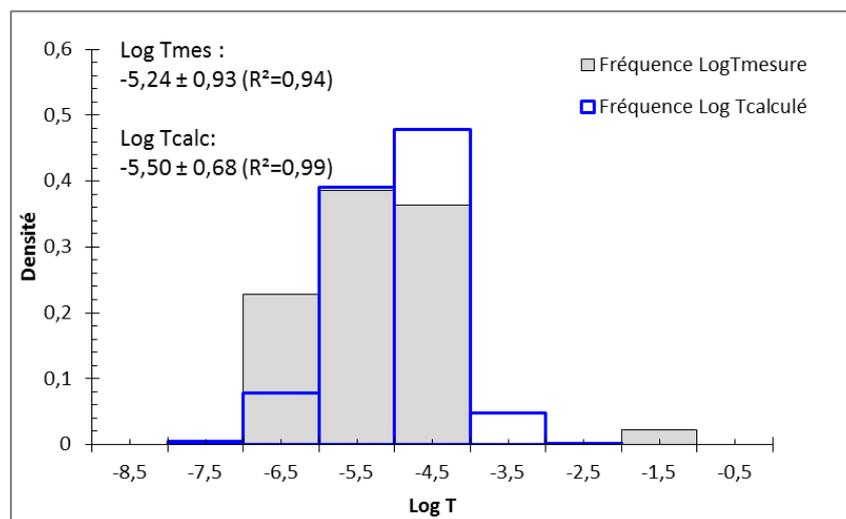


Figure 66 : Distribution sur une échelle logarithmique des transmissivités mesurées et calculées sur le secteur restreint de Goro (R= coefficient de régression linéaire entre la distribution vraie et la distribution normale).

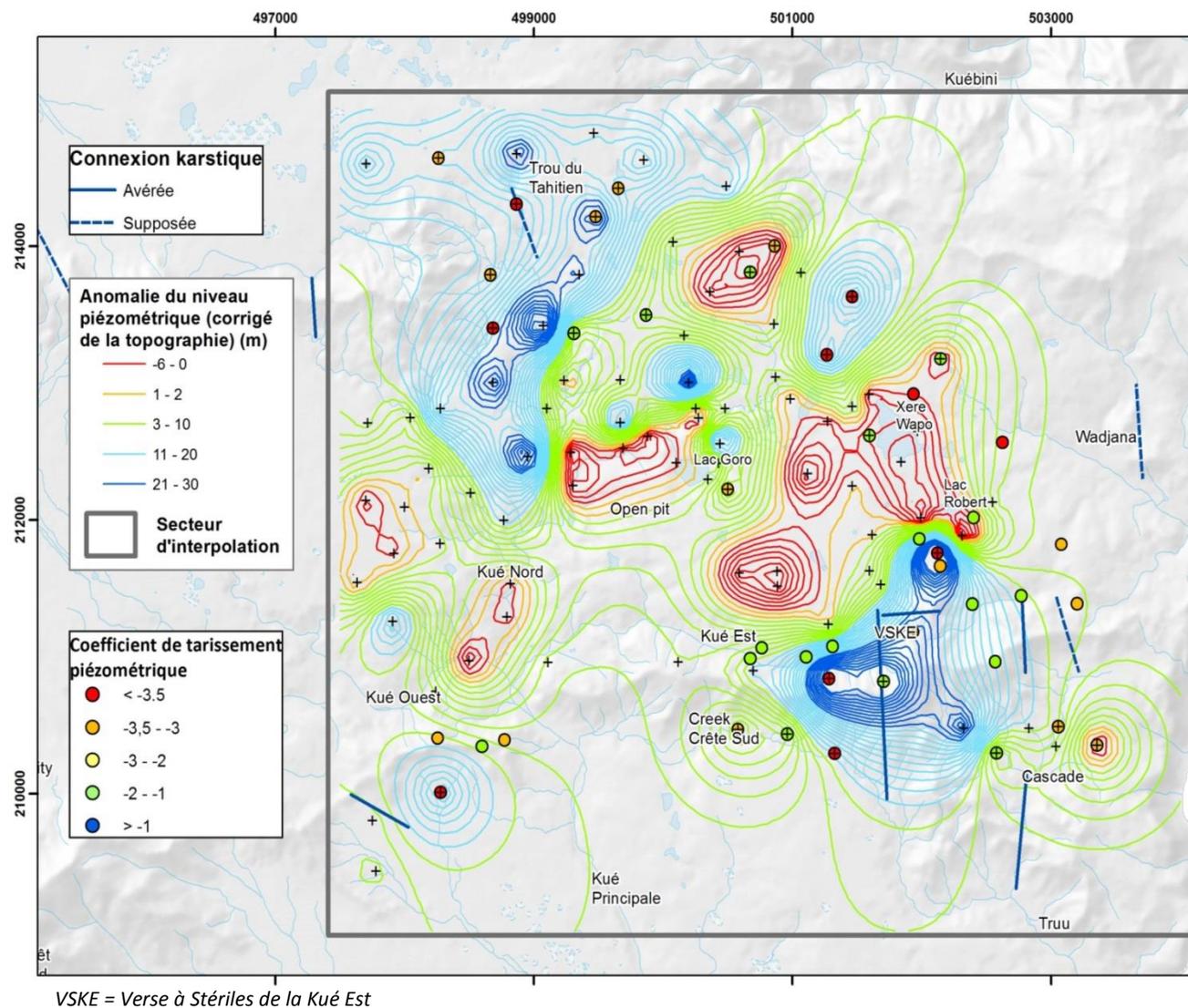


Figure 67 : Cartographie de l'anomalie piézométrique calculée et valeurs de la transmissivité mesurée.

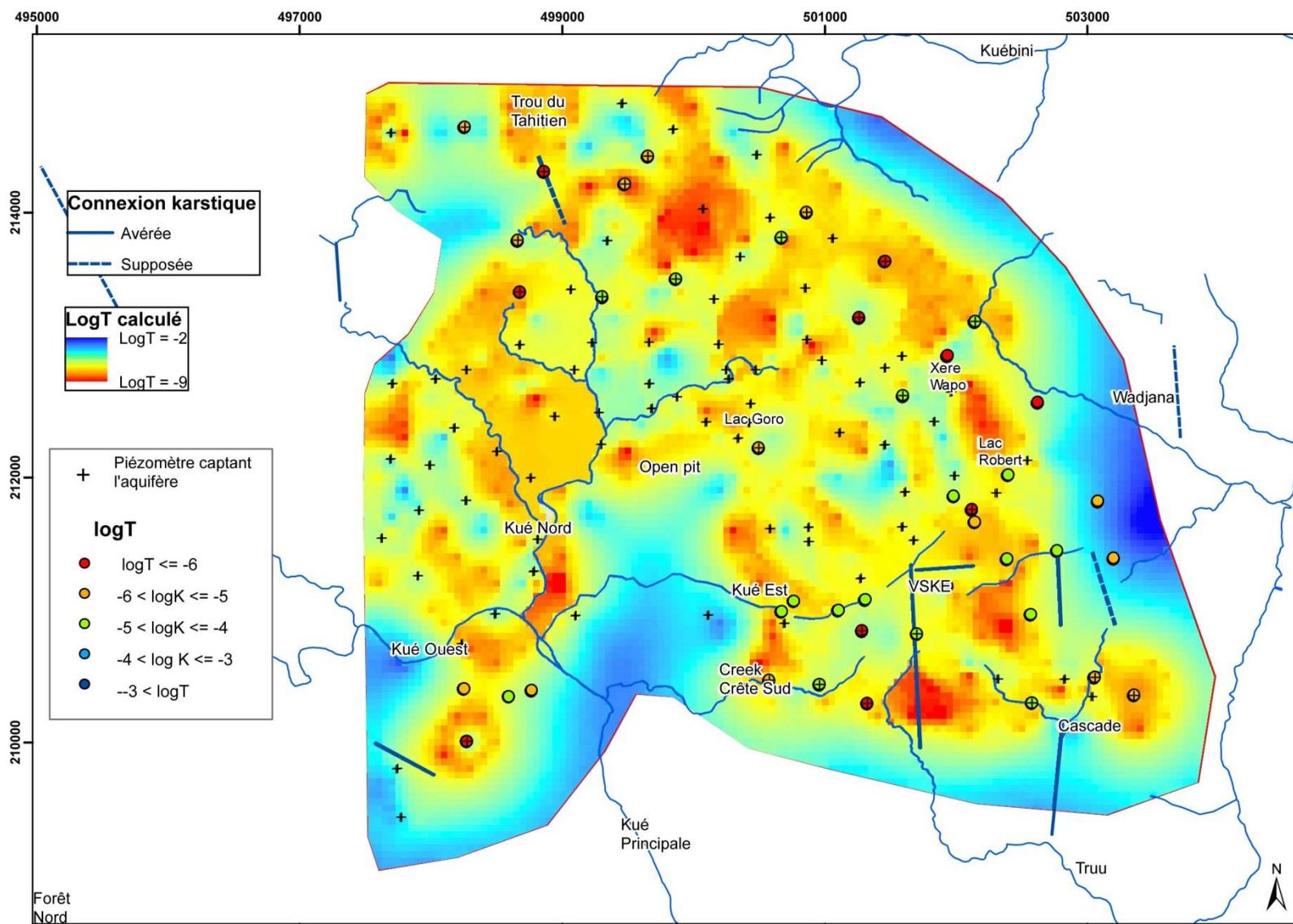


Figure 68 : Cartographie de la transmissivité calculée sur la zone réduite de Goro, piézomètres utilisés et points de mesure de la transmissivité.

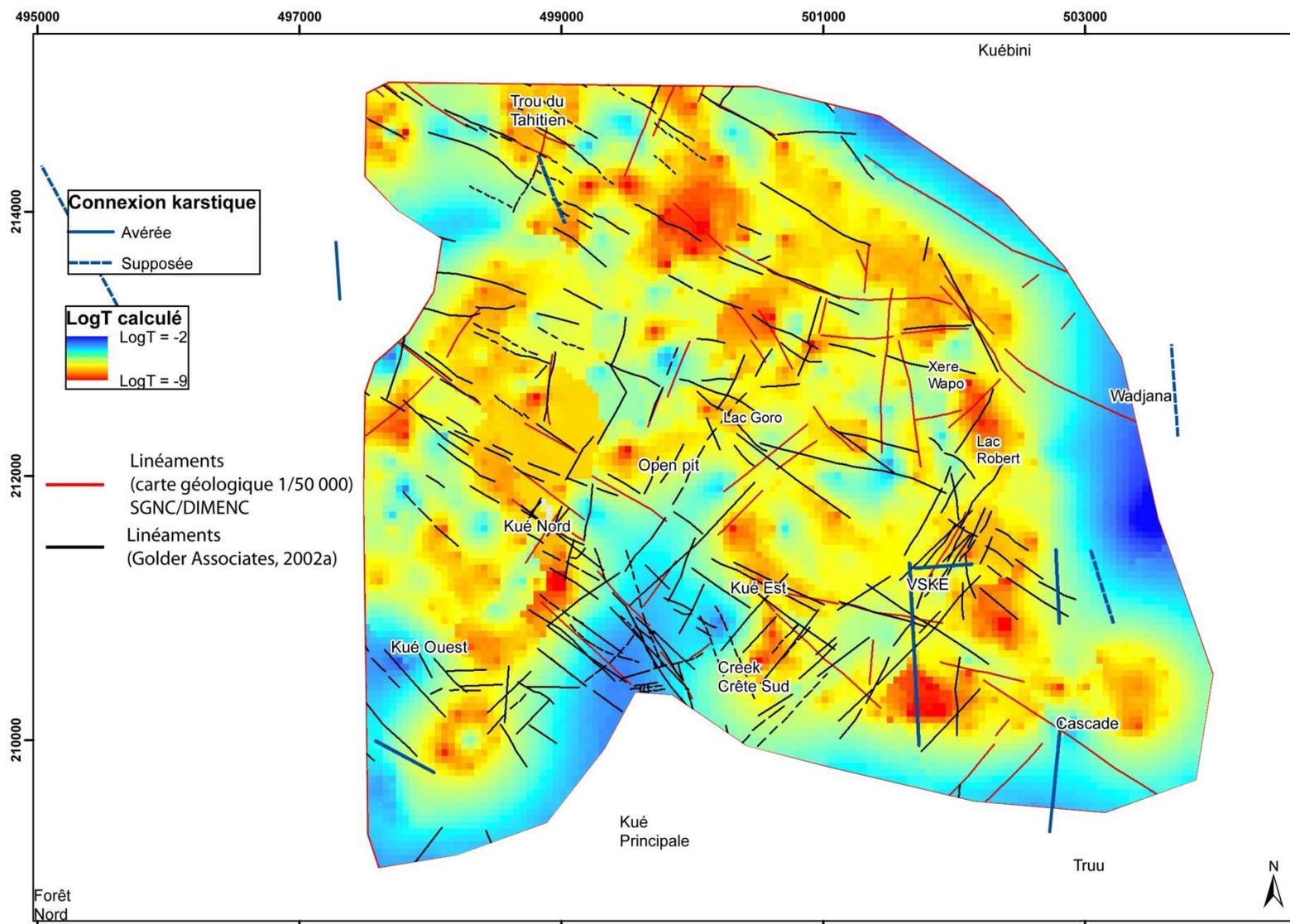


Figure 69 : Cartographie de la transmissivité calculée sur la zone réduite de Goro et linéaments déterminés par photo-interprétation par le Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC/DIMENC) et Golder Associates (2002b).

Sur cette carte, les contours des fortes anomalies piézométriques sont bien marqués et les fortes hétérogénéités de transmissivité apparaissent. La transmissivité sur plus de cinq ordres de grandeur. Localement les mesures de perméabilités sont correctement reproduites (Figure 70) avec 33 % des valeurs de transmissivité reproduites avec une erreur inférieure à 10 %, et 60 % des valeurs avec une erreur inférieure ou égale à 20 %.

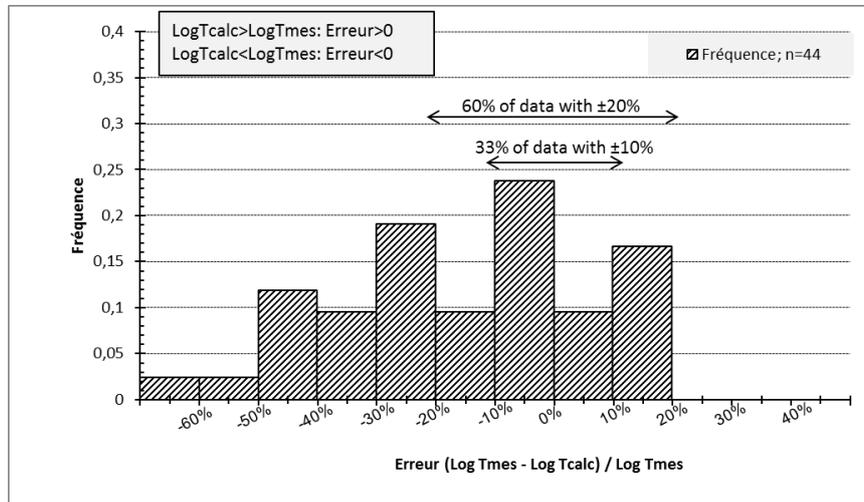


Figure 70 : Distribution des erreurs entre les transmissivités mesurées et calculées sur le secteur de Goro.

1.1.5 Discussion

La Figure 69 présente la carte de la transmissivité calculée et les linéaments déterminés par photo-interprétation (Golder Associates, 2002a; Maurizot *et al.*, 2002). Sur la cartographie de la transmissivité, des structures orientées N130-140 d'une part et N40-50 d'autre part apparaissent sur l'ensemble de la zone étudiée. Les linéaments mettent en évidence les mêmes familles de structures (Maurizot *et al.*, 2002). Ces deux directions dessinent une structure en « boîte à œufs » mise en évidence sur les cartes d'isoépaisseurs de saprolite (Baillly *et al.*, 2014). On observe également une augmentation de la densité de linéaments sur les zones les plus transmissives.

Ainsi la carte de la transmissivité met en évidence des directions structurales régionales N130 et N40 et représente l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique de l'aquifère.

Cependant certains secteurs drainés et répertoriés par Vale NC comme des secteurs à composante karstique supposée ou avérée, ne sont représentés par des zones très transmissives sur la Figure 68. En particulier le secteur du Trou du Tahitien ou de la VSKE n'apparaît pas spécifiquement comme des zones transmissives alors que l'anomalie piézométrique y est très marquée (Figure 67).

La méthode appliquée dans cette partie sur Goro a été développée dans le cas de Tiébaghi, sur la zone de Dôme où la densité de mesures de niveaux piézométriques sur la période de 2006-2010 est comprise entre 75 et 200 mesures / km². Cette zone correspond à un plateau d'altitude comprise entre 410 et 560 m NGNC sur une surface de 3,5 km². La cartographie de la transmissivité (Figure 73) et de la conductivité hydraulique est réalisée selon la méthodologie décrite précédemment à partir de l'anomalie piézométrique par rapport à la topographie. Sur Tiébaghi, l'anomalie piézométrique (Figure 71) varie entre -6 m et + 10 m et est centrée autour de 0 m. Les résultats sont très bons sur le massif de Tiébaghi (Figure 72) avec des transmissivités reproduites avec moins de 20 % d'erreur sur 71 % des mesures et une cartographie qui met en évidence les structures du socle (Dewandel *et al.*, 2017).

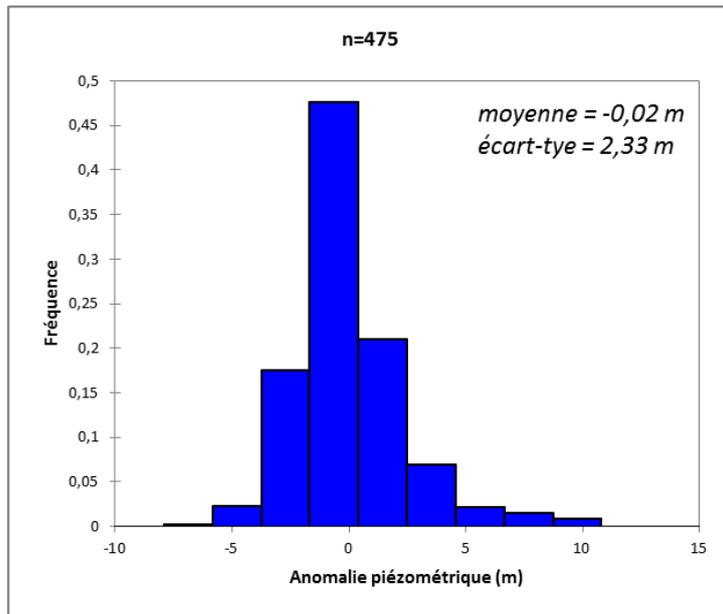


Figure 71 : Histogramme de fréquence de l'anomalie piézométrique calculée sur le massif de Tiébaghi, secteur de Dôme, sur 475 mesures sur sondages en mai 2007.

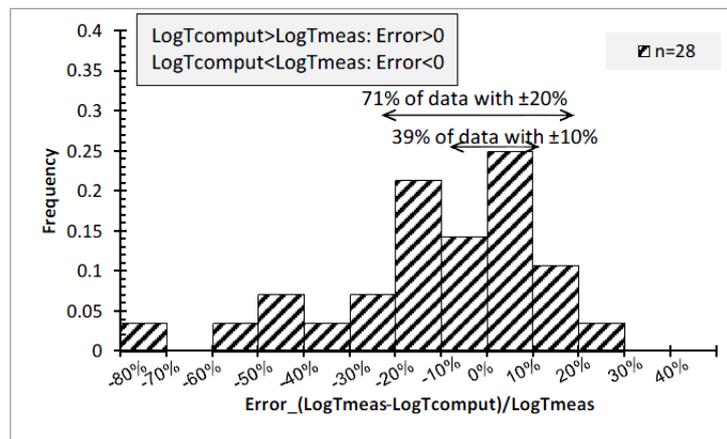


Figure 72 : Distribution des erreurs entre les transmissivités mesurées et calculées sur le massif de Tiébaghi.

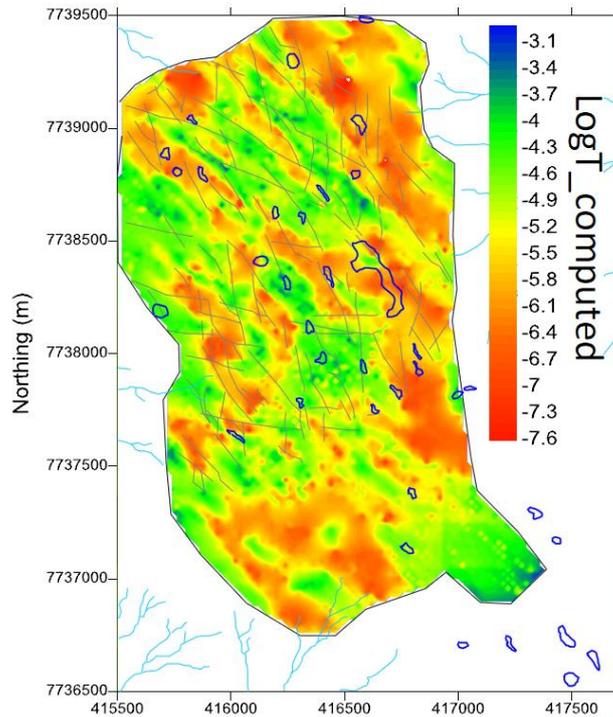


Figure 73 : Cartographie de la transmissivité calculée sur la zone de Dôme, massif de Tiébaghi. Les linéaments et dolines sont représentés sur la carte (Dewandel et al., 2017).

La zone d'étude de Goro représente une surface de plus de 30 km² intégrant des bassins d'altitude différente, et une densité de mesure de l'ordre de 3 mesures / km². L'échelle d'étude est ainsi très différente de celle de Tiébaghi.

Par ailleurs en comparant les Figure 64 et Figure 71, il apparaît clairement que **la variabilité de l'anomalie piézométrique est beaucoup plus importante sur Goro que sur Tiébaghi**. Ceci peut s'expliquer par l'extension de la zone d'étude ; cependant il existe également une forte variabilité intrinsèque à la carte piézométrique. Si sur Tiébaghi la piézométrie est « lisse » et suit globalement la surface topographique (Join et al., 2005; Retour, 2005), sur Goro, de fortes hétérogénéités locales sont visibles sur la carte piézométrique (Figure 61 et Figure 62) liées aux bassins endoréiques et aux pertes, mais également sur des secteurs particuliers fortement drainés (Figure 67).

1.2 Analyse du drainage souterrain

La spécificité de Goro par rapport à Tiébaghi repose donc avant tout sur la variabilité piézométrique et l'existence de zones à piézométrie très basse qui marquent la carte de l'anomalie piézométrique et de sa pente. Si sur Tiébaghi on peut associer les hétérogénéités piézométriques à celles de la conductivité hydraulique en le vérifiant par les mesures et la cartographie de ce paramètre, sur Goro la même méthodologie ne le permet pas. Sur Tiébaghi, la cartographie de la transmissivité permet également de mettre en évidence la structure géologique (Dewandel et al., 2017; Robineau et Join, 2005). Sur Goro, **les grandes directions structurales sont reproduites, mais les secteurs très drainés et les zones où les connexions karstiques sont avérées ou supposées, ne sont pas nettement visibles** sur la carte des transmissivités (Figure 67 et Figure 68). Il est probable que **sur ces secteurs l'hypothèse de départ de la méthode n'est pas vérifiée et l'on ne peut pas supposer les flux constants ni négliger les flux verticaux**.

1.2.1 Effet du drainage vertical

Sur Goro, l'existence de couples de piézomètre, un court et un long captant respectivement les latérites et les saprolites grossières – péridotites, permet de calculer le gradient hydraulique vertical entre chaque couple de piézomètres. Il résulte du rapport entre la différence du niveau piézométrique mesuré sur chaque piézomètre, et la différence de profondeur du milieu de la hauteur crépinée de chaque piézomètre : $\text{gradient vertical} = (h_{\text{lat}} - h_{\text{sap}}) / (z_{\text{moy_crepine_sap}} - z_{\text{moy_crepine_lat}})$. Dans le cas le plus courant, la charge hydraulique est plus élevée dans les latérites que dans les saprolites grossières – saprock, et le gradient piézométrique vertical est positif du haut vers le bas.

La Figure 74-a présente sur une même carte: i) les couples de piézomètres et le gradient hydraulique vertical calculé entre chaque couple de piézomètres quand l'information est disponible, et ii) les isovaleurs de l'anomalie piézométrique calculée. La Figure 74-b montre clairement la corrélation entre l'anomalie piézométrique et le gradient piézométrique vertical.

Même si l'information est parcellaire, on note que **les zones où l'anomalie piézométrique est élevée, c'est-à-dire où le niveau piézométrique dans l'aquifère est « anormalement » bas, correspondent aux zones où le gradient vertical est élevé.** Cela implique que seul l'aquifère est marqué par ce drainage qui n'impacte pas l'aquitard. **L'anomalie piézométrique est liée à des écoulements dans le socle.**

A2EP (2014a) réalise ce calcul du gradient piézométrique vertical sur une zone plus étendue. Ils montrent que les gradients n'évoluent pratiquement pas entre les périodes hydrologiques de basses ou hautes eaux (sauf secteur KO4). Les intensités se situent dans une gamme comprise entre 4 % et 100 % avec des gradients positifs vers le bas, montrant localement des gradients verticaux très élevés.

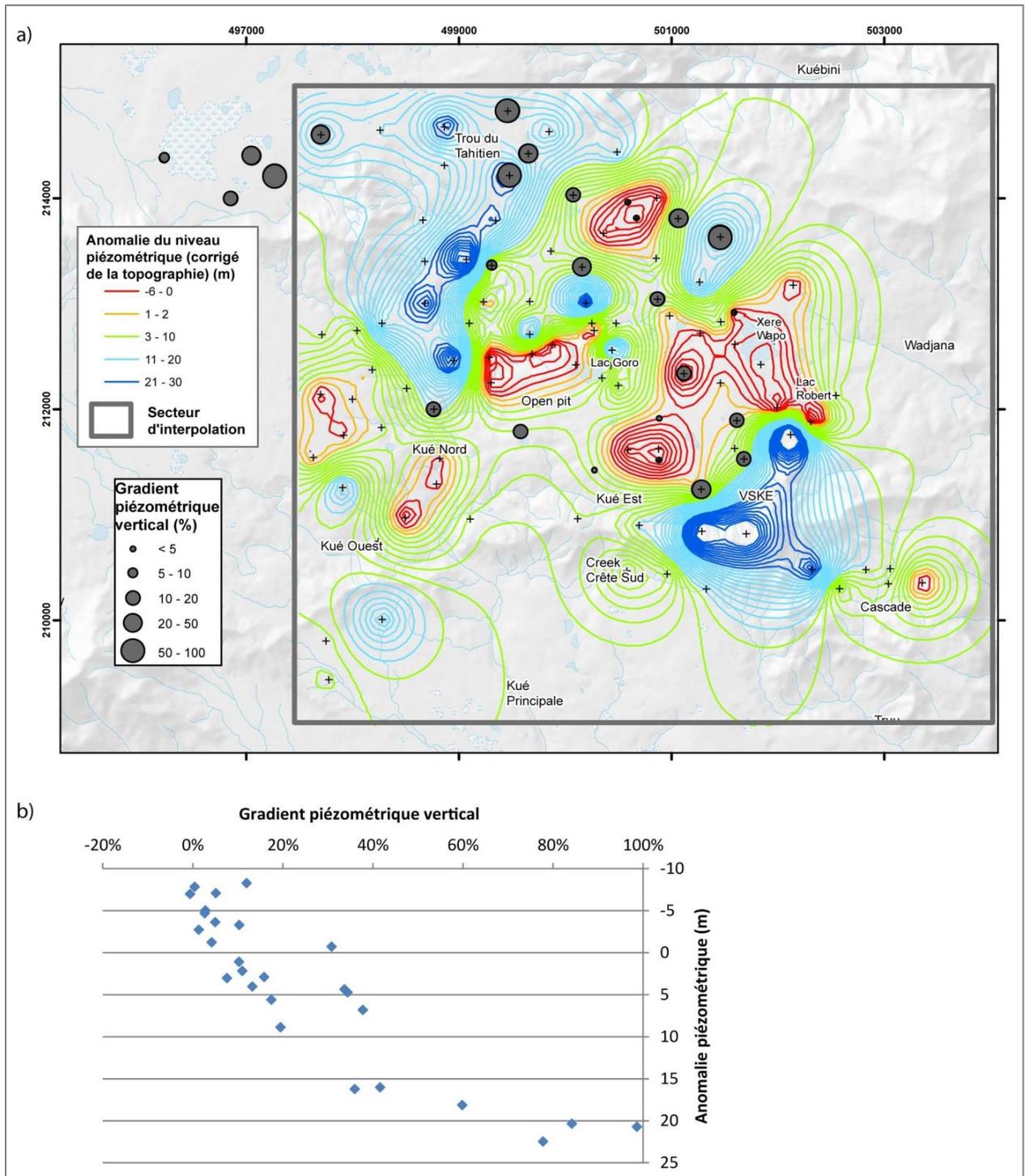


Figure 74 : Anomalie piézométrique et gradient piézométrique vertical sur les piézomètres captant l'aquifère : a) cartographie des isovaleurs de l'anomalie piézométrique en basses eaux et du gradient hydraulique vertical pour chaque couple de piézomètres, b) anomalie piézométrique en fonction du gradient piézométrique vertical.

1.2.2 Dynamique de tarissement

Enfin deux paramètres déduits des chroniques piézométriques sont utilisés pour étudier la dynamique des flux souterrains. D'abord le **coefficient de tarissement** est calculé à partir des chroniques piézométriques transmises par Vale NC avec l'outil River Analysis Package (RAP) développé par eWater (Marsh, 2004). Pour chaque descente du niveau piézométrique, la pente de la courbe est calculée. Elle correspond au rapport de la variation de hauteur sur la durée de l'événement. Pour chaque ouvrage la moyenne des pentes est calculée. Ce paramètre permet d'évaluer la **dynamique piézométrique et il intègre également l'amplitude piézométrique**.

Un second paramètre déduit des chroniques piézométrique est défini et calculé par B. Ladouche (BRGM). Il s'agit de la **pente des piézométries classées**. Chaque chronique piézométrique est reconstruite en fonction du pourcentage de temps de dépassement, comme le sont classiquement construites les chroniques de débit classé pour les cours d'eau. Cette courbe des piézométries classées permet de distinguer la période de basses eaux et de **comparer les dynamiques d'étiage des ouvrages**. La Figure 75 présente la chronique piézométrique et la chronique classée dans le cas d'un piézomètre de Goro. Les points d'inflexion de la courbe sont définis et les pentes de la courbe calculées. La pente des piézométries classées est calculée en échelle logarithmique ; une pente forte (log proche de zéro) correspond à un tarissement rapide, et une pente faible à un tarissement lent.

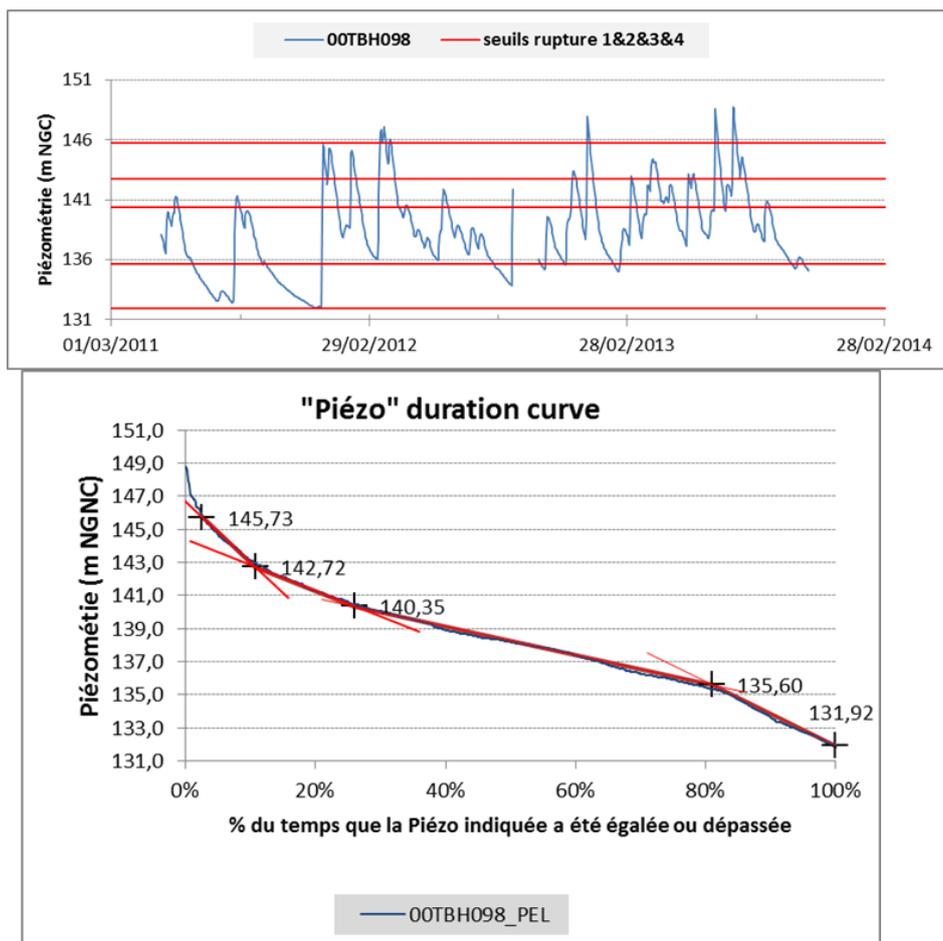


Figure 75 : Chronique piézométrique « brute » (données Vale NC) et reconstruite pour la détermination du coefficient de tarissement piézométrique : Cas du piézomètre TBH098.

On observe sur la Figure 76 que les zones où l'anomalie piézométrique est forte correspondent aux zones où les dynamiques de tarissement sont rapides. **Les secteurs bien drainés révèlent des transferts de flux rapides.**

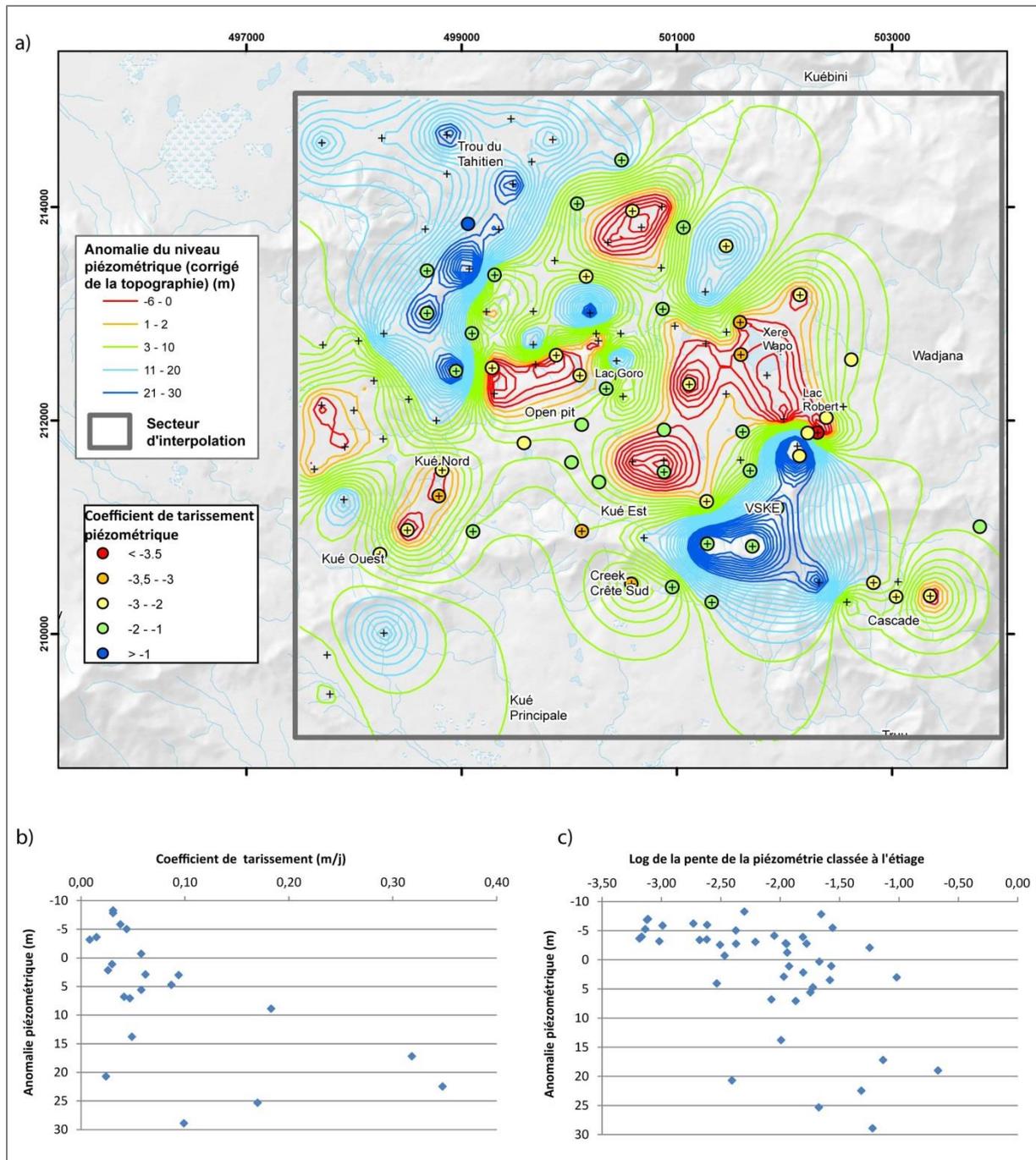


Figure 76 : Tarissement et piézométrie : a) cartographie des isovaleurs de l'anomalie piézométrique en basses eaux et du coefficient de tarissement pour les piézomètres captant les saprolites-péridotites ; b) coefficient de tarissement en fonction de l'anomalie piézométrique ; c) log de la pente de la piézométrie classée à l'étiage.

1.2.3 Synthèse

Dans le cas d'un aquifère peu perméable dont la piézométrie est contrôlée par la topographie, le calcul de l'anomalie piézométrique apporte de précieuses informations. En effet, la cartographie de ce paramètre sur Goro a mis en évidence des secteurs où l'anomalie piézométrique est très élevée, c'est-à-dire des secteurs fortement drainés, et où l'estimation de la transmissivité par des essais hydrauliques localisés sur des forages ne montre aucune spécificité. **L'anomalie piézométrique est un paramètre plus intégrateur qui révèle un drainage important à plus grande échelle.**

La cartographie de la transmissivité est réalisée selon une méthode développée dans le cadre du projet CNRT « HYPERK » (Dewandel *et al.*, 2017) et **met en évidence des directions structurales régionales N130-140 et N50-60** (voir Chapitre 1, partie 1.2).

Les équipements existants sur le site de Goro ont permis de compléter ces observations par le calcul du gradient vertical entre le niveau aquitard et le niveau aquifère. Les zones fortement drainées mises en évidence par la carte de l'anomalie piézométrique correspondent aux secteurs où le gradient piézométrique vertical est élevé ; **le drainage de l'aquifère par le socle est ainsi confirmé.**

Enfin, deux paramètres sont introduits pour qualifier les dynamiques piézométriques. Les tarissements calculés à partir des chroniques piézométriques (chroniques brutes et classées) révèlent **des tarissements rapides sur les secteurs fortement drainés.**

Ainsi, les différentes approches ont mis en évidence des secteurs où le drainage de l'aquifère est important ; les flux sont rapides et s'enfoncent probablement dans le socle. Ces observations mettent ainsi en évidence de fortes discontinuités structurales.

Sur le site de Goro, où la connaissance hydrogéologique est avancée, ces secteurs fortement drainés (Trou du Tahitien et VSKE) sont connus pour présenter un écoulement « karstique » avéré ou supposé. Cependant, ces connexions « karstiques » suivent des directions NS ou EW qui n'apparaissent pas sur la cartographie de transmissivité. Dans la partie suivante, ces discontinuités structurales vont être étudiées et le lien avec les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère va être évalué.

2 Caractérisation de la fracturation des péridotites

2.1 Observations et mesures structurales

2.1.1 Matériel et méthodes

À l’affleurement, les péridotites sont densément fracturées, avec un espacement entre les fractures d’ordre décimétrique à métrique (Figure 77). Sous l’effet de l’altération supergène, de larges portions de roche sont en cours de démantèlement, avec la présence sur la partie supérieure de blocs anguleux à émoussés, désolidarisés de la masse principale et entourés de matériaux fins (latérites et saprolites).



Figure 77 : Péridotites fracturées et partiellement altérées à l’affleurement, crête des Monts Nengoné (proche Parc à Résidus de la Kué Ouest de Vale NC), Massif du Sud.

Afin de mieux contraindre dans l’espace le champ de discontinuités qui affecte les péridotites et susceptible de participer, voire d’initier, la formation du réseau pseudo-karstique, des relevés structuraux ont été réalisés dans le Massif du Sud, sur les secteurs proches de la crête Mwéri (et zone de la verse à stériles de la Kué Est), mais également près de la crête Nengoné (limitant le parc à résidus de la Kué Ouest), Figure 78. Un autre site d’observation correspond à la galerie souterraine Chromical sur le massif de Tiébaghi, Figure 79.

Plusieurs types de structures (essentiellement des plans) associés aux péridotites ont été observés et individualisés. Cette analyse de terrain permet de définir plusieurs types de discontinuités, de les replacer dans le contexte géologique et de discuter leur rôle dans les écoulements actuels ou passés quand cela est possible. Ce travail exploratoire permet aujourd’hui de concentrer les observations à l’affleurement sur les discontinuités importantes pour l’hydrogéologie (Jeanpert *et al.*, 2015; Jeanpert et Maurizot, 2012).

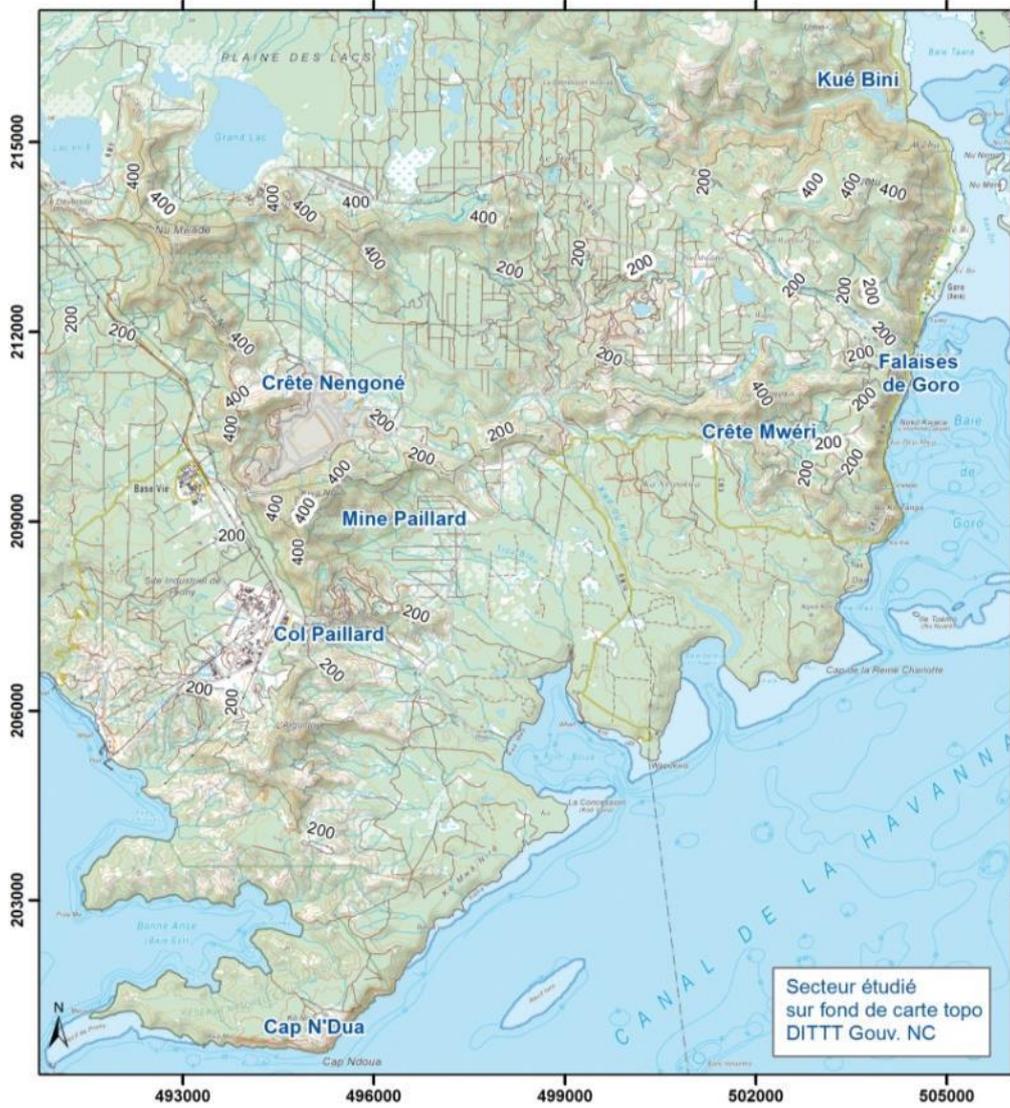


Figure 78 : Localisation en bleu des points d'observation et de mesures structurales dans le Massif du Sud.

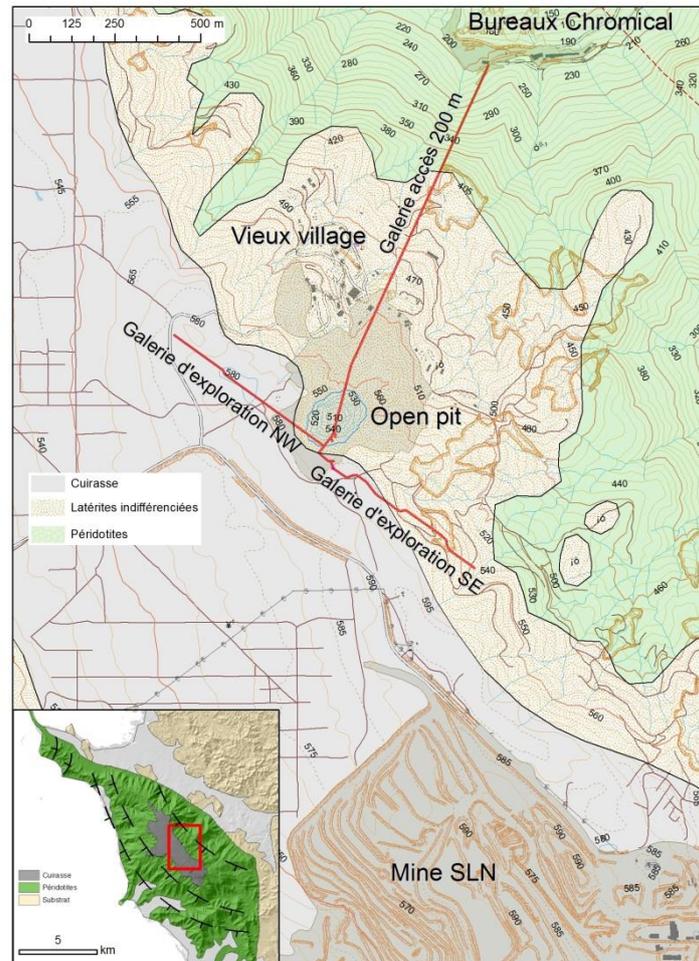


Figure 79 : Carte du massif de Tiébaghi avec situation de l'exploitation de chromite et projection sous la surface des principales galeries Chromical.

2.1.2 Description des structures

Dans ce paragraphe sont décrits les différents types de discontinuités observées sur le terrain. Elles sont présentées selon leur origine. Le cortège filonien daté 53 Ma (Cluzel *et al.*, 2006) n'est pas décrit dans cette partie car il n'a pas été observé sur les sites étudiés mais il doit être considéré.

Rubanement (S_0) et/ou foliation (S_1): S_{01}

Le rubanement correspond à l'alternance pétrographique de niveaux parallèles (dunite et harzburgite) à contacts nets mais non tranchés. La foliation est le plan d'aplatissement des minéraux, rendue visible (sur la patine uniquement) par l'allongement des chromites et des orthopyroxènes. Il s'agit de la fabrique primaire des périodites résultant du fluage asthénosphérique. Toute perturbation de ce référentiel peut indiquer une zone d'accident importante.

Les deux types sont parfois concordants, d'où la notation S_{01} (Prinzhofer, 1981). La Figure 80 en présente un exemple.



Figure 80 : Foliation (pointillés noirs) et rubanement (tiretés bleus) associés sur périclites. Le rubanement est matérialisé par un niveau de dunite de 5 cm d'épaisseur. La foliation est conforme au rubanement.

Un autre type de rubanement concerne les **gabbros cumulats** (Gc) observés dans le Massif du Sud. Il s'agit de ségrégation de compositions ultrabasiques à basiques (wehrlite à gabbros) correspondant à la fusion partielle des périclites. Ces gabbros forment un réseau filonien très présent dans la région de Goro, en périphérie de la zone des gabbros cumulat de Prony auxquels ils sont reliés. Le contact avec les périclites, tantôt diffus et progressif, tantôt sécant mais sans épontes serpentineuses, montre qu'il s'agit de produits de fusion des périclites (Figure 81).



Figure 81 : Réseau filonien de gabbro (de couleur sombre) dans les périclites.

Plan de fracture serpentineux (Fs)

Les plans de ce type sont ici décrits sans préciser leur nature minéralogique précise (lizardite, antigorite, ou encore chrysotile) ni faire de lien avec leurs conditions de mise en place ou leur chronologie (haute/basse température ; pré/syn/post-obduction).

Ces plans correspondent à des plans de rupture dans la péridotite, en contexte cassant. On observe parfois un décalage des blocs. Ils sont tapissés de minéraux serpentineux dont le plus fréquent est l'antigorite. L'orientation des stries de cette dernière peut indiquer le jeu des deux blocs ou des fibres de croissance (Figure 82).



Figure 82 : Vue rapprochée d'un plan de fracture serpentineux à antigorite striée indiquant le sens de déplacement des blocs (mouvement dextre).

2.1.3 Structures observées et réutilisation par l'altération supergène

Compte tenu des observations à l'affleurement, il est proposé ici de déterminer le chemin que l'eau, agent de dissolution, a fait de cette structure afin de relier les directions d'écoulement aux discontinuités observées. Sur le secteur du Massif du Sud étudié, aucun filon recoupant daté de 55 Ma (Cluzel *et al.*, 2006) n'est observé mais ils existent et constituent des discontinuités lithologiques au sein des péridotites (Prinzhofer *et al.*, 1980). Leur rôle sera discuté plus tard dans ce document.

Foliation/rubanement

De nombreuses figures de dissolution conformes au rubanement sont observées macroscopiquement. Elles sont principalement dues à la variation lithologique dunite/harzburgite, les dunités étant plus sensibles à l'altération de par leur composition en olivine (minéral plus sensible à l'altération que les pyroxènes). Une figure de dissolution particulière a été observée ; elle évoque des "dents de dragon" comme illustrée sur la Figure 83.



Figure 83 : Figures de dissolution en "dents de dragon" dans les péridotites. La dissolution se fait dans un plan parallèle à la foliation (en tiretés rouge).

À un stade d'altération moins avancé, la figure de dissolution est plus complexe (Figure 84), mais toujours influencée par la lithologie.

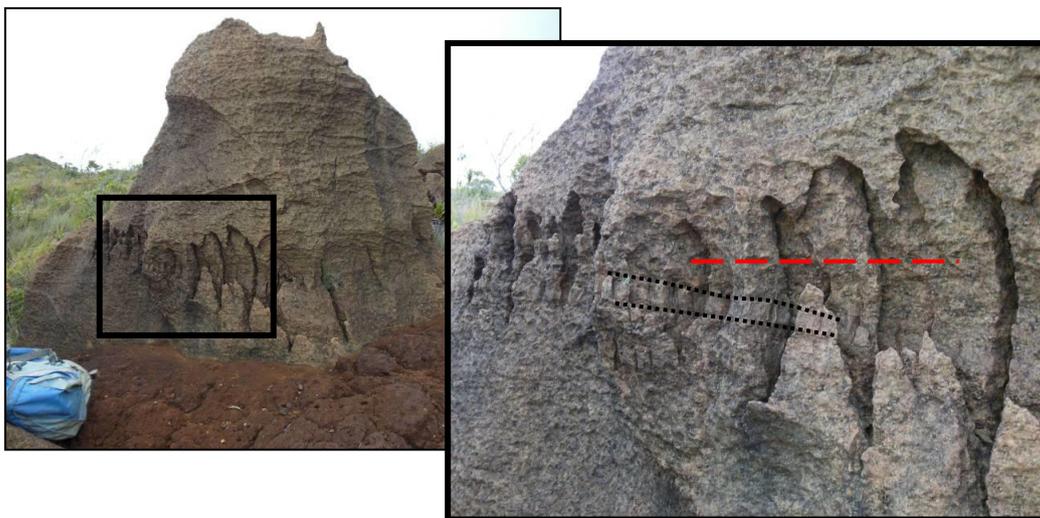


Figure 84 : Formes de dissolution complexes, associées à un niveau dunitique (pointillés noirs) légèrement discordant sur la foliation (tiretés rouges).

Les wehrlites observées sur le Massif du Sud (sur le col Paillard Figure 85) résistent mieux à l'altération que leur encaissant péridotitique. Elles semblent jouer un rôle complexe dans la dissolution. Elles sont rarement associées à une altération aux épontes sauf ponctuellement, dans le cas où elles constituent l'unique discontinuité, en l'absence d'éponte serpentineuse. Sur les épontes altérées on peut observer la formation de gibbsite riche en aluminium.

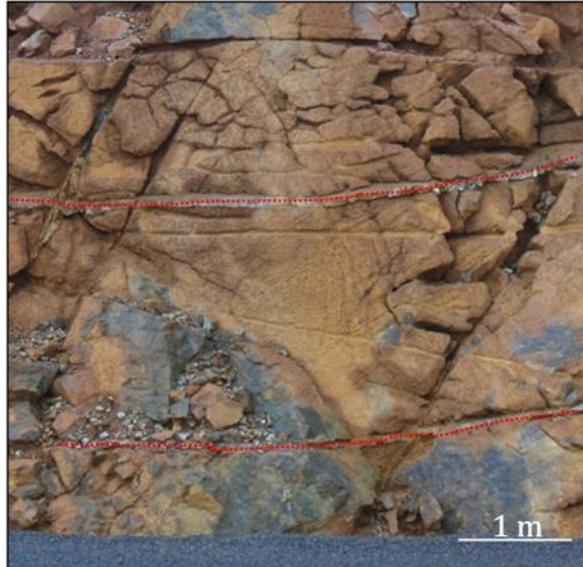


Figure 85 : Filons de gabbros (pointillés rouges) associés aux cumulats non affectés par l'altération, affleurement du col Paillard, Massif du Sud.

Les fractures serpentineuses

Les observations de terrain montrent clairement que l'altération des péridotites est guidée par les plans serpentineux. **Ils constituent des discontinuités qui favorisent l'écoulement**, au niveau de la micro-fracturation aux épontes de la serpentine, permettent ainsi le processus d'hydrolyse et ouvrent alors les fractures à l'échelle macroscopique. Les fractures verticales à sub-verticales sont altérées sur une plus grande épaisseur que les fractures peu pentées (Figure 86) du fait de l'écoulement *per descensum*. Sur les affleurements du col Paillard, il a ainsi été observé un suintement résultant des fortes pluies qui ont eu lieu avant et pendant la mission de terrain, au niveau de fractures serpentineuses (Figure 87). L'écoulement est gravitaire suivant un réseau de fractures drainant ; les plans sont ici non altérés et sont les chemins préférentiels de l'écoulement souterrain actuel.

Sur la Figure 86-a, on observe également le reliquat de serpentine moins altérée au sein des latérites. Il convient de rappeler en effet que la serpentine s'altère moins facilement que les autres minéraux constitutifs des péridotites (Trescases, 1975); ainsi à une autre échelle, les discontinuités massives serpentineuses (type mylonite) constituent des limites imperméables à l'écoulement.

Les fractures serpentineuses se poursuivent en profondeur (Figure 88). En revanche les figures de dissolution ouvertes associées disparaissent très rapidement.

Dans la galerie Chromical, les principales structures drainantes naturelles sont associées également à des plans serpentineux. Cependant, bien que ces fractures soient drainantes actuellement, macroscopiquement aucune figure de dissolution ou d'altération n'est visible sur les fractures (pas de cavité, ni d'indice d'oxydation) mais il est très probable qu'à l'échelle microscopique l'effet de l'hydrolyse des silicates soit visible.

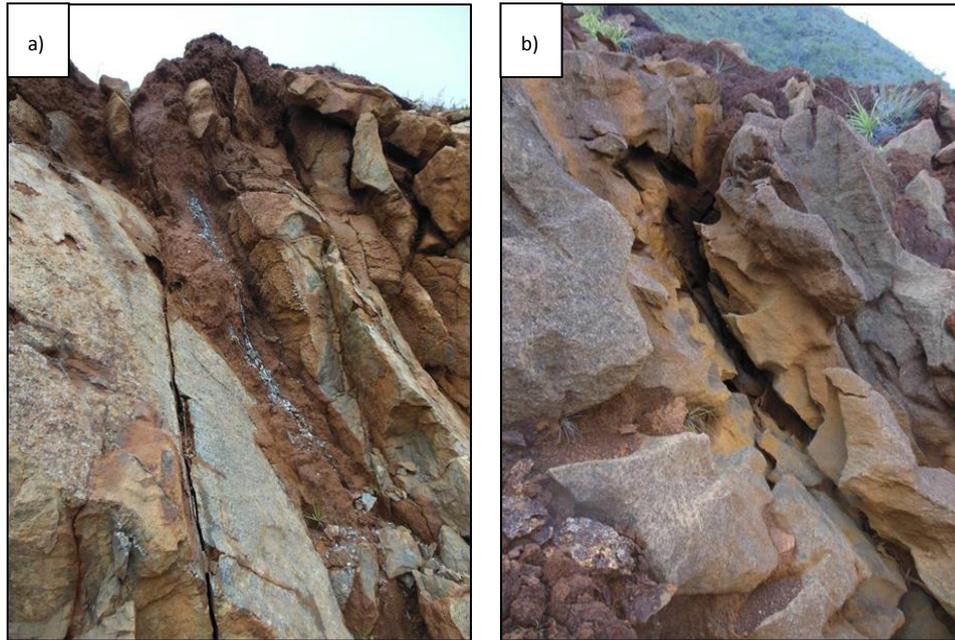


Figure 86 : Altération d'une fracture serpentiveuse : a) remplissage par de la latérite (20 cm de large) et l'antigorite préservée au cœur de la structure ; b) dissolution associée à une fracture serpentiveuse avec évacuation complète des produits d'altération.



Figure 87 : Suintements au sein du réseau de fractures serpentiveuses et directions d'écoulement observées (flèches bleues), col Paillard, Massif du Sud.

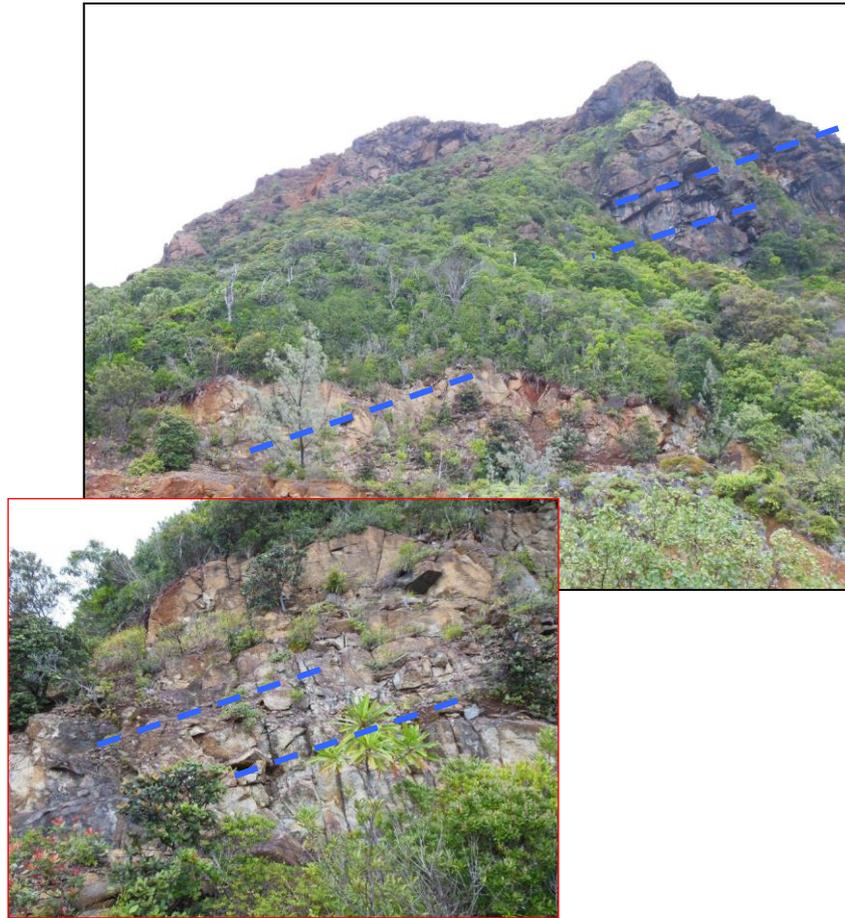


Figure 88 : Fractures d'extension kilométrique associées à des plans serpentiniteux (tirés bleus), confirmés à l'échelle de l'affleurement, falaise de Goro, Massif du Sud.

Remplissage des fractures associé à l'écoulement supergène

La plupart des fractures observées à l'affleurement présentent également des minéralisations de types silicaté ou carbonaté associées à l'altération supergène. Leur nature est difficilement définissables à l'œil mais correspondent majoritairement à des silicates de nickel ou de magnésium, et des carbonates de magnésium (Chapitre 1, partie 2.3.2.). Certaines structures spécifiques sont décrites ci-après.

Les brèches

Le terme de **brèche** est fréquemment rencontré pour décrire certaines discontinuités dans la péridotite. *Sensu stricto* il définit toute roche formée pour 50 % au moins d'éléments anguleux de roches de dimension > 2 mm pris dans un ciment. Sur les massifs de péridotites on distingue les brèches endogènes et les brèches supergènes, selon la nature du ciment. La Figure 89 présente une brèche supergène sur un plan de deweylite⁸ (Figure 89a) et des clastes de péridotites dans un ciment siliceux (Figure 89-b).

⁸ Phyllosilicate riche en magnésium et dépourvu de nickel.

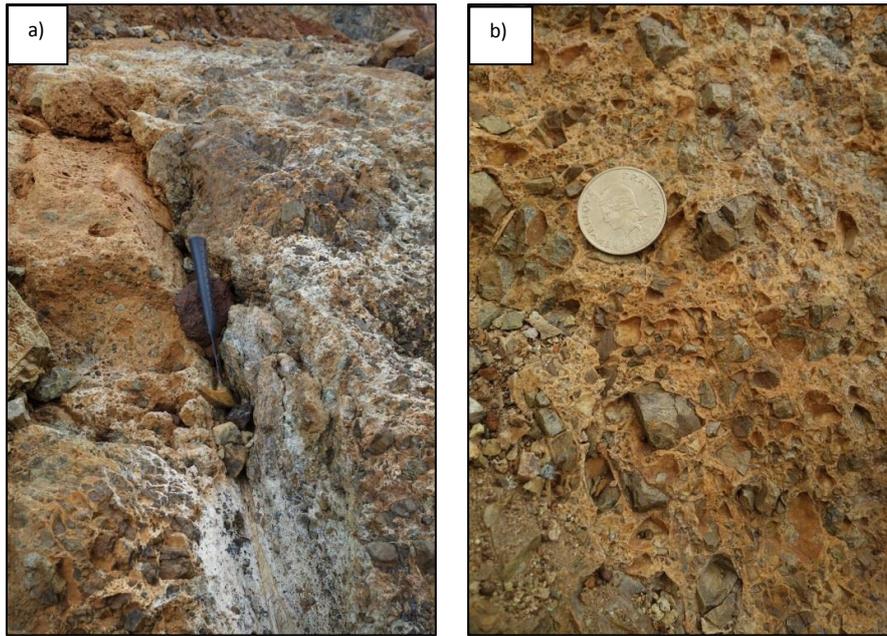


Figure 89 : Brèche supergène : a) sur plan de deweylite, b) avec matrice siliceuse et blocs de péridotites, massif de Nakety.

Un autre type de discontinuité est observé et correspond à un approfondissement de la latérite et des pisolithes au sein de péridotites ou saprolites grossières, associé à des failles normales conjuguées de pendage fort. Le terme **sillon** est utilisé. La Figure 90 présente un exemple de sillon latéritique. L'expression « cheminée de fer » est également rencontrée pour décrire ces discontinuités géologiques. Sevin (2014) décrit également les structures en **dièdre** comme couloir d'altération plus évasé associé à des failles normales conjuguées de pendage moyen.

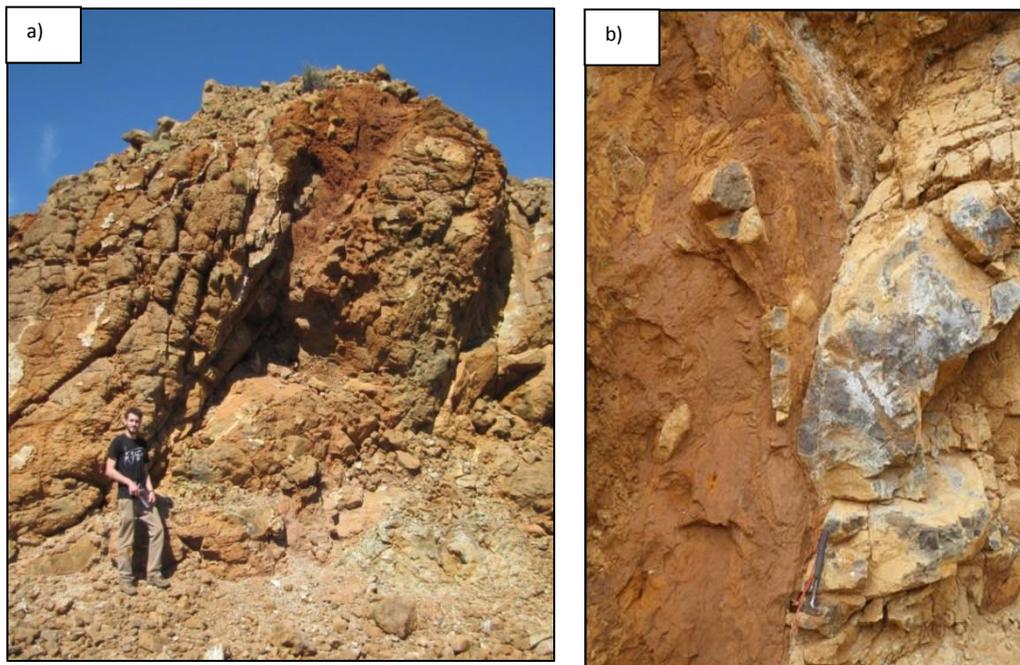


Figure 90 : Sillon latéritique a) Dunite78, Massif du Sud ; b) massif de Nakety.

Les plans de silice

Il s'agit de remplissage d'accidents pré-existants par de la silice, un produit de l'altération. Ces plans sont souvent striés, le plan ayant joué durant son remplissage. Ces structures se superposent fréquemment aux structures antérieures serpentineuses mais sont générées en contexte supergène, contrôlées essentiellement par des mouvements gravitaires. Ils sont en majorité verticaux.

Enfin, des plans de silice sont localement observés, parfois d'une dizaine de centimètres d'épaisseur témoignant d'un écoulement et de précipitation de fluides minéralisés. Ces plans, présentés sur la Figure 91, constituent, lorsqu'ils sont scellés, des écrans imperméables à l'écoulement mais résultent d'un écoulement au sein d'une discontinuité préexistante.



Figure 91 : Plan de silice, massif de Kopéto.

Le lapiaz

Les lapiaz résultent d'une dissolution différentielle de la roche. Les crêtes et sillons observables dans ces structures présentent souvent une orientation préférentielle résultant de la pré-structuration de la roche. On les associe au «pseudo-épikarst » des péridotites. Ils sont en général orientés dans la direction de la crête, et leur continuité est hectométrique à kilométrique. Dans le secteur d'étude, ils correspondent à un dense réseau (centimétrique) de fins accidents (millimétriques) serpentineux parallèles (Figure 92). La structure correspond à un fin réseau de fractures serpentineuses d'épaisseur infra-millimétrique.

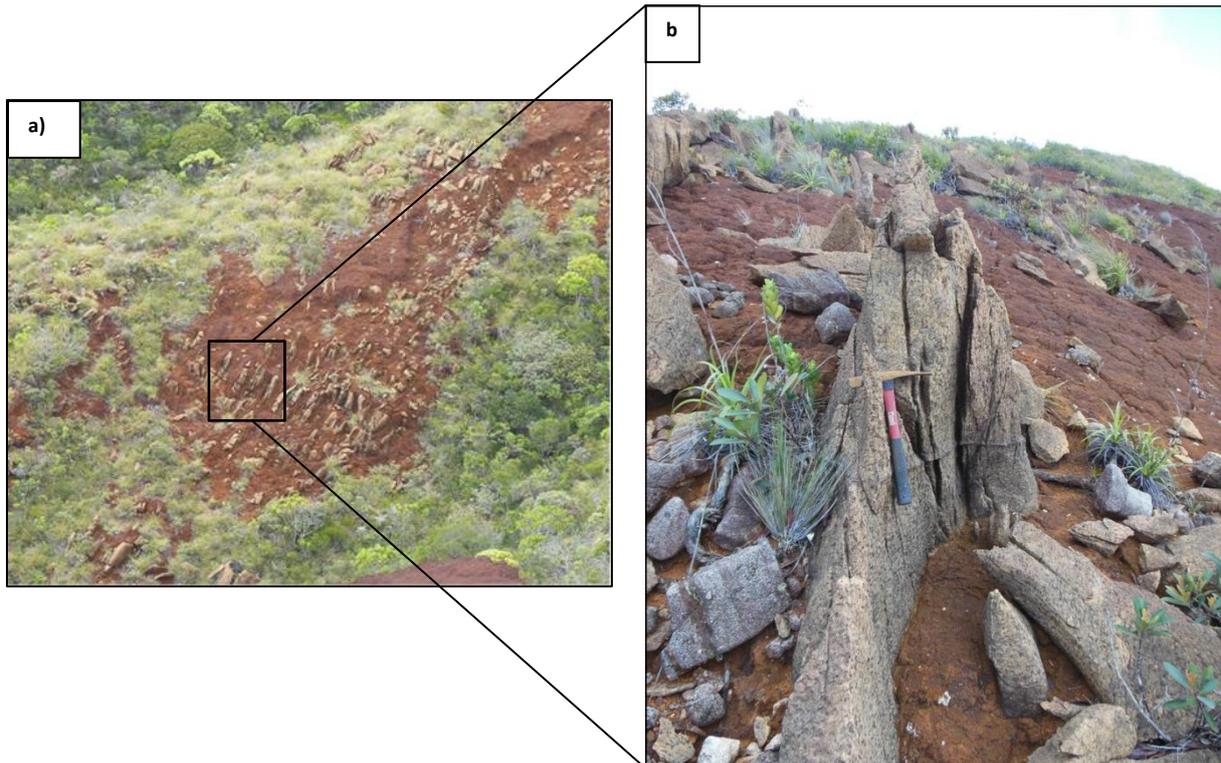


Figure 92 : Lapiaz de péridotites : a) formant un squelette rocheux structuré incomplètement dégagé au sein des latérites ; b) dégagé par l'érosion formant des crêtes acérées.

2.1.4 Données structurales

Mesures sur le Massif du Sud

Les données du Massif du Sud, sur les crêtes Mwéri, Nengoné et sur le col Paillard sont compilées avec des mesures sur affleurements au Cap N'Dua, à la mine Paillard et dans la Wadjana (communication personnelle de Marion Iseppi (SGNC/DIMENC) dans le cadre de sa thèse et du projet CNRT « OPHIOSTRUCT »). Compte tenu des observations précédentes, seuls les plans serpentineux sont intégrés dans l'analyse stéréographique.

La Figure 93 présente la localisation des points de mesures et les stéréogrammes de Schmidt hémisphère inférieure pour chaque site étudié. Enfin, un stéréogramme présentant l'ensemble des pôles des plans serpentineux mesurés sur le Massif du Sud à ce jour est présenté sur la Figure 93-c.

Sur la crête Mwéri, la direction majoritaire des plans est N130-140 mais une partie des fractures relevées est N20 verticales ou à pendage fort. Il s'agit de petits objets qui guident également l'organisation des lapiaz et sont parfois remplis par de la silice. La crête elle-même suit cette orientation. Cette direction N20 à N40 à pendage fort est également observée sur les autres sites.

Sur les talus de route (col Paillard) ou falaises du Sud (Cap N'Dua) de grandes structures courbes à plates N15 à N30 apparaissent. Elles correspondent à une tectonique extensive et s'organisent en ensembles délimités par des failles courbes emboîtées. La Figure 94 présente schématiquement l'organisation des plans serpentineux observés sur affleurement.

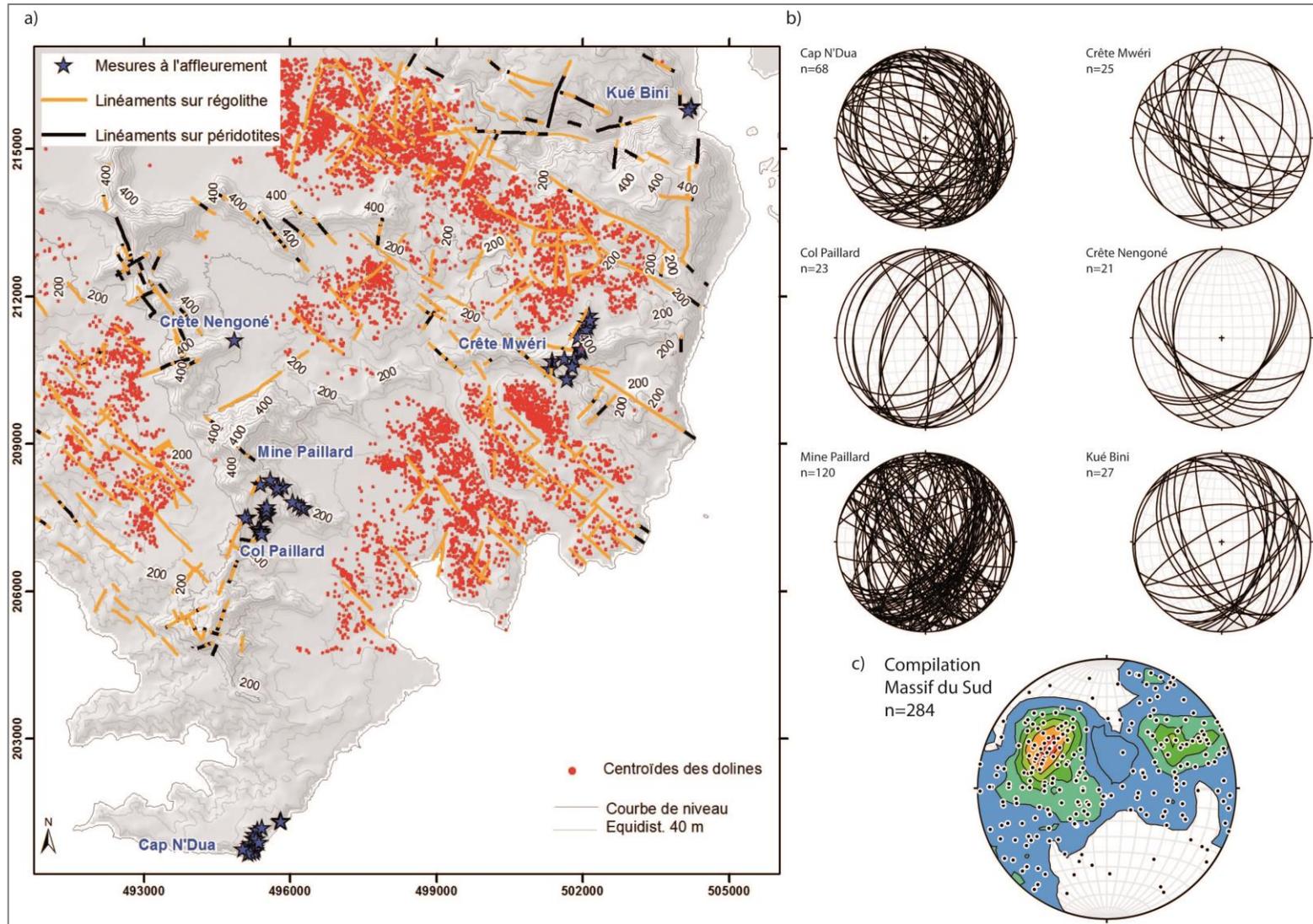


Figure 93 : Données de fracturation sur le Massif du Sud : a) localisation des affleurements en bleu, des linéaments (traits orange et noirs) et des dolines en rouge ; b) stéréogramme des plans serpentiniteux par secteur étudié ; c) stéréogramme des pôles de plans serpentiniteux pour l'ensemble des mesures.



Figure 94 : Schéma d'organisation de la fracturation serpentineuse en effondrement, contrôlée par des failles plates ou courbes, correspondant à une extension globale NS.

Sur l'ensemble des données et les 284 mesures il apparaît une grande variabilité d'orientation et de pendage des plans ; néanmoins deux familles se dessinent : **une famille à pendage moyen et de direction N20 à N50 et une famille à pendage moyen à sub-vertical d'orientation N120 à N160.**

Sur la Figure 93 sont également représentées les dolines dont la distribution suit la direction N130 (Jeanpert *et al.*, 2016) et les linéaments obtenus par photo-interprétation. Cette approche terrain / photo-interprétation permet de comparer des objets structuraux à différentes échelles. Une distinction est faite entre les linéaments affleurant sur le régolithe ou sur la péridotite. Comme on l'a vu précédemment, sur les affleurements, les directions structurales principales sont N130 et N50. La direction principale N130 qui est une direction structurale majeure (voir Chapitre 1, paragraphe 1.2.) apparaît également sur l'analyse linéamentaire sur régolithe et sur péridotites. Cette observation confirme également que la structure du régolithe reflète la structure de la roche saine. Une structure secondaire N0 observée sur affleurements apparaît également sur les linéaments du bedrock.

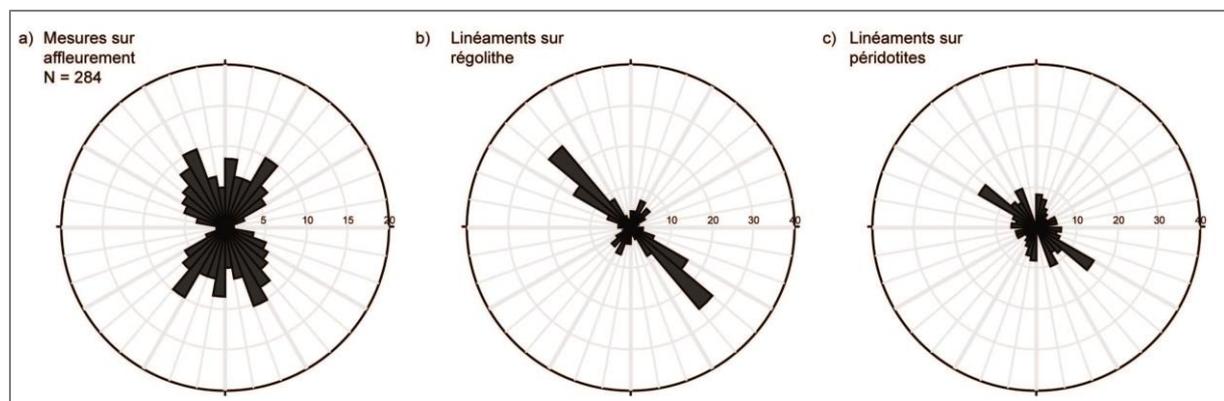


Figure 95 : Distribution des directions mesurées dans le Massif du Sud : a) orientation sur mesures à l'affleurement ; b) orientation des linéaments sur régolithe; c) orientation des linéaments sur péridotites, d'après Jeanpert *et al.* (2016).

Mesures dans la galerie Chromical, massif de Tiébaghi

En novembre 2014 des mesures structurales ont été réalisées par les géologues du SGNC dans la galerie Chromical du massif de Tiébaghi. La fracturation est relativement dense comme dans tous les massifs de péridotites, d'ordre décimétrique à métrique.

Les fractures sont généralement scellées par des minéraux serpentineux dont les plus fréquents sont l'antigorite et la lizardite. On relève **une majorité de fractures orientées N150 à pendage 60° vers le NE**, bien réglées, et une minorité orientée N10 à N70 verticales à sub-verticales vers le SE ou le NW. On remarque une quasi absence de plans faiblement pentés. La Figure 96 présente les mesures structurales. La densité maximale correspond au plan N150 à pendage 60°NE.

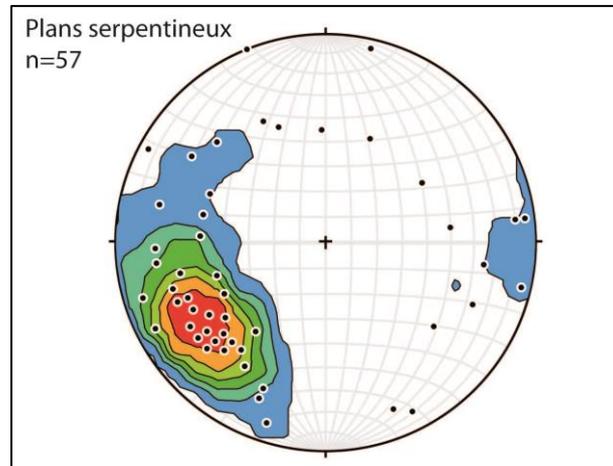


Figure 96 : Données de fracturation du tunnel Chromical sur le massif de Tiébaghi : stéréogramme sur hémisphère inférieur des pôles des plans serpentineux et densité maximale à une direction N140 et un pendage fort NE.

Quelques filons de gabbros sont observés (4 mesures sont faites sur ces filons pour 61 mesures au total) et montrent une orientation semblable à celle des plans serpentineux N150. A l'échelle macroscopique ils ne présentent aucune altération aux épontes (Figure 97).



Figure 97 : Filon de gabbro recoupant les péridotites dans la galerie Chromical du massif de Tiébaghi.

Certaines zones drainant actuellement les eaux souterraines sont équipées de bâches de protection au toit de la galerie, mettant en évidence leur rôle drainant dès l'ouverture de la galerie. D'un point de vue structural aucune indication ou particularité ne permet de prédire la percolation d'une zone fracturée par rapport à une autre. Ainsi les observations de terrain ne permettent pas, *a priori*, d'associer une direction particulière au drainage actuel.

2.2 Caractérisation et modélisation d'un réseau de fractures à partir de l'analyse d'un affleurement

La fracturation des péridotites est maintenant mieux connue qualitativement parlant. Il a été montré l'importance des plans serpentineux en termes de densité d'une part, mais également d'écoulement souterrain. Les mesures structurales montrent aux échelles considérées deux familles majoritaires N130-150 et N20-50.

Dans cette partie, la fracturation de la roche mère est abordée d'un point de vue quantitatif. Pour cela, le site retenu correspond à deux affleurements du Col Paillard (aussi appelé Col de Port Boisé, ou « Kwa Ne Yé ») sur le secteur de Goro, Massif du Sud. Les deux affleurements ont une extension décamétrique et sont localisés en bordure de route. La péridotite qui affleure est très fracturée et localement altérée. Elle correspond au niveau dit « pseudo-épikarstique » observé sur les crêtes de péridotites.

Le travail d'analyse du réseau fracturé à partir des mesures d'affleurement (Jeanpert et Maurizot, 2012) a été réalisé par J. Schuite (2013) dans le cadre d'un Master 2 encadré par P. Genthon (IRD) et P. Adler (UPMC).

2.2.1 Méthode de caractérisation et modélisation d'un réseau de fractures

L'analyse de la fracturation réalisée sur les affleurements du col Paillard (et sur les falaises de Goro se reporter au rapport de Fuenzalida, 2015), repose sur l'analyse de traces dans le plan de l'affleurement. **Une trace est ainsi définie comme l'intersection entre une fracture plane et le plan de l'affleurement** (le géologue préférera le terme « ligne » mais le terme « trace » est conservé pour garder à l'esprit que les données sur la trace ne correspondent pas directement à l'azimut et au pendage du plan de fracture). Le pendage et la longueur de chaque trace sont mesurés. Le calcul de l'espacement entre les traces est également réalisé automatiquement par traitement photographique.

Les étapes pour acquérir la donnée utilisée ensuite dans l'analyse statistique sont les suivantes :

- Mesure *in situ* des plans de fractures principaux ;
- Prise de vue photographique de l'affleurement et dessin des traces principales ;
- Numérisation des traces observées ;
- Traitement analytique des paramètres des traces.

La Figure 98 présente l'affleurement « Paillard 1 » et quelques mesures terrain sur le dessin (Figure 98-b).

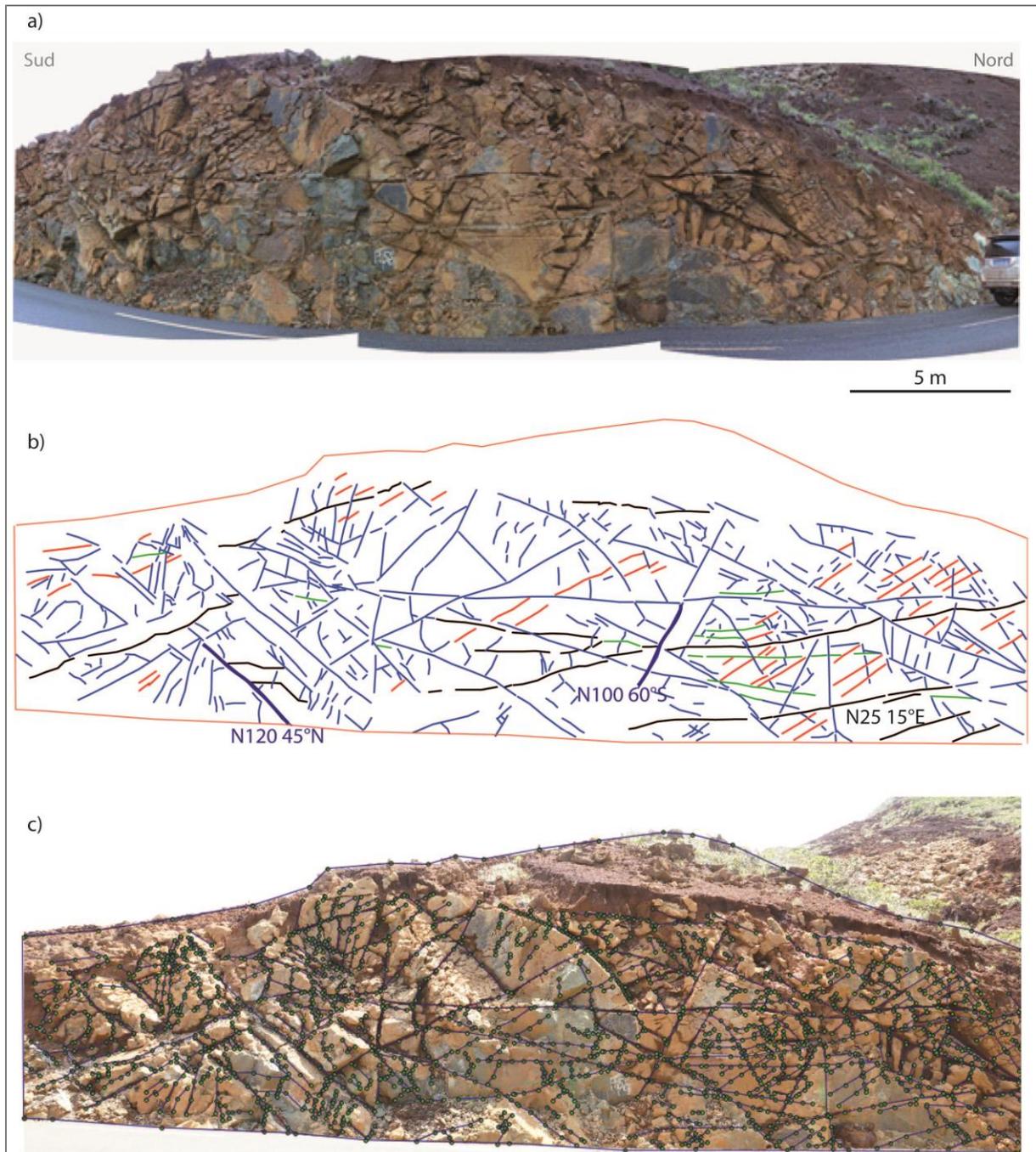


Figure 98 : Affleurement "Paillard 1" analysé pour la quantification de la fracturation des péridotites (Orientation moyenne N22 60° E, extension de l'ordre de 30 x 7 m): a) photographie de l'affleurement, b) dessin des discontinuités et plans mesurés in situ ; le code couleur précise la nature du plan : bleu pour les fractures serpentineuses, noir pour les gabbros, rouge pour le rubanement, et vert pour les passées dunitiques; c) carte des tracés réalisée à partir de la photographie rectifiée de la déformation due à la prise de vue.

Chaque trace est positionnée dans un référentiel métrique (Figure 98-c) afin de réaliser des analyses statistiques sur la mesure de l'inclinaison, de la longueur et de l'espacement entre les traces. L'inclinaison correspond à l'angle entre la trace et l'horizontale et elle est mesurée dans le sens trigonométrique. La Figure 100 présente schématiquement ce paramètre. La longueur de la trace (distance entre les points extrémités de chaque trace) et l'espacement entre les traces (à partir du nombre d'intersection entre une ligne horizontale et toutes les traces) sont calculés par traitement

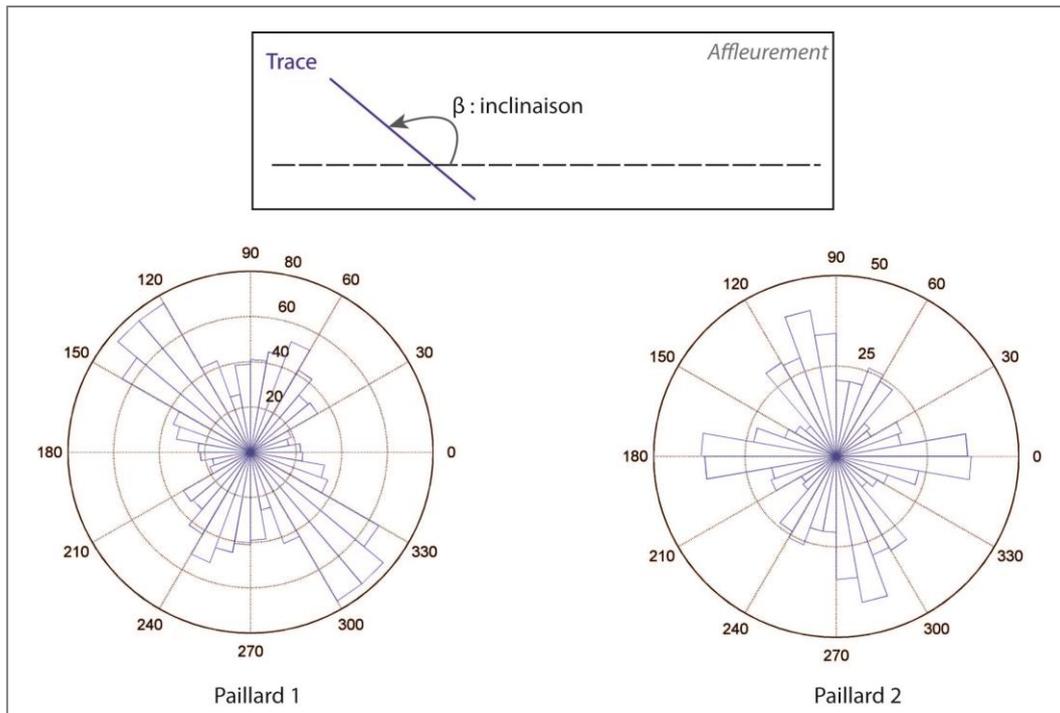


Figure 100 : Distribution de l'inclinaison des traces dessinées sur les deux affleurements (Paillard 1 et Paillard 2) du col Paillard, Massif du Sud.

Par ailleurs, l'analyse de la longueur permet de quantifier **la longueur moyenne d'une trace. Elle est de l'ordre de 0,55 m.** Le nombre moyen d'intersections par trace est de 3,5, soit **un espacement de 0,2 m environ entre deux intersections.** La loi de distribution des longueurs des traces est de type exponentiel (Schuite, 2013). Enfin, les semi-variogrammes des espacements des intersections entre les traces et les lignes horizontales sur les deux affleurements (Figure 101) ne montrent aucune corrélation ; on peut ainsi affirmer que **la distribution des fractures est aléatoire et uniforme.** Dans le contexte du col Paillard on peut ainsi affirmer qu'il n'y a pas de variation de la fracturation entre les deux sites étudiés, et que la fracturation est uniforme et intense dans la zone pseudo-épikarstique des péridotites.

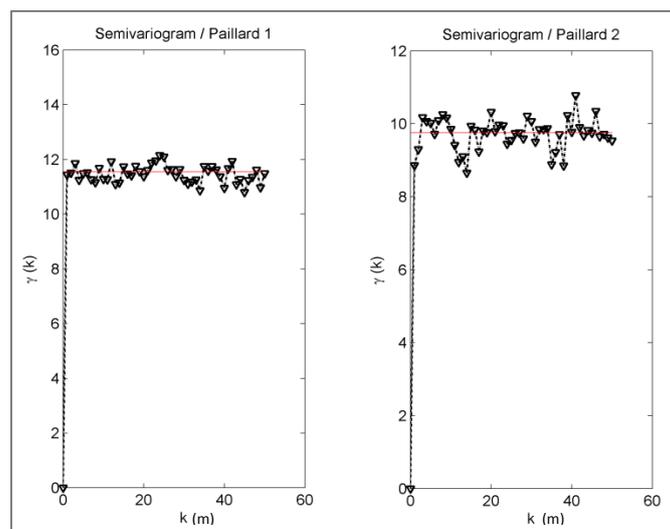


Figure 101 : Semi-variogramme des espacements calculés entre deux traces successives le long de lignes parallèles horizontales, affleurements du col Paillard, zone de Goro : effet pépite pur.

Dans le cadre de la modélisation de ce milieu fracturé, la forme et la taille des fractures ont dû être fixées ; il a été supposé que les fractures sont des carrés et que la trace la plus longue correspond à la longueur maximum; on met en évidence que **la fracturation du milieu est donc dense**, avec une densité adimensionnelle ρ' égale à 3,39. La densité est donc supérieure à la densité critique au-dessus de laquelle il est certain que le milieu percole (elle est égale à 2,3 pour un réseau de fractures identiques isotropes monodisperses et uniformément distribuées (Adler *et al.*, 2013)). L'analyse de la percolation de ce milieu synthétique (Figure 102) montre que **le réseau modélisé à partir des mesures sur affleurement percole dans toutes les directions**.

A l'échelle de l'affleurement sur la zone pseudo-épikarstique du col Paillard, le réseau de fractures est dense et uniforme.

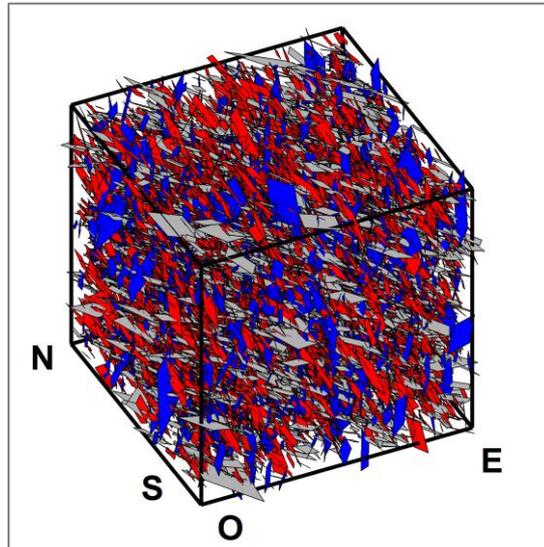


Figure 102 : Réseau synthétique réalisé à partir des mesures de la fracturation sur le col Paillard, Massif du Sud ($V=1000 \text{ m}^3$); le code couleur correspond aux trois familles de fractures modélisées (Schuite, 2013).

2.3 Quantification de la fracturation à partir de l'observation de carottes de forages profonds

Cinq forages profonds ont été étudiés pour l'analyse de la fracturation des péridotites (Tableau 5): quatre réalisés en 2005 sur le massif du Koniambo et un forage en bordure du bassin KO4 de la zone de Goro, Massif du Sud. Les carottes de ces forages permettent d'observer sur une longueur comprise entre 170 et 200 m chacun, l'état de fracturation des péridotites dites « saines » ou « non altérées ».

La Figure 103 présente la localisation des quatre forages sur le massif du Koniambo, nommés Pz3, Pz4, Pz5 et Pz6, et le forage 10EX0178 sur le secteur de Goro, Massif du Sud.

Tableau 5 : Coordonnées des cinq forages dont les carottes ont été décrites pour la caractérisation de la fracturation.

Massif	Nom	X RGNC91 Lambert	Y RGNC91 Lambert	Z m NGNC	Profondeur (m)	Aquifère capté Niveau crépiné
Koniambo	Piezo-03-2005 = Pz3	275998	357116	695,40	200,00	Péridotites Equipé de CPI
Koniambo	Piezo-04-2005 = Pz4	275470	356157	841,26	200,00	Péridotites 170-197 m
Koniambo	Piezo-05-2005 = Pz5	274447	357677	716,74	188,00	Péridotites trou nu
Koniambo	Piezo-06-2005 = Pz6	274526	359430	664,28	193,60	Péridotites 157-192 m
Goro	10EX0178	496643	211786	174,58	176,00	Péridotites 129-138 m

2.3.1 Rappel sur la notion de fractures naturelles

Le concept de fracture s'apparente tout d'abord à une notion de compétence : elle n'existe qu'associée à un comportement rigide, ou fragile, de roches cassantes. Mattauer (1967) introduit également la notion de déformation discontinue. Les discontinuités peuvent s'accompagner ou non d'un déplacement des blocs rocheux qu'elles délimitent. Le terme de fracture inclut les diaclases, les fentes ou fractures d'extension, les joints stylolithiques et les failles de différentes dimensions. Les fractures sont caractérisées par leur géométrie en décrivant leur morphologie, leur extension (ou continuité), leur écartement (ou espacement), leur épaisseur (ou ouverture) et la nature du remplissage (Adler *et al.*, 2013).

Pour l'étude hydrogéologique d'un milieu, l'existence d'une fracture correspond à un écoulement possible sur le plan de la fracture, et la géométrie du réseau de fracture et donc sa connexion, va permettre ou non, la percolation.

Définition de la fracturation d'un point de vue hydrogéologique

Une fracture peut être définie comme un plan sur lequel les contraintes ont causé la perte au moins partielle de cohésion de la roche et résultant d'un mouvement dans le plan de la discontinuité. D'un

point de vue hydrogéologique, le terme fracture est utilisé pour désigner toute discontinuité d'origine mécanique ou tectonique, avec ou sans rejet de terrains, de roches voire de minéraux (Bles et Feuga, 1981). Les fractures sont également des interstices qui permettent à l'eau de s'infiltrer ; on y inclut les joints, fissures, cassures ou clivages.

Les discontinuités qui nous intéressent dans le cadre de l'analyse de la fracturation et de la perméabilité sont celles qui ont été sollicitées lors des essais de perméabilité, sur une distance de quelques mètres autour du forage.

Cependant, certaines fractures qui ont pu drainer auparavant l'eau météorique depuis la surface jusqu'au socle de péridotite, et qui ont participé à l'altération des péridotites, sont décrites et retenues car elles présentent des traces d'altération, mais il est impossible d'être certain qu'elles participent aujourd'hui à la percolation du réseau de fractures.

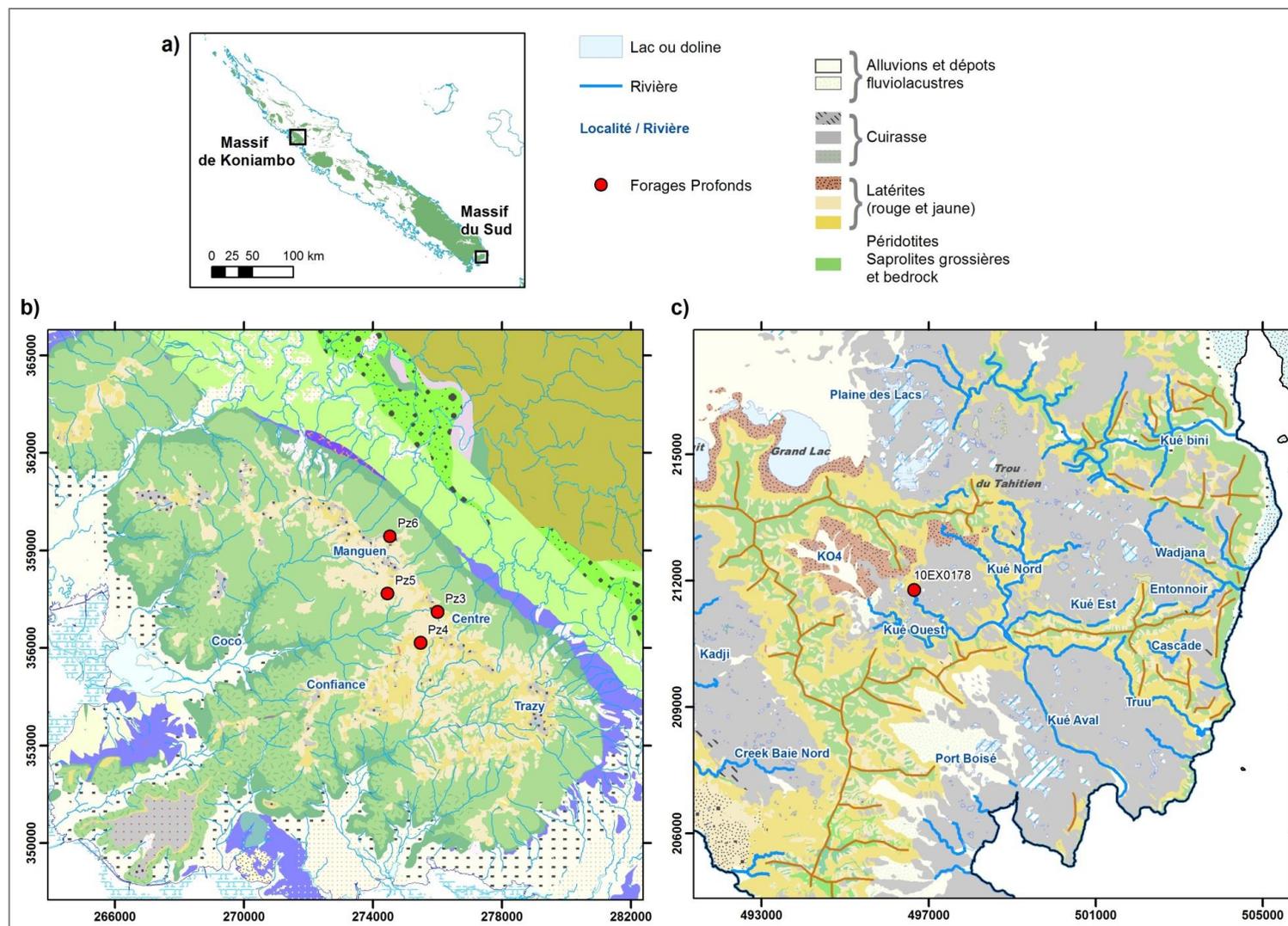


Figure 103 : Localisation des forages carottés profonds : a) sur le massif du Koniambo, et b) sur le secteur de Goro, Massif du Sud.

Définition d'une typologie de fractures

L'existence d'un mouvement associé à la fracture n'ayant pas de relation directe sur l'écoulement, et l'indice d'un mouvement étant difficile à évaluer à partir de l'étude d'une carotte de forage, le terme retenu pour la typologie mise en place est « joint ».

À la vue des différents types de fractures présentes sur les carottes, une « typologie » a été établie. Six types de joints sont identifiés et illustrés sur la Figure 104 (Perotin, 2014):

- **Les joints cassés (JC):** les morceaux de la carotte sont clairement détachés l'un de l'autre ;
- **Les joints fermés (JF):** il n'existe aucun déplacement ; les deux morceaux de la carotte sont liés par une mince lame minéralisée (ancien joint où un fluide a circulé laissant précipiter des minéraux) ; leur rôle sur l'écoulement souterrain est *a priori* négligeable mais ils sont décrits de sorte à pouvoir optimiser l'information retenue lors de cette étude, et notamment sur la lithologie des discontinuités ;
- **Les joints ouverts (JO):** il s'agit de joints en partie fermés présentant un espace vide au centre de la lame minéralisée ; on peut parler également de fentes. Lorsque l'ouverture dans la partie centrale est réduite et non visible à l'œil, ils sont distingués parce qu'ils retiennent l'humidité lorsque la carotte est mouillée. Ils sont potentiellement perméables ;
- **Les zones fortement fracturées (ZFF):** elles correspondent à des zones dont les clastes ont une granulométrie inférieure à 7 cm (ce seuil a été donné arbitrairement) ; on suppose qu'elles résultent d'un réseau dense de fractures ou joints cassés ;
- **Les zones de forte altération (ZFA) :** elles correspondent à des zones où la péridotite est très oxydée voire saprolitisée. Ceci suppose un passage d'eau et un état d'altération avancé;
- **Les core loss :** il s'agit d'une perte de matière lors de la remontée de la carotte pendant le forage. Cette perte de matière est due à un vide ou à un changement de matériau (passage de matériau cohésif à des matériaux plus fins et meubles). Ce changement de matériau peut correspondre à une zone plus fortement fracturée ou à un passage plus altéré.

2.3.2 Méthode d'analyse de la fracturation

Les péridotites saines, non altérées, ont été jusqu'ici peu étudiées puisqu'elles ne sont pas exploitables pour leur nickel. L'objectif de cette partie est de caractériser la structure des péridotites en profondeur, en dessous du profil d'altération habituellement atteint par les sondages miniers (d'exploration ou d'exploitation) qui s'arrêtent en général 3 à 5 m dans la roche non altérée (consolidée et résistante). La fracturation est décrite pour évaluer la structure de la roche saine.

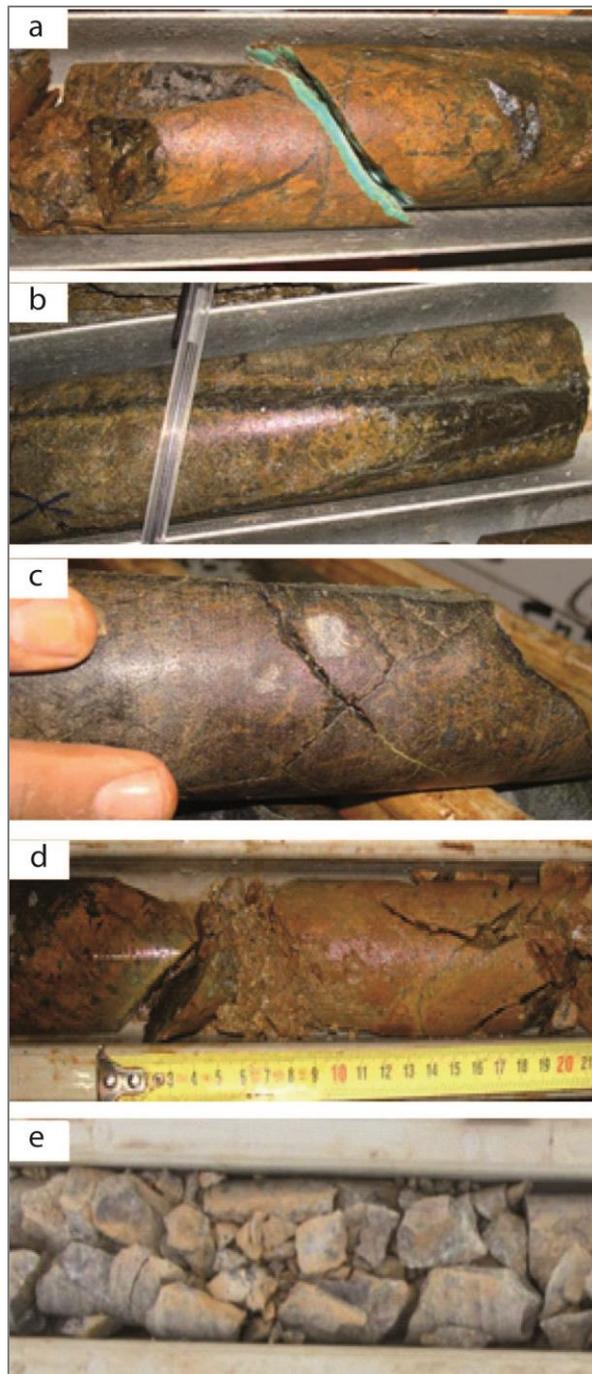


Figure 104 : Typologie des discontinuités observées sur carottes : a) joint cassé ; b) joint fermé ; c) joint ouvert ; d) zone fortement altérée ; e) zone fortement fracturée.

Retranscription des observations

Lors de l'observation des carottes, pour chaque joint observé, sa profondeur, son pendage ainsi que la minéralogie aux épontes sont relevés. En ce qui concerne les zones fortement fracturées, altérées ou les *core loss*, la longueur de la zone est également mesurée et la minéralogie générale de la zone est décrite.

Enfin, lorsque des traces d'oxydation sont observées aux épontes des joints notamment, une indication sur l'altération est donnée pour distinguer les discontinuités où l'écoulement de l'eau est, ou a été, avéré et marqué par de l'oxydation.

La nature du remplissage est diverse et est décrite avec la collaboration des géologues du SGNC. Les différents types de remplissage sont parfois décrits avec précision quand c'est possible, mais si la forme minérale ne peut être précisée à partir d'une seule observation à l'œil, des termes génériques sont utilisés. Le postulat est par ailleurs fait que lorsque la nature du placage n'est pas une serpentine bien formée et reconnaissable, mais des silicates ou carbonates (décrits par un placage blanc / violacé) la minéralisation est supposée supergène.

Le Tableau 6 présente les minéralogies décrites et leur **classification en minéralisation supergène ou endogène**. Cette classification sera utilisée pour distinguer les joints ouverts marqués par une circulation actuelle ou passée de l'eau, et qui ont permis l'altération supergène, des joints présentant une minéralisation exclusivement endogène et qui sont scellés empêchant tout écoulement.

Pour résumer, **les serpentines sont considérées endogènes alors que les autres minéralisations (y compris celles associées aux serpentines) sont considérées supergènes**.

Tableau 6 : Description des minéralisations observées et classifiées en supergène ou endogène.

Minéralisation précise ou terme générique Type ENDOGENE	Minéralisation précise ou terme générique Type SUPERGENE
Lizardite	Silice (brune, bleue, microcristalline)
Antigorite / Chrysotile	Manganèse / dendrites de Manganèse
Bastite (serpentinisation des pyroxènes)	Garniérite (mélange de silicates nickélifères de couleur verte)
Talc	Magnésite (carbonate de magnésium blanc)
Serpentine noire / verte / jaune / blanche	Willemséite (talc nickélifère)
Placage jaune (associé à de la serpentine jaune)	Serpentine (jaune/verte) + silice
	Silicates blancs
	Carbonates
	Placage violacé / blanc (dépôt magnésien)

Pour comparer la densité de fracturation des différents forages avec la profondeur, deux niveaux de référence sont considérés : d'abord le niveau du sol, et également la profondeur de l'interface saprolites fines - grossières, facilement identifiable. Ensuite la longueur des intervalles a été choisie arbitrairement égale à 2 m. Un autre intervalle de 10 m a été utilisé pour représenter la fracturation en profondeur et faciliter la comparaison entre les forages.

Méthode de comptage des discontinuités

La typologie établie nécessite la mise en place d'une méthode de comptage qui tienne compte des fractures individuelles (pour les JC, JF et JO) et des zones de fractures ou fractures « zonales » (pour les ZFA, ZFF et CL), de sorte à donner un poids différent aux différents types de discontinuités. La Figure 105 illustre les discontinuités observées et le principe de comptage.

Tous les types de fractures (joints, zones et *core loss*) comptent pour une discontinuité. Cependant, il a paru important de prendre en compte la longueur des discontinuités zonales (zones fortement altérées, zones fortement fracturées et *core loss*). De ce fait, **deux paramètres de comptage des discontinuités** entrent en jeu. Toutes les discontinuités sont au moins comptées une fois, mais pour ne pas sous-estimer l'importance des fractures « zonales » qui peuvent parfois s'étendre sur plusieurs mètres de carottes, les longueurs de ces dernières sont prises en compte sur le paramètre longueur, en pourcentage de la longueur sur un intervalle donné.

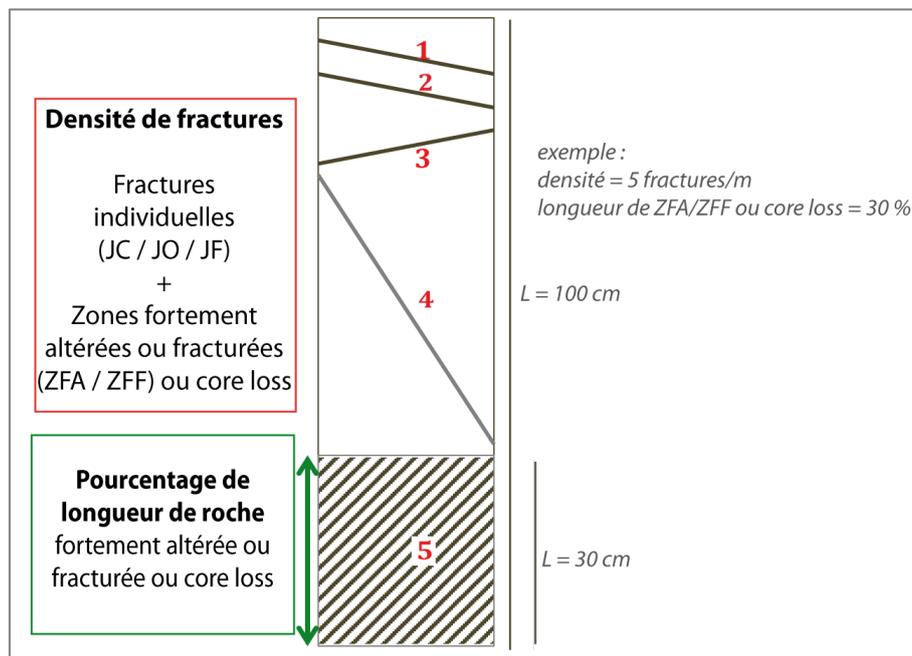


Figure 105 : Paramètres de comptage des discontinuités : densité de fractures (Nombre de fractures par mètre) et pourcentage de longueur de carotte altérée, fracturée ou manquante, pour un intervalle donné.

2.3.3 Caractérisation de la fracturation des forages profonds

La fracturation est décrite sur les carottes qui ont été retrouvées dans les locaux de KNS d'une part, et de Vale NC d'autre part. Pour le Pz6, une partie des caisses n'a pu être retrouvée et la description débute à partir de 55 m de profondeur. Ce plus, l'épaisseur de latérites et de saprolites fines variant d'un forage à un autre, les longueurs de roches décrites sont précisées dans le Tableau 7. Dans ce tableau sont également exposées les caractéristiques générales de la fracturation.

Les joints fermés ne sont comptabilisés dans le nombre de fractures. Les cassures non naturelles détectables à l'œil nu (plan très rugueux, parfois cassure au marteau pour remplir les caisses à carottes) ne sont bien sûr pas intégrées dans l'analyse.

Tableau 7 : Description des caractéristiques générales de la fracturation des cinq forages profonds étudiés (Koniambo et Goro).

	Massif du Koniambo				Massif du Sud
	Piézo_03_2005 Pz3	Piézo_04_2005 Pz4	Piézo_05_2005 Pz5	Piézo_06_2005 Pz6	10EX0178
Longueur totale du forage (m)	200	200	188	194	176
Longueur de sap. grossières et péridotites décrites (m)	194	169	188	155	150
Nombre total de fractures	594	515	504	395	509
Densité moyenne de fractures (= Nombre de fractures par mètre)	3,06	3,05	2,70	2,54	2,72
Espacement des fractures (m) et écart-type (m)	0,33 ± 0,25	0,33 ± 0,33	0,37 ± 0,35	0,39 ± 0,37	0,37 ± 0,33

L'espacement moyen entre les fractures est proche de 0,35 m et est très homogène sur les cinq forages. **Bien que le massif et le contexte géomorphologique soient très différents d'un forage à l'autre, la densité moyenne de fractures est quasi identique.**

Type / pendage / minéralisation

La description détaillée de la fracturation réalisée sur les carottes permet de préciser l'analyse en considérant le type de fractures, leur pendage et leur minéralisation. Les figures suivantes présentent les résultats sur les cinq forages.

La plus grande partie des discontinuités décrites (environ 70 %) correspond à des **joints cassés** (Figure 106). Les zones fortement altérées ou fracturées représentent à peine 10 % des discontinuités sur le Koniambo et près de 20 % sur Goro.

La méthode de description des minéralisations permet de distinguer deux types de minéralisations : les minéralisations endogènes et supergènes (Figure 107). Dans le cas des forages Pz3, Pz4 et Pz6 du Koniambo, les minéralisations observées sont majoritairement supergènes (75 % des minéralisations observées en moyenne) mais sur les deux ouvrages restants, **le Pz4 sur le Koniambo et le forage de Goro, la proportion de minéralisation endogène est majoritaire, jusque 60 % dans le cas du Pz4.**

Cette observation doit être reliée au contexte géomorphologique des forages. En effet, sur le massif du Koniambo, seul le Pz4 se situe sur le plateau cuirassé et non pas en tête de talweg. La Figure 108 présente les forages sur fond de la carte topographique d'une part, et géologique d'autre part. On voit sur ces cartes que seul le Pz4 se situe sur un replat cuirassé où le profil d'altération est complet et où la pente est faible.

Ainsi, les minéralisations **majoritairement supergènes mettent en évidence des circulations souterraines importantes favorisées sur les ouvrages situés près des pentes** et des talwegs. Le mécanisme de **décompression lithostatique** permet l'ouverture et la connexion des fractures et favorise ainsi les écoulements.

Concernant les pendages des discontinuités, Figure 109, il apparaît d'abord que sur les forages du Koniambo, la distribution des pendages est portée sur les valeurs les plus élevées ; la valeur de 40° est majoritaire mais **les pendages > 60° sont également fortement représentés (45 %)**. Cette observation est importante puisque les forages étant verticaux cela signifie que les espacements réels des discontinuités verticales sont très faibles. Sur le forage de Goro, la répartition des pendages est plus uniforme.

Le pendage et la minéralisation sont considérés conjointement en étudiant la distribution des pendages pour chaque type de minéralisation (Figure 110). On constate que les minéralisations endogènes sont majoritaires moyennement pentées (30 % des mesures comprises en 40 et 50°) ; hormis cette famille plus représentée, les autres familles de pendages sont également représentées. Les minéralisations supergènes sont distribuées différemment avec une répartition quasi égale entre 40 et 90°, avec plus de 85 % des fractures dont le pendage est compris dans cet intervalle. **Les minéralisations supergènes sont donc associées à des pendages élevés.** Cette observation peut s'expliquer par **l'écoulement *per descensum*, une altération du haut vers le bas et une ouverture préférentielle des discontinuités verticales liées à la pré-structuration du massif.**

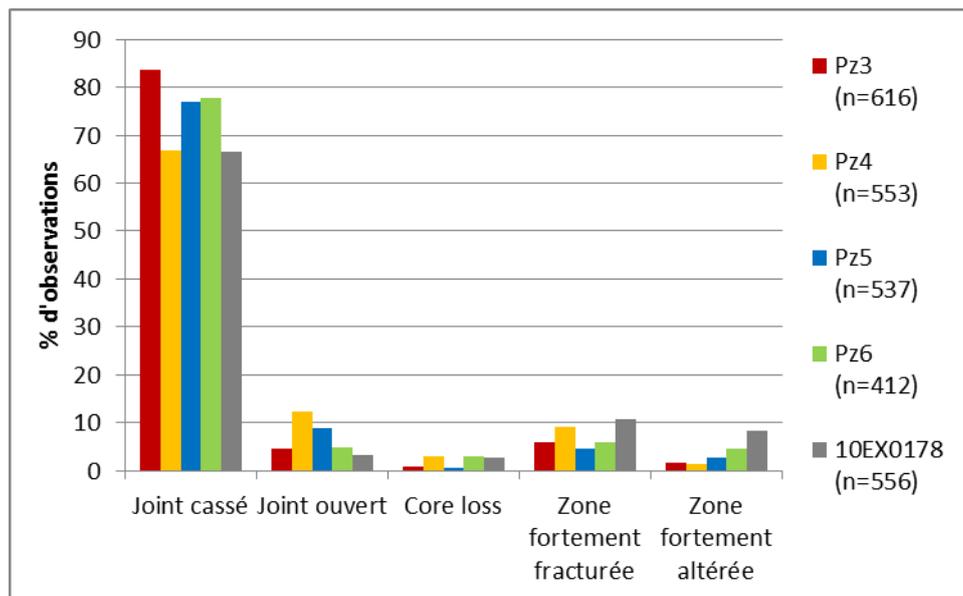


Figure 106 : Distribution des discontinuités décrites sur les cinq forages profonds selon leur type.

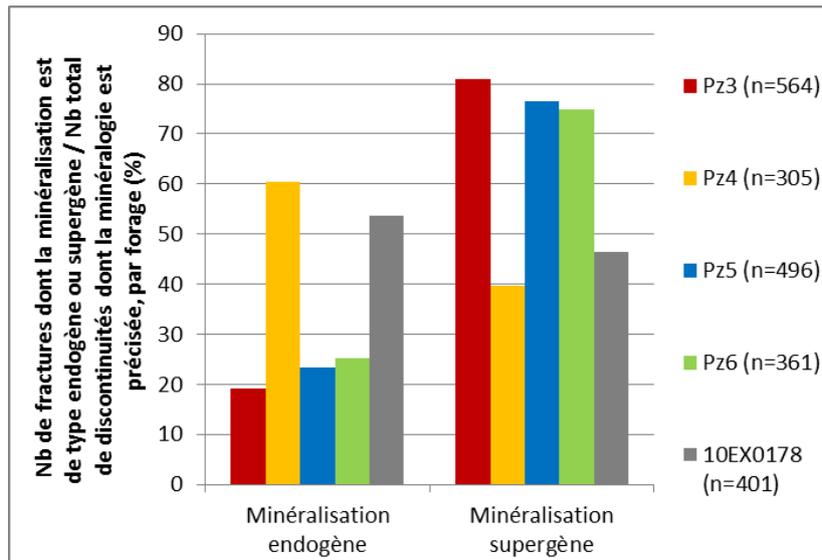


Figure 107 : Distribution des discontinuités décrites sur les cinq forages profonds carottés selon leur minéralisation.

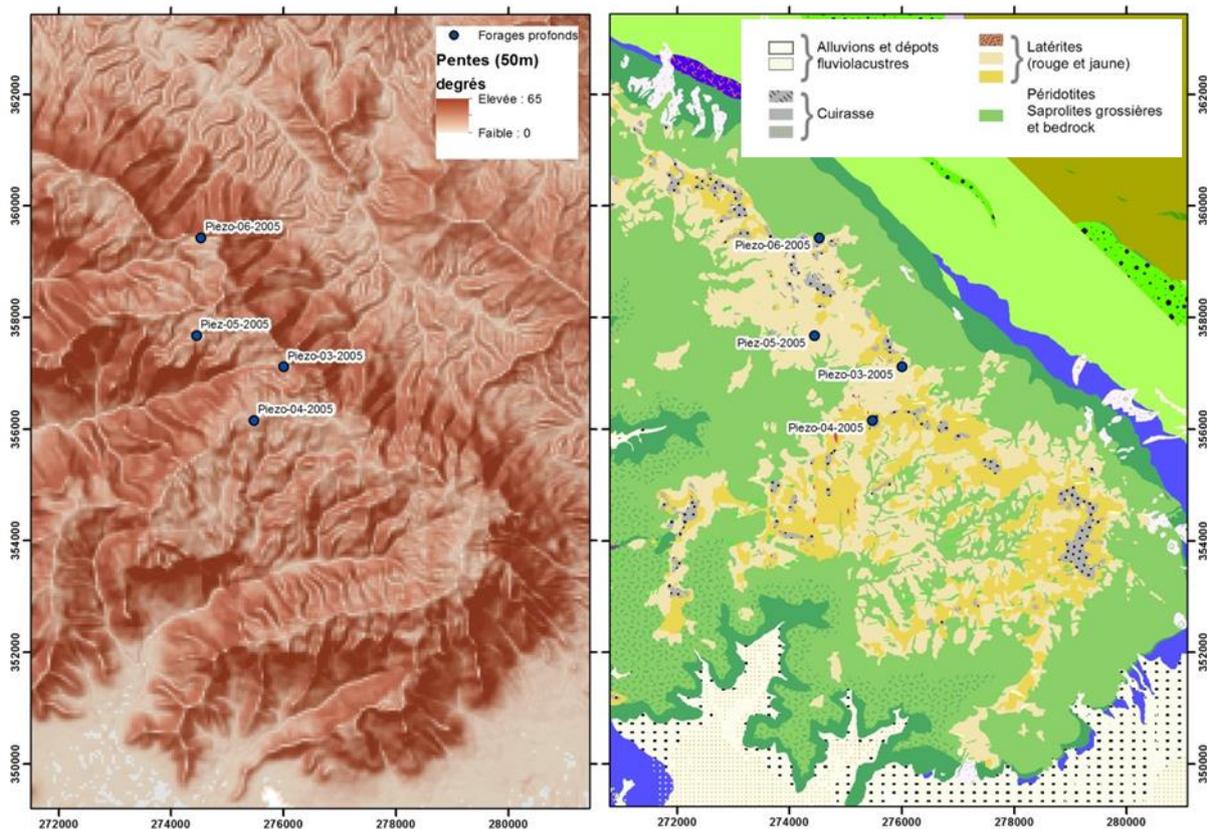


Figure 108 : Localisation des piézomètres profonds du Koniambo sur fond de carte des pentes topographiques et carte géologique.

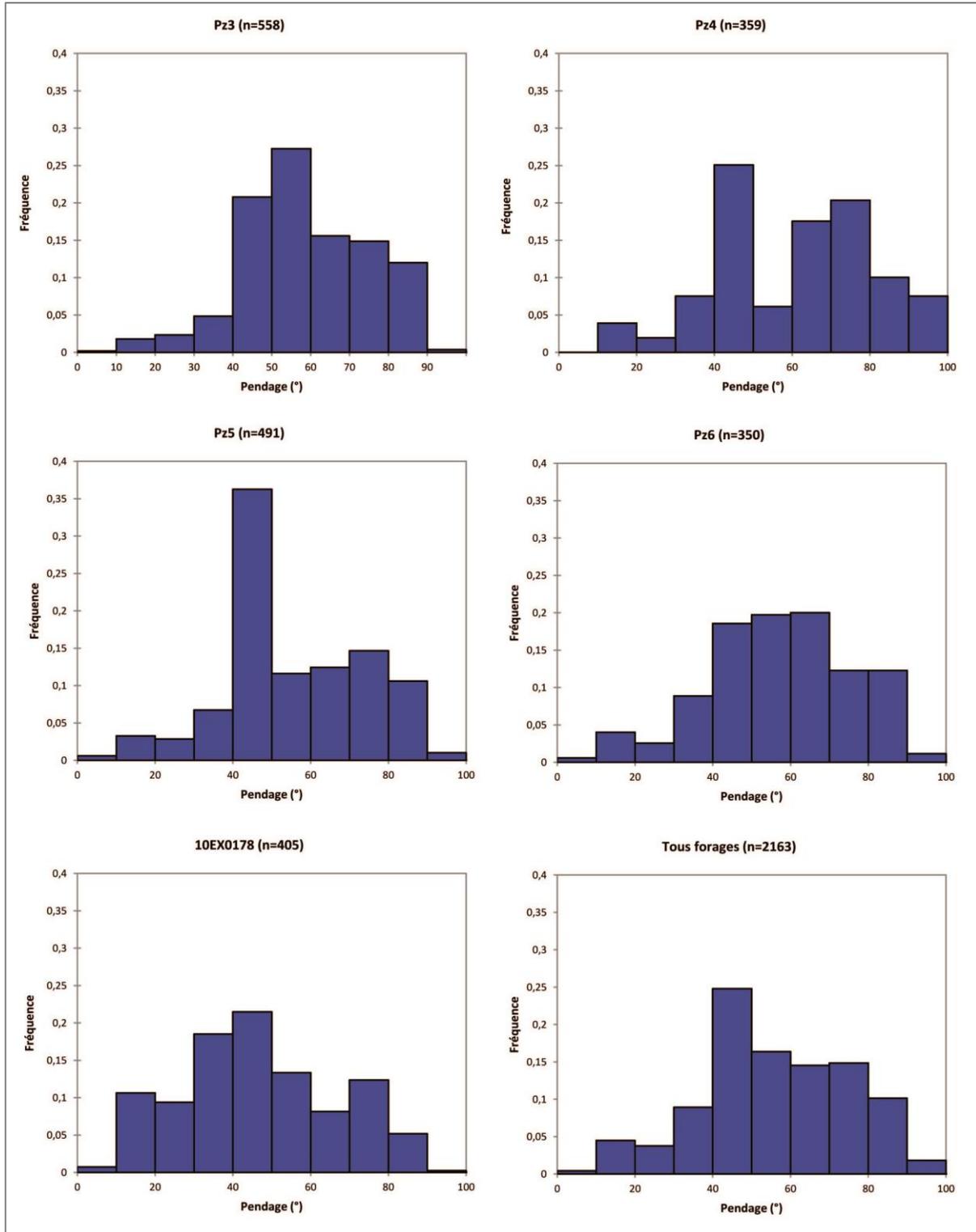


Figure 109 : Distribution des pendages des discontinuités observées sur les quatre forages profonds de Koniambo et du forage de Goro.

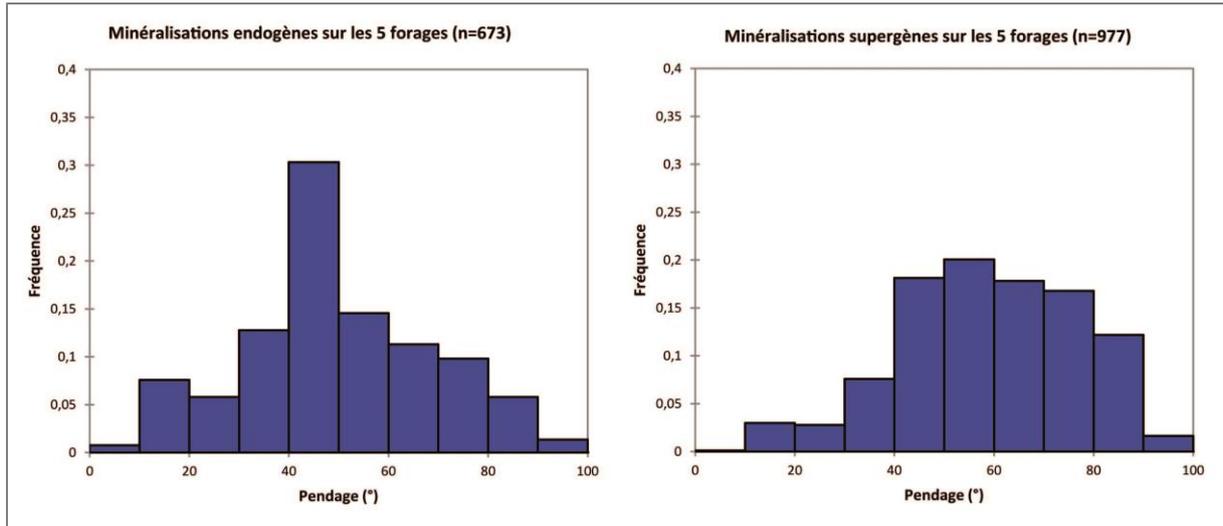


Figure 110 : Distribution des pendages selon le type de minéralisation, sur les données des cinq forages profonds.

2.3.4 Analyse 1D de la distribution de la fracturation avec la profondeur

Les deux paramètres 1) densité de fractures et 2) pourcentage de longueur de carotte fortement altérée, fracturée ou manquante, sont représentés en cumulé en fonction de la profondeur par rapport au sol d'abord et par rapport à l'interface saprolites fines - grossières ensuite. La Figure 111 présente les résultats pour les cinq ouvrages.

Il apparaît de façon assez marquée que la pente des droites du nombre de fractures en fonction de la profondeur est constante et avec une pente similaire pour les cinq ouvrages. Ce résultat complète l'observation à l'échelle du forage et présentée sur le Tableau 7, à savoir **un espacement moyen des fractures identique pour les cinq forages. Ici on montre qu'il est également régulier au sein des forages.**

Les comportements sont différents concernant les longueurs de zone fortement altérée/fracturée ou *core loss*. Si l'on se place par rapport à l'interface saprolites fines – grossières, on observe des « échelons » à des profondeurs variables :

- entre 0 à 5 m et entre 50 à 60 m de profondeur et plus ponctuellement autour de 130 m pour Pz3 ;
- sur les premiers mètres, puis entre 10 et 30 m, et un plateau semble atteint vers 50 m de profondeur ;
- le pourcentage augmente régulièrement jusqu'à 30 m de profondeur pour Pz5 ;
- deux seuils sont observés à 60 m d'abord puis entre 120 m et 160 m pour le Pz6 ;
- à 20 m, 70 m et encore 100 m sur le forage de Goro ; le comportement sur ce forage est différent, la longueur altérée est beaucoup plus importante que sur les forages du massif du Koniambo.

Une autre façon de présenter l'état de fracturation des péridotites profondes est de représenter la densité linéaire de fractures (le nombre de joints et/ou zone par intervalle de 2 m) en fonction de la profondeur par rapport au sol. La Figure 112 présente sous forme d'histogramme cette densité linéaire pour les cinq forages étudiés.

Il apparaît à espacement relativement régulier de l'ordre de 30 m des intervalles plus densément fracturés, séparés par des zones de densité de fracturation plus réduite. Cette observation peut correspondre à un réseau de fractures majeures, d'origine tectonique complexe, sur lequel se surimpose un réseau de fractures plus réduit.

Enfin, l'analyse est faite sur un intervalle plus grand, de longueur 10 m. La densité de fractures et le pourcentage de longueur fortement altérée, fracturée ou *core loss* sont évalués par intervalle de 10 m. La Figure 113 présente la distribution de ces paramètres en fonction de la profondeur.

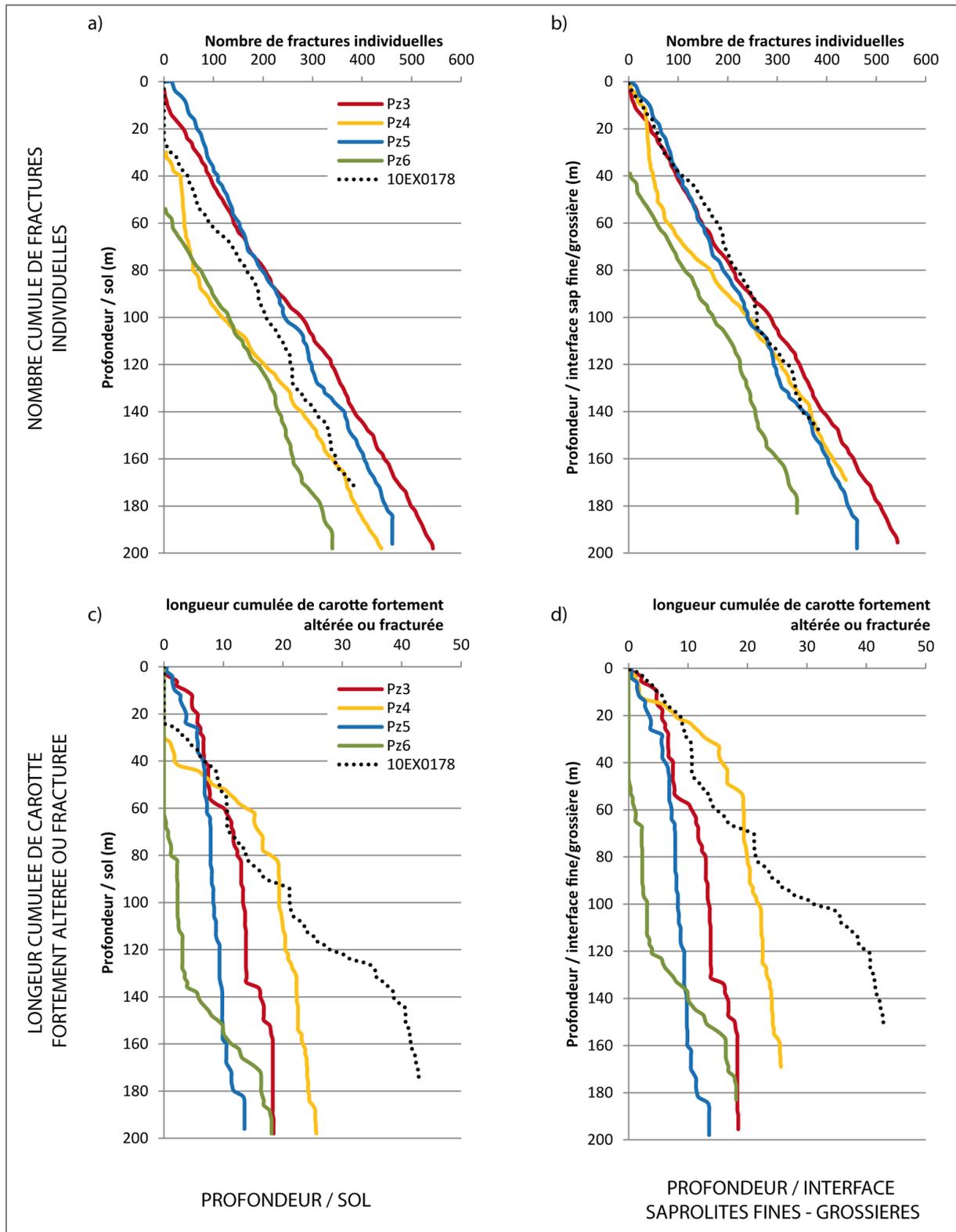


Figure 111 : a) et b) Nombre cumulé de fractures en fonction de la profondeur par rapport à, respectivement la surface du sol et l'interface saprolites fines - grossières ; c) et d) longueur cumulée de zone fortement altérée, fracturée ou manquante en fonction de la profondeur / sol et / l'interface saprolites fines - grossières.

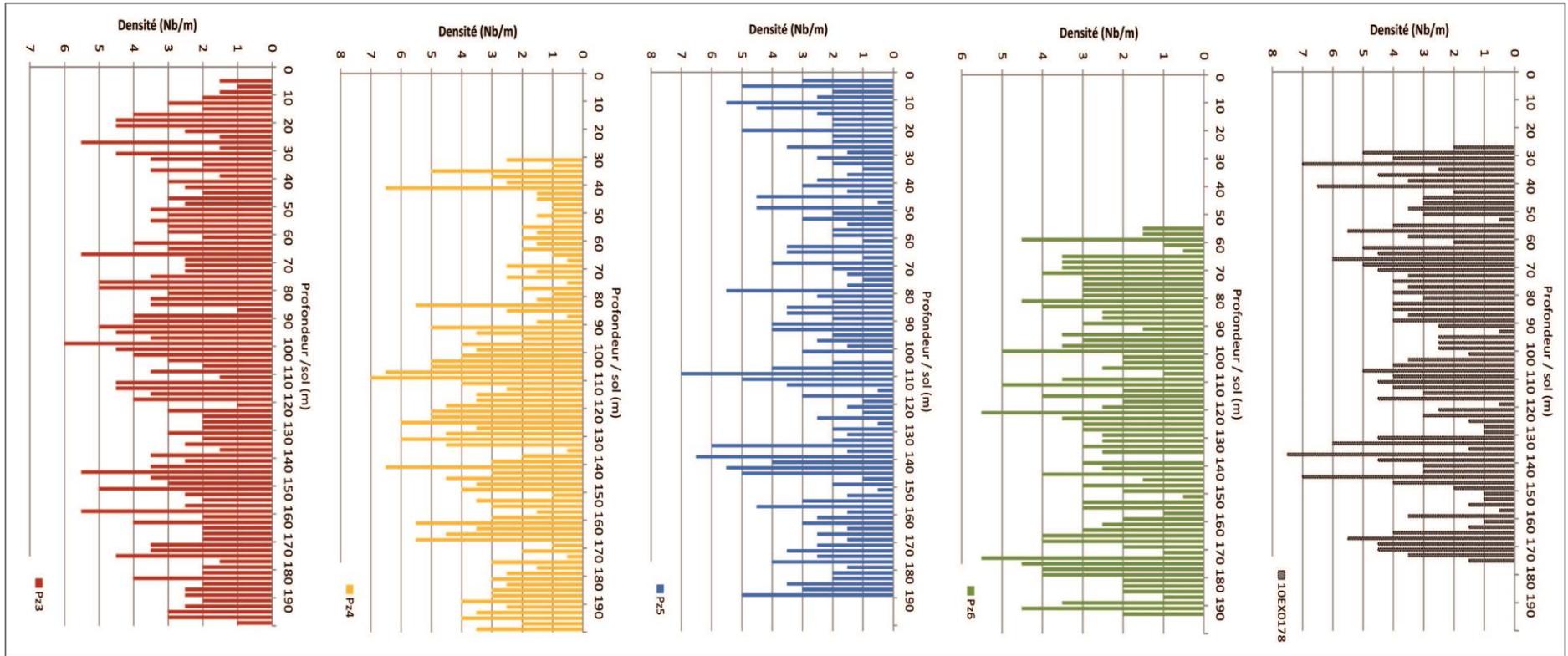


Figure 112 : Densité de fractures calculée par intervalle de 2 m, sur les cinq forages étudiés.

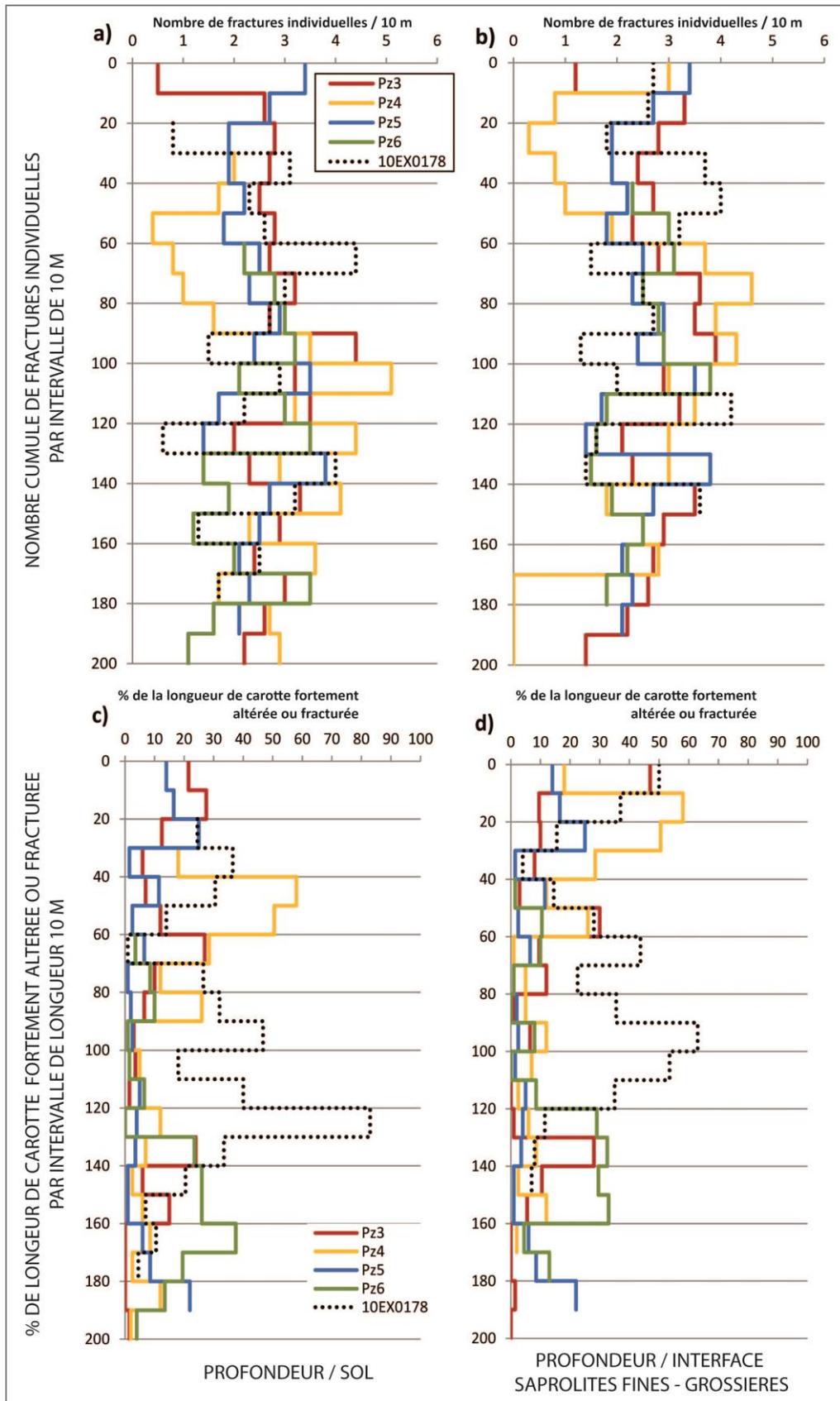


Figure 113 : a) et b) Nombre cumulé de fractures par intervalle de 10 m en fonction de la profondeur par rapport à, respectivement, la surface du sol et l'interface saprolites fines - grossières ; c) et d) pourcentage de longueur de zone fortement altérée, fracturée ou manquante en fonction de la profondeur / sol et / l'interface saprolites fines - grossières.

2.3.5 Synthèse de la caractérisation de la fracturation

Ainsi, ces différentes analyses de la fracturation des péridotites réalisées à partir de l'observation de carottes de forages profonds sur le massif de Koniambo et sur le Massif du Sud permettent de mettre en évidence que :

- la fracturation des péridotites est uniforme, quel que soit le massif, et à grande profondeur, avec un espacement moyen régulier de 30 cm entre les fractures, tout type confondu ;
- le pourcentage de milieu altéré quant à lui varie d'un point et d'un massif à un autre, mais tend à disparaître en profondeur. Sur le Koniambo on observe des traces d'altération jusque 150 m de profondeur sur un des ouvrages ; sur Goro les passées altérées sont également plus importantes en termes d'épaisseur ;
- les écoulements sont favorisés sur les zones de pentes, et empruntent en majorité les joints verticaux ;
- les observations faites dans les galeries Chromical du massif de Tiébaghi ont montré qu'au-delà de 200 m de profondeur la densité de fracturation reste intense, décimétrique à métrique, mais aucune trace d'altération (latérite ou saprolite) n'a été observée macroscopiquement.

Un premier degré de fracturation des péridotites est observé à l'échelle décimétrique, avec une fracturation régulière et dense avec en moyenne 3 fractures par mètre, à laquelle s'ajoute une fracturation secondaire correspondant aux zones fortement fracturées dont l'espacement moyen est de 30 m environ.

Enfin, avec les données disponibles, **l'uniformité de la fracturation sur le massif de Koniambo et du Massif du Sud, dont la géomorphologie actuelle est très différente, permet d'affirmer que la fracturation résulte d'une pré-structuration sans lien avec les contraintes actuelles, et que les fluides empruntent le réseau de fractures *per descensum*.**

3 Caractérisation de la conductivité hydraulique du substratum

Plusieurs sources de données sont utilisées pour étudier la variation de la perméabilité avec la profondeur. D'abord un nombre important de tests entre Packers ont été réalisés à l'avancement sur les quatre forages profonds du Koniambo. De plus, le jeu de données issues d'essais hydrauliques présentés dans le chapitre précédent est considéré. Enfin, les mesures de débit réalisées sur la galerie souterraine Chromical du massif de Tiébaghi sont également intégrées à l'analyse.

3.1 Données de conductivité hydraulique sur les forages

3.1.1 Résultats des essais hydrauliques

Pour rappel, le système Packer et la méthode d'estimation de la conductivité hydraulique ont été présentés dans le chapitre précédent (Chapitre 2 paragraphe 3.1).

Dans le chapitre 2, paragraphe 3.2., une valeur unique de conductivité hydraulique est présentée par ouvrage mais des essais ont été réalisés à l'avancement sur des intervalles donnés. Dans ce paragraphe les essais réalisés à différentes profondeurs sur les forages de Goro sont étudiés.

Lors de la foration des quatre ouvrages du massif du Koniambo, des essais de perméabilité de type Lefranc entre packer ont été réalisés sur trou nu sur des intervalles de longueur moyenne 5 m. La position des intervalles et la perméabilité calculée ont été recensées à partir des rapports du bureau d'études en charge des essais (Golder Associates, 2005a). La plupart des données brutes numériques ne sont pas disponibles mais de nombreuses feuilles de mesures sont fournies en annexe du rapport daté de 2005.

Les essais qui ont été réalisés en 2005 sur les quatre forages profonds n'ont pas été réinterprétés et seules les valeurs de conductivité hydraulique en m/s ont été utilisées. Cependant, lors d'une précédente étude (Jeanpert et Dewandel, 2013), les données brutes des essais à charge variable sur d'autres forages ont été réinterprétées et les résultats obtenus par Golder ont été validés. Ce sont au total **95 essais à charge constante** qui ont été réalisés sur des intervalles de longueur comprise entre 1,2 et 50 m (5 m en moyenne).

L'histogramme de fréquence des mesures de perméabilité sur la Figure 114 montre des conductivités hydrauliques qui suivent une loi log normale et varient sur six ordres de grandeur. La moyenne géométrique sur les 95 essais tous niveaux confondus est de $K=1,1 \cdot 10^{-6}$ m/s ($\log K_{moy} = -5,95 \pm 1,13$).

Les valeurs moyennes de la perméabilité ont également été calculées par forage en pondérant par la longueur de l'intervalle testé selon la formule :

$$K_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^n K_i \times l_i}{\sum_{i=1}^n l_i}, \text{ avec } l_i \text{ la longueur de l'intervalle testé } i \text{ et } n \text{ le nombre d'essai par forage.}$$

Le Tableau 8 présente les valeurs moyennes pondérées par forage pour les quatre ouvrages.

L'essai le plus profond réalisé sur le Pz5 correspond à la fois à la valeur la plus élevée de conductivité hydraulique et à l'intervalle le plus grand testé ; la conductivité moyenne pondérée par la longueur est par conséquent très élevée sur cet ouvrage, bien plus que la moyenne géométrique sur les 95 essais. La validité de cet essai sur un intervalle de 50 m paraît discutable et la valeur moyenne pondérée sur le Pz5 ne sera pas retenue pour discuter des valeurs de référence.

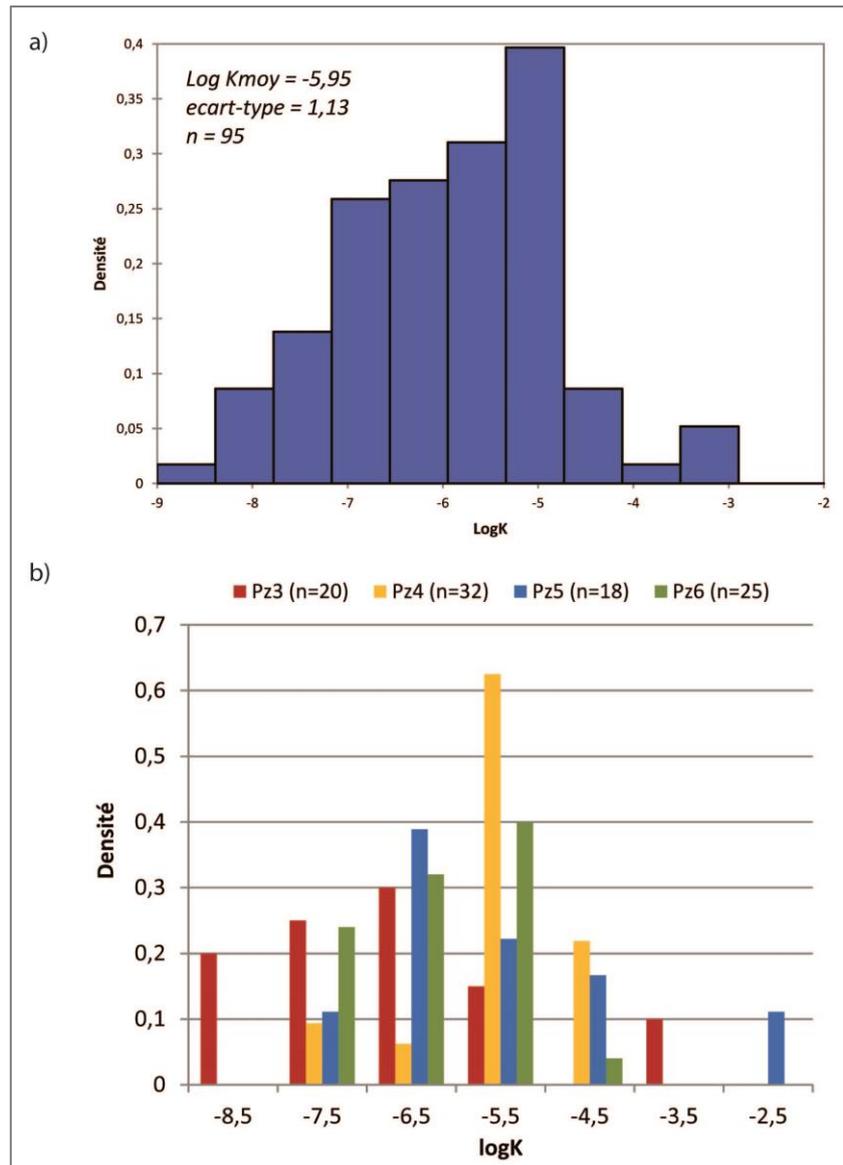


Figure 114 : Résultats des essais entre Packer sur les quatre forages profond du Koniambo : a) histogramme de fréquence et loi d'ajustement sur les 95 mesures de perméabilité ; b) distribution de $\log K$ par forage.

Tableau 8 : Conductivité hydraulique moyenne pondérée par la longueur des intervalles testés.

	Pz3	Pz4	Pz5	Pz6
K_{moy} par ouvrage (m/s)	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-6}$
$\text{Log} K_{\text{moy}}$ par ouvrage	-4,7	-5,4	-3,3	-5,6

3.1.2 Estimation de la perméabilité par modélisation du milieu fracturé

Un modèle de réseau de fractures discrètes a été réalisé avec l'équipe de P. Adler (Laboratoire METIS de l'Université Pierre et Marie Curie) à partir d'une analyse préliminaire des carottes de forages. Un modèle de fractures identiques (hexagonales), monodisperses, isotropes et réparties de manière homogène dans un milieu cubique a été construit (Figure 115). Un calcul de percolation et d'estimation de la conductivité hydraulique est réalisé. L'ouverture des fractures, non connue, a été estimée en première approche à 0,5 mm. Les résultats de la modélisation montrent que le réseau percole et que la conductivité hydraulique est de l'ordre de 10^{-4} m/s.

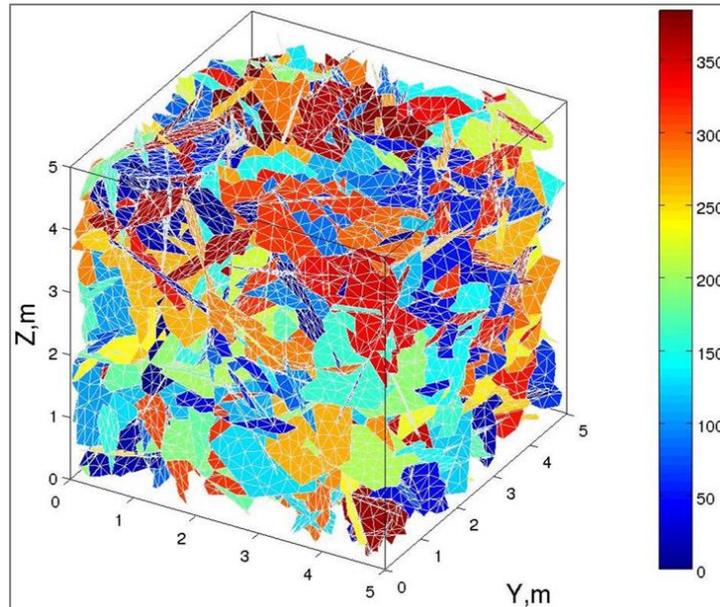


Figure 115 : Modèle de réseau de fractures réalisé à partir des observations des carottes de forages du massif du Koniambo.

Un calcul théorique à partir de la solution de Snow qui modélise un milieu fracturé monodisperse (même taille) homogène, isotrope et infini permet d'obtenir la même estimation de la conductivité hydraulique ce qui permet d'affirmer que **la taille des fractures a peu d'influence sur la perméabilité du réseau compte tenu de la densité de fractures.**

Ces résultats amènent à discuter l'ouverture des fractures à partir de la solution de Snow ; avec l'espacement moyen égal à 0,35 m, en appliquant la solution de Snow (1969) pour une ouverture de 0,1 mm, la perméabilité de notre milieu serait de $3 \cdot 10^{-6}$ m/s, et pour une ouverture de 0,02 mm, elle serait de $2 \cdot 10^{-8}$ m/s.

3.1.3 Variation de la conductivité hydraulique avec la profondeur

Les résultats des essais réalisés sur les quatre forages profonds du Koniambo sont présentés sur deux graphes, Figure 116. Ils illustrent la variation de la perméabilité avec la profondeur, en fonction de la profondeur par rapport au sol d'une part, et par rapport au niveau de référence qui correspond à l'interface saprolites fines et grossières d'autre part. La conductivité moyenne par intervalle de 10 m est également représentée (Figure 116-b).

La valeur moyenne de perméabilité par intervalle de 10 m est relativement constante proche de $\log K = -6$, et diminue entre 0 et 100 m sous l'interface de référence. La dispersion de la conductivité hydraulique est quant à elle variable avec la profondeur.

Compte tenu des valeurs disponibles, la conductivité hydraulique varie sur 6 ordres de grandeurs entre 0 et 50 m de profondeur sous l'interface des saprolites fines - grossières, sur 4 ordres de grandeur jusque 100 m de profondeur, et si l'on ignore la valeur très élevée sur le Pz5, seuls deux ordres de grandeur couvrent les mesures les plus profondes. Certes cette observation peut être liée à l'effet d'échantillonnage et du nombre d'essais qui diminue avec la profondeur mais le nombre d'essais reste suffisant pour discuter de la dispersion de la donnée.

Sur Goro, 421 essais ont été réalisés par des bureaux d'études. Les conductivités hydrauliques obtenues à différentes profondeurs par rapport au sol sont présentées sur la Figure 117-a. Pour les ouvrages les plus profonds et pour lesquels la coupe lithologique est disponible, le calcul de la profondeur par rapport à l'interface saprolites fines - grossières a été réalisé ; pour ces 10 ouvrages, la moyenne géométrique de la conductivité hydraulique est également calculée par intervalle de 10 m. Elle est présentée sur la Figure 117-b.

Une tendance générale ressort de ces graphes : on note **une diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur** ; le nuage de points présenté sur la Figure 117-a et centré sur $\log K = -6$ proche de la surface se décale vers les valeurs les plus faibles jusque $\log K = -7,2$. **La valeur moyenne diminue également plus nettement à partir de 50 m de profondeur par rapport à l'interface saprolites fines – grossières.** À nouveau ces observations doivent être nuancées du fait du nombre réduit de mesures en profondeur.

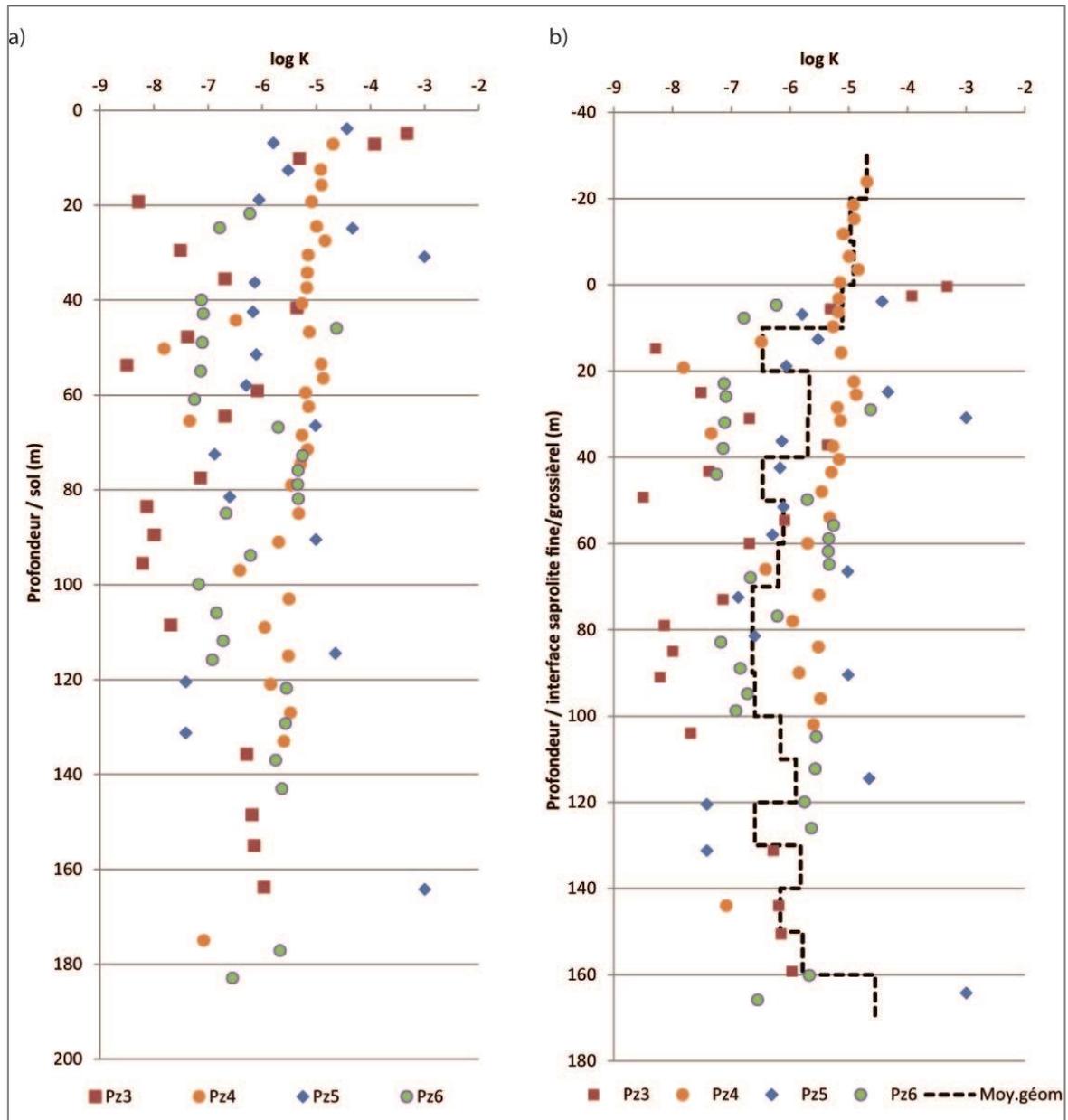


Figure 116 : Variation de la conductivité hydraulique estimée entre packers sur quatre forages profonds du massif de Koniambo en fonction de la profondeur (a) par rapport au sol et, (b) par rapport à l'interface saprolites fines - grossières.

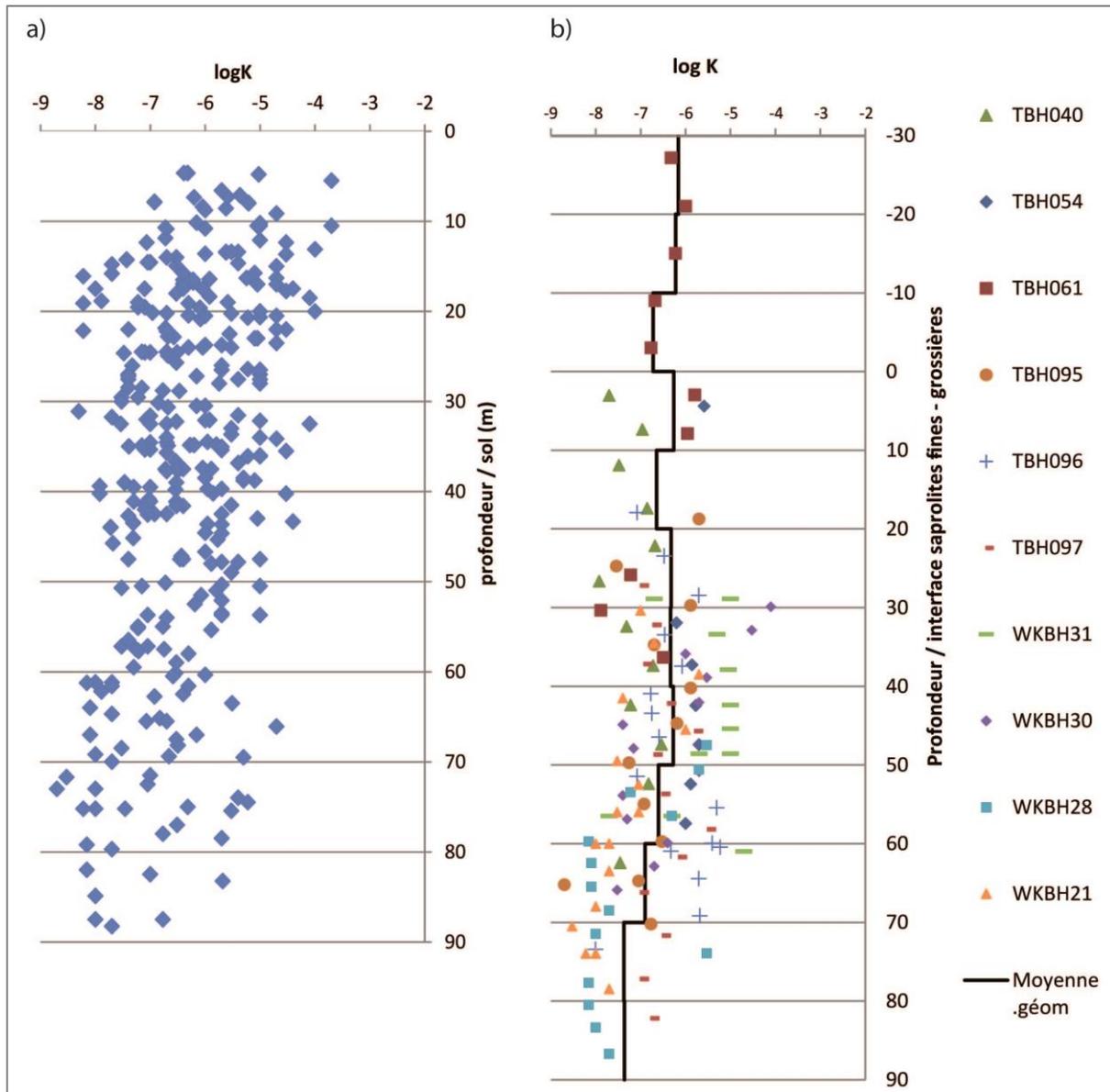


Figure 117 : Résultats des essais Packer sur les forages de Goro : variation de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur (a) par rapport au sol, (b) par rapport à l'interface saprolites fines - grossières sur les ouvrages dont la coupe géologique est disponible.

3.2 Estimation de la conductivité hydraulique des péridotites en profondeur

La galerie Chromical ouverte il y a plus de 20 ans et située dans le massif de Tiébaghi, a fait l'objet de plusieurs campagnes de terrain en septembre et novembre 2014, puis en novembre 2016. Au cours de ces missions, des mesures de fracturation ont été réalisées ainsi que des mesures sur les arrivées d'eau souterraine dans le tunnel (débit, physico-chimie, etc.). Les données en profondeur obtenues au sein de cette galerie souterraine offrent **un accès direct et unique aux caractéristiques structurales et hydrogéologiques des péridotites profondes**. En effet, les galeries explorées, d'altitude quasi constante à 200 m NGNC, permettent d'accéder et d'observer en 3 dimensions et sur plus de 2000 m linéaires les péridotites non altérées et fracturées, sous un recouvrement compris entre 0 et 400 m. Dans cette partie, la conductivité hydraulique des péridotites est quantifiée à partir des mesures de débit. Pour rappel, la Figure 79 présente le contexte géographique du site d'étude et la localisation des galeries Chromical dans le massif de Tiébaghi.

3.2.1 Méthode de mesures et d'estimation de la conductivité hydraulique dans une galerie souterraine

La solution analytique utilisée est la formule de Goodman (Lei, 1999) utilisée dans le cas d'un écoulement en régime permanent dans un tunnel horizontal, dans un aquifère complètement saturé, homogène, isotrope, semi-infini et dont la surface piézométrique se situe sous la surface topographique.

L'équation utilisée est la suivante :

$$q = \frac{2\pi KH_0}{2,3 \log\left(\frac{2H_0}{R}\right)}$$

- q , le débit linéaire (m^2/s) ;
- K , la conductivité hydraulique de la zone drainant le débit q (m/s) ;
- R , le rayon du tunnel, égal à 1,75 m dans le cas de la galerie Chromical ;
- H_0 , la distance entre la surface piézométrique et le centre du tunnel.

La Figure 118 présente schématiquement les paramètres de l'équation utilisée par Lei et les grandeurs mesurées *in situ*.

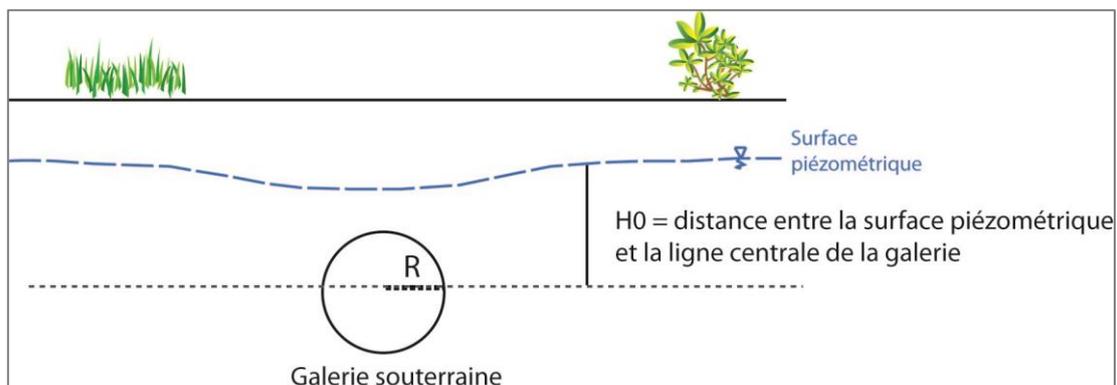


Figure 118 : Profil simplifié du tunnel et paramètres utilisés dans la formule de Goodman pour l'estimation de la conductivité hydraulique à partir des mesures de débit dans une galerie souterraine (d'après Lei, 1999).

3.2.2 Estimation de la conductivité hydraulique des péridotites profondes

Les mesures de débit à la sortie du tunnel d'accès principal, réalisées entre septembre 2006 et septembre 2007 par le bureau d'études A2EP et recensés par MICA Environnement pour la SLN, montrent un régime hydrologique relativement constant, avec un débit de sortie de l'ordre de 17 l/s, soit 62 m³/h. Les valeurs minimales et maximales sont respectivement 13 l/s et 21 l/s. Le temps de réponse entre les précipitations et l'augmentation du débit est de 6 jours environ pour un évènement majeur de 286 mm de pluie. A2EP conclut que, comparé aux débits des sources pérennes du massif qui excèdent rarement 5 l/s, le tunnel Chromical peut être considéré comme l'exutoire majeur du massif (MICA Environnement NC, 2009).

Les missions de terrain de 2014 et 2016 nous permettent d'affirmer que **les principales structures drainantes naturelles sont associées aux fractures serpentineuses** (Figure 119-a). Cependant, macroscopiquement aucun indice (densité de fractures ou orientation des fractures) ne permet de prédire le flux souterrain. Certaines fractures sont nettement fermées et sèches et ce, à quelques mètres de zones fracturées drainantes de mêmes caractéristiques et orientations.

Il est important de rappeler l'effet de décompression lié à l'ouverture du tunnel qui a certainement ouvert notablement les fractures. Il est probable que les péridotites non perturbées sont moins fracturées (ou que les fractures sont fermées). L'espacement des fractures drainantes est sans doute est plus grand que celui observé dans la galerie actuellement.

Dans la galerie d'exploration NW, les trous de sondage utilisés pour l'exploration de la lentille de chromite jouent le rôle de collecteurs artificiels (Figure 119-b) et mettent en connexion les fractures drainantes non exposées sur la paroi du tunnel.

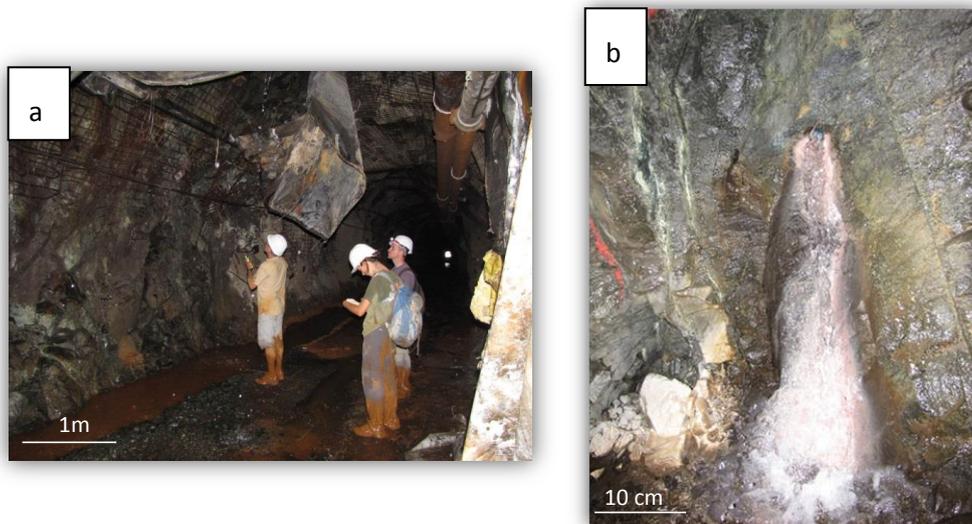


Figure 119 : Structures drainantes dans la galerie Chromical : a) zone de fractures drainantes dans la galerie principale, b) sortie d'eau sur un trou de sondage (galerie NW) avec concrétions d'oxydes ($Mg(OH)_2$ brucite) et de carbonates (aragonite $CaCO_3$ et magnésite $MgCO_3$), massif de Tiébaghi.

Lors de la mission de novembre 2014 puis d'octobre 2016 des mesures de débits ont été réalisées afin d'estimer les débits des zones drainantes par jaugeage différentiel entre l'amont et l'aval de la zone drainante. La majorité des jaugeages a été réalisée selon la méthode de jaugeage par dilution. Une courbe de calage conductivité/concentration en sel a été réalisée au préalable en utilisant l'eau de sortie du tunnel, et les débits ont ensuite été estimés à partir de la courbe de restitution déduite de la mesure de la conductivité. Ponctuellement des mesures ont été réalisées au seau et chronomètre (sur les trous de sondage d'exploration).

La Figure 120 présente la courbe de calibration salinité/conductivité pour l'eau de la galerie Chromical réalisée en octobre 2016, et un exemple de courbe de restitution.

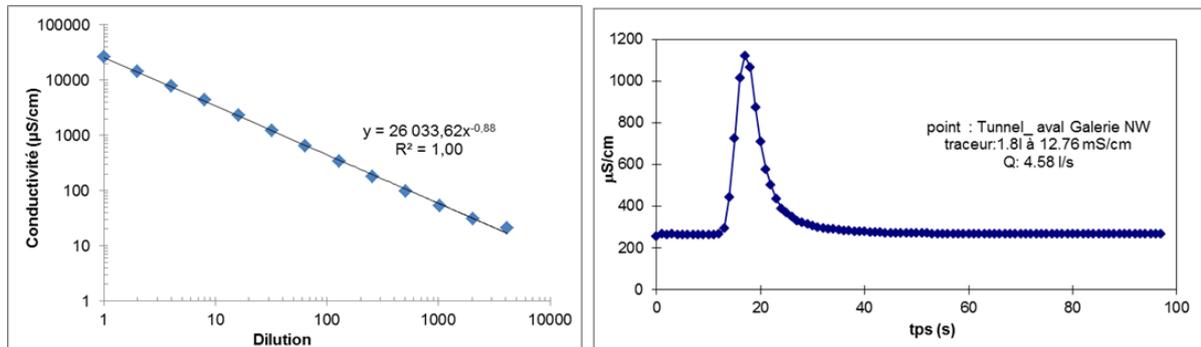


Figure 120 : Courbe de dilution des eaux du tunnel Chromical, et courbe de restitution d'un jaugeage par dilution (aval de la galerie NW le 25/10/2016), massif de Tiébaghi.

La distance entre la surface piézométrique et le centre du tunnel est estimée pour chaque point à partir de la hauteur piézométrique calculée. En effet, aucune donnée sur le niveau piézométrique n'étant disponible à l'aplomb du tunnel, il doit être estimé. Pour cela, il a été démontré en 2012 (Grossiord, 2012) que le niveau piézométrique dans les péridotites du massif de Tiébaghi suit une loi linéaire fonction de l'altitude : $h = 1,003 z - 10,2$. Plus récemment Dewandel *et al.* (2017) l'ont vérifié en montrant à partir de la formule proposée par Haitjema et Mitchell-Bruker (2005), que la surface piézométrique est « contrôlée par la topographie ». Ainsi la hauteur piézométrique est calculée en chaque point du tunnel à partir de l'altitude topographique à l'aplomb du point jaugé dans le tunnel. Ensuite est calculée la distance H_0 , distance entre la surface piézométrique et le centre du tunnel, qui correspond également à l'épaisseur saturée par rapport au tunnel.

Certaines zones drainantes en 2014 étaient à sec en 2016, et pour les autres points les débits étaient plus faibles en 2016 ; la variabilité (bien que réduite comme l'a montré MICA Environnement NC (2009) est intégrée dans le calcul de la perméabilité.

Le Tableau 9 présente les caractéristiques des zones fracturées drainantes jaugées. La Figure 121 et la Figure 122 présentent respectivement la localisation des points de mesures du débit et la valeur de conductivité hydraulique calculée, ainsi que la distribution des conductivités hydrauliques.

La conductivité hydraulique des péridotites profondes non altérées est en moyenne égale à $1,5 \cdot 10^{-7}$ m/s, et varie entre $2 \cdot 10^{-8}$ et $9 \cdot 10^{-7}$ m/s. Les six valeurs sont comprises dans l'intervalle de valeurs mesurées sur le massif de Tiébaghi dans les saprolites - grossières et saprock (Figure 44), dans la gamme de valeurs les plus faibles. La dispersion des valeurs est fortement réduite.

Tableau 9 : Caractéristiques des zones drainantes jaugées dans la galerie Chromical, massif de Tiébaghi, et estimation de la conductivité hydraulique.

Localisation	X_rgnc	Y_rgnc	oct-14		oct-16		Kmoy m/s	logKmoy	écart type	Altitude sol à l'aplomb du point m NGNC	Epaisseur de recouvrement (= prof/sol) m	Niveau piézométrique estimé m	H0 = épaisseur saturée m	Epaisseur saturée m
			Longueur de la zone drainante m	Débit mesuré l/s	Longueur de la zone drainante m	Débit mesuré l/s								
Chromical	213975	415675	2210	21,94	2210	22,67	2,81E-08	-7,55	0,01	472	260	463,3	340,0	340,0
Chromical287	213856	415414	10	1,62	10	1,98	9,48E-07	-6,02	0,06	365	165	356,0	156,0	156,0
Chromical540	213752	415184	17	1,29	17		3,11E-07	-6,51		422	222	413,2	213,2	213,2
Chromical724	213676	415016	7	3,32	4	0,13	4,09E-07	-6,39	0,82	487	287	478,4	278,4	278,4
Chromical753	213664	414990	17	0,68	17		1,30E-07	-6,89		491	291	482,4	282,4	282,4
ChromicalL2	213495	414554	550	6,51	550	5,52	3,08E-08	-7,51	0,08	562	362	553,6	353,6	353,6

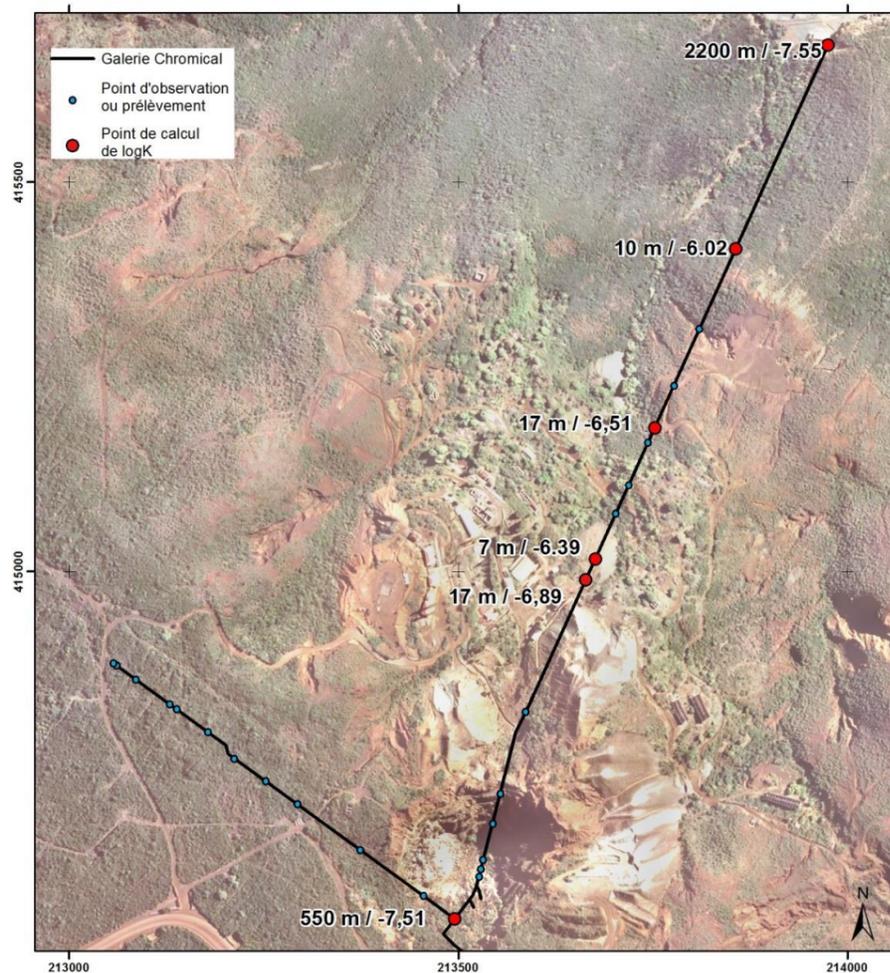


Figure 121 : Carte des points d'observation et estimation de la conductivité hydraulique au niveau des arrivées d'eau souterraine dans les galeries Chromical du massif de Tiébaghi : longueur de la zone drainante / valeur de log K.

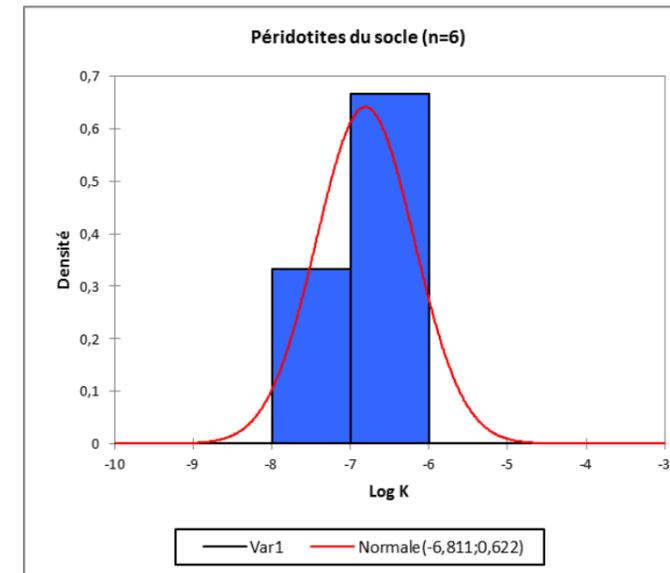


Figure 122 : Distribution des conductivités hydrauliques estimées à partir de la formule de Goodman sur les arrivées d'eau dans la galerie Chromical et à l'aval des galeries.

3.3 Compilation des données de conductivité hydraulique des péridotites et variation avec la profondeur

La totalité des résultats des essais hydrauliques et de l'estimation de la perméabilité dans la galerie souterraine Chromical réalisés durant ce travail de thèse ou issus de la bibliographie est compilée et présentée en fonction de la profondeur de l'ouvrage ou de l'intervalle testé.

Ce sont ainsi 47 ouvrages sur le massif de Tiébaghi, 93 sur le secteur de Goro, Massif du Sud et 4 sur le massif du Koniambo qui sont utilisés et présentés dans la Figure 123. Lorsque les essais Packer à différentes profondeurs ont été réalisés, toutes les mesures sont représentées, sinon une valeur unique est utilisée et assignée à la profondeur du fond du forage. Pour chaque point, l'intervalle testé entre Packer ou la longueur de la crépine est représenté.

Lorsque les informations sur la lithologie sont disponibles le calcul de la profondeur par rapport à l'interface saprolites fines- grossières est réalisé (Figure 123-b et -d). Sur la Figure 123-a et -b, l'ensemble des données est présenté puis un zoom est fait sur les cent premiers mètres sous la surface du sol (Figure 123-c) et sous l'interface entre les saprolites fines et grossières (Figure 123-d).

Comme cela a été discuté précédemment la valeur élevée de la conductivité hydraulique mesurée en profondeur sur un des piézomètres de Koniambo est très certainement surestimée, l'essai n'est donc pas considéré pour la suite de l'étude. De plus, sur les essais dans l'horizon des latérites on observe sur le massif du Koniambo des valeurs élevées ($\log K = -5$) issues des essais Packer (Figure 116). Leur représentativité semble discutable compte tenu du choix de la méthode peu adaptée au milieu à comportement quasiment plastique des latérites. Ces données de perméabilité dans les latérites de Koniambo ne sont pas utilisées pour la suite de l'analyse. Pour cet horizon la valeur moyenne est issue des essais hydrauliques sur les massifs de Tiébaghi et de Goro et vaut $\log K \text{ moy} = -6,80$ ($n = 26$, écart-type = 1,04).

Ces graphiques montrent **une diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur**. Les **conductivités hydrauliques moyennes restent proches et faibles, mais montrent une diminution d'un facteur 10^2** . On peut même quantifier la diminution de la perméabilité d'une unité log en 250 m environ.

De plus, on observe **une diminution de la dispersion des valeurs de conductivité hydraulique ; elle atteint six ordres de grandeur sur les 50 premiers mètres sous l'interface des saprolites fines - grossières, et se restreint à deux en profondeur**.

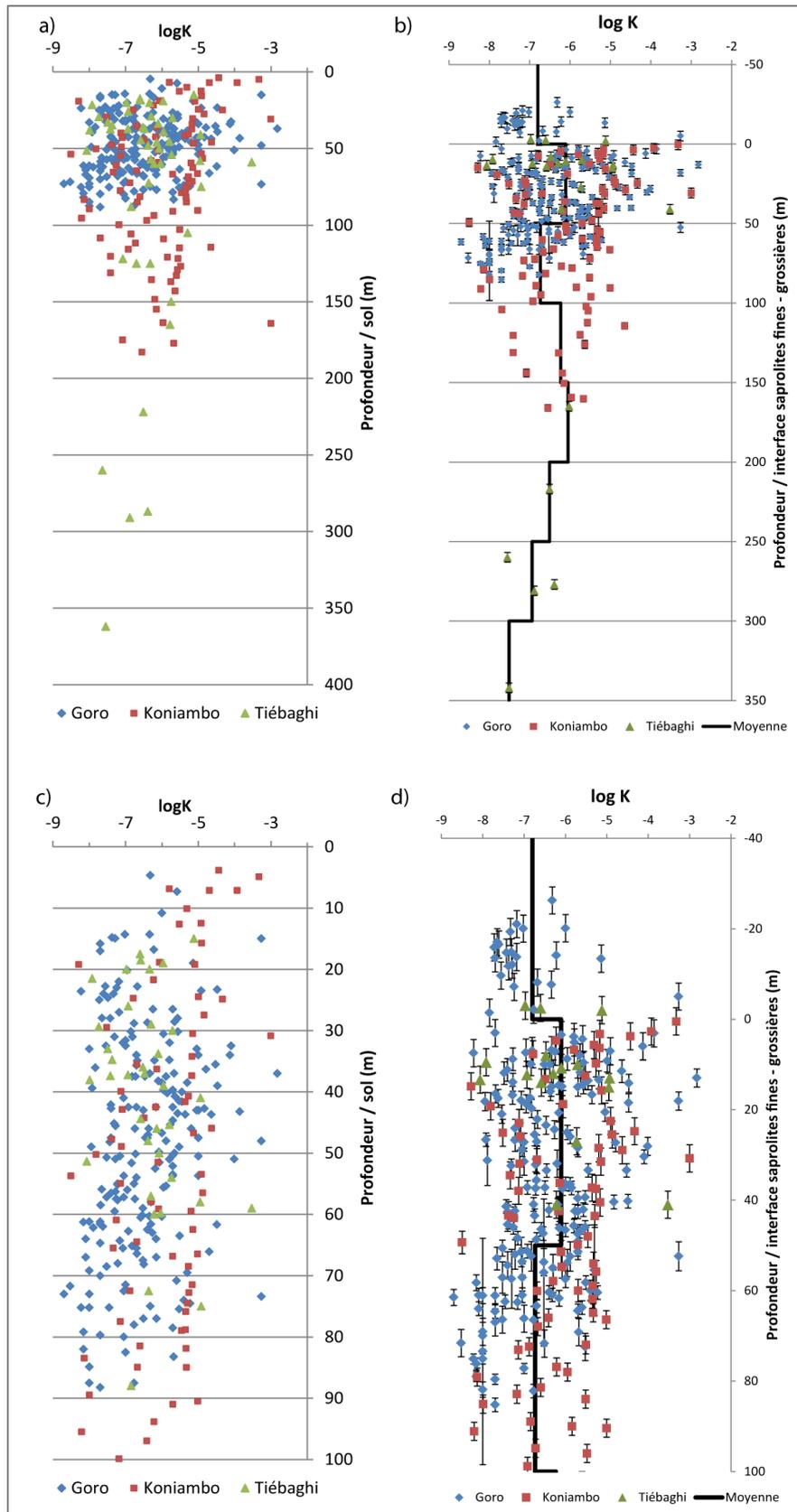


Figure 123 : Conductivité hydraulique en fonction de la profondeur des ouvrages, a) et c) par rapport au sol ; b) et d) par rapport à l'interface saprolites fines - grossières. Les figures c) et d) présentent les 100 premiers mètres où la densité de données est élevée.

Chapitre 4 - Modèle de fonctionnement hydrogéologique des massifs miniers

1 Synthèse et modèle de milieu fracturé des péridotites

Dans le chapitre précédent la structure et la fracturation des péridotites ont été étudiés avec précision. Plusieurs niveaux de fracturation ont été mis en évidence, à différentes échelles. De plus, les données de conductivité hydraulique à différentes profondeurs ont mis en évidence la diminution de ce paramètre. Dans ce chapitre, le lien entre la fracturation et la conductivité hydraulique va être établi.

1.1 Analyse de la conductivité hydraulique en lien avec la fracturation

L'analyse fine de la fracturation des cinq forages profonds et l'étude de la fracturation sur affleurement a permis de mettre en évidence une fracturation dense des péridotites, et une altération plus ou moins importante associée à ces fractures. L'altération est marquée par exemple par une oxydation de surface ou un remplissage de matériaux fins latéritiques, en fonction du forage, de la profondeur et a fortiori de la connectivité des fractures.

Sur les quatre forages du Koniambo, des essais de perméabilité ont été réalisés à différentes profondeurs et permettent d'analyser la relation entre la fracturation et la conductivité hydraulique du milieu. Pour chaque intervalle de forage testé par essai Lefranc, l'analyse de la fracturation est réalisée et notamment les paramètres « densité de joints » et pourcentage de la longueur testée de type altérée / fracturée.

La matrice de corrélation est calculée entre tous les paramètres définis pour la description de la fracturation, la conductivité hydraulique et la profondeur. Ils incluent les densités de fractures individuelles avec les différentes classifications qui ont été faites lors de la description (joints cassés, ouverts, avec une minéralisation supergène, etc.), et les pourcentages de longueur des zones (perte de matériaux, zones fortement altérées ou fracturées). Le Tableau 10 présente cette matrice. Les corrélations sont faibles mais montrent des tendances intéressantes.

Cette analyse montre que :

- **la conductivité hydraulique diminue avec la profondeur**, alors même que **la densité de fractures individuelles (joints cassés et ouverts) augmente** ;
- **la conductivité hydraulique croît avec le pourcentage de longueur de zone altérée** et avec la densité de joints présentant une altération aux épontes ;
- La conductivité hydraulique semble très peu corrélée avec le pourcentage de longueur de zone fortement fracturée.

Ces observations permettent d'établir que:

- **la conductivité hydraulique des zones fortement altérées est plus élevée que celle de la péridotite** ; sur les intervalles totalement altérés la conductivité hydraulique est en moyenne égale à $K=1,24 \cdot 10^{-5}$ m/s, soit $\log K=-4,9$;
- **les joints montrant une altération aux épontes favorisent l'écoulement et sont ouverts *in situ*** ;
- **La majorité des joints cassés décrits sont vraisemblablement scellés ou très peu ouverts *in situ* et ne contribue pas ou peu à l'écoulement souterrain**. Ils résultent des contraintes exercées lors de la foration et/ou de la remontée de la carotte. Les résultats de ce calcul tendent même à montrer que les joints présentant **une minéralisation supergène, donc qui**

ont été ouverts au cours de l'histoire post-obduction, sont aujourd'hui scellés et ne contribuent pas aux écoulements ;

- la diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur est à relier à la diminution de la longueur de zone altérée avec la profondeur. A l'inverse la densité des joints augmente avec la profondeur, en « compensation » des zones altérées et explique probablement la corrélation négative entre la densité de joints et la perméabilité ;
- Les zones fortement fracturées ne marquent quasiment pas la perméabilité. On peut penser que ces zones densément fracturées seraient scellées *in situ*. Une autre hypothèse est que ces zones sont trop localisées et ne marquent pas statistiquement les mesures de conductivité hydraulique.

Une analyse par composantes principales (ACP) a été réalisée sur un jeu de paramètres légèrement modifiés. La valeur de la conductivité hydraulique a été « transformée » de sorte à utiliser un paramètre de type binaire. Si la conductivité hydraulique est supérieure à $\log K = -5$, on donne la valeur 1, et la valeur 0 sinon. Ce calcul doit permettre d'appuyer certaines relations entre paramètres.

Les résultats de cette ACP sont présentés sur le Tableau 11 et la Figure 124. Ils sont très similaires à ceux de l'ACP avec la perméabilité mesurée. Les résultats complets de l'ACP avec les données brutes sont présentés en Annexe 1 de ce document. **On retrouve une corrélation positive entre le log K et la longueur de zone fortement altérée, et une corrélation négative entre log K et la densité de joints individuels.**

Dans l'espace multivarié, l'axe 1 qui représente 48 % de la variance porte la densité de discontinuités (individuelles et zonales), la densité de joints cassés, la perméabilité et le pourcentage de longueur altérée. L'axe 2 qui représente 12 % de la variance porte la perméabilité, la densité de joints avec altération supergène et le pourcentage de longueur altérée. L'axe 3 représente 11 % de la variance et porte le pourcentage de longueur de zone fracturée et le nombre de joints avec altération aux épontes.

Cette analyse permet de montrer que **les joints cassés sont majoritaires mais qu'ils sont majoritairement fermés *in situ*, les zones fortement fracturées très localisées peuvent être assimilées à des joints cassés de forte densité et enfin, les zones fortement altérées portent les fortes conductivités hydrauliques.**

Tableau 10 : Matrice de corrélation (Pearson) entre la conductivité hydraulique et les paramètres décrivant la fracturation des quatre forages profonds du Koniambo (en rouge les corrélations positives et en bleu les corrélations négatives, l'intensité de la couleur caractérise la corrélation : intense = forte, pastel=faible).

Variables	Prof moy	Prof/ interface lat-sap	LogK	Njc/L	Njo/L	Njc-jo/L	Njf/L	Nj_ altération épontes/L	Nj-zone- altération /L	Nj- zone/L	Nj- supergène/L	%ZFA/ ZFF/CL	%ZFA	%ZFF	%ZFA/ ZFF	%CL	longueur testée (m)
Profondeur moy	1	0,962	-0,229	0,275	0,234	0,322	-0,019	-0,296	-0,044	0,310	0,049	-0,481	-0,432	-0,126	-0,467	-0,126	0,452
Prof interface / lat-sap	0,962	1	-0,274	0,364	0,189	0,393	-0,016	-0,273	0,087	0,371	0,206	-0,575	-0,512	-0,145	-0,551	-0,177	0,460
LogK	-0,229	-0,274	1	-0,289	-0,012	-0,275	0,014	0,272	-0,144	-0,238	-0,267	0,350	0,342	0,002	0,329	0,129	-0,055
Njc/L	0,275	0,364	-0,289	1	0,087	0,964	-0,052	0,104	0,743	0,927	0,747	-0,635	-0,535	-0,194	-0,593	-0,249	0,099
Njo/L	0,234	0,189	-0,012	0,087	1	0,349	0,286	0,030	0,001	0,334	-0,035	-0,264	-0,228	-0,060	-0,243	-0,115	0,095
Njc-jo/L	0,322	0,393	-0,275	0,964	0,349	1	0,027	0,106	0,699	0,961	0,693	-0,668	-0,564	-0,199	-0,623	-0,265	0,118
Njf/L	-0,019	-0,016	0,014	-0,052	0,286	0,027	1	0,178	0,048	0,016	-0,082	-0,200	-0,148	-0,069	-0,171	-0,136	0,021
Nj_ altération épontes/L	-0,296	-0,273	0,272	0,104	0,030	0,106	0,178	1	0,426	0,197	0,037	-0,097	-0,190	0,234	-0,086	-0,055	-0,145
Nj-zone- altération/L	-0,044	0,087	-0,144	0,743	0,001	0,699	0,048	0,426	1	0,730	0,865	-0,515	-0,507	-0,018	-0,494	-0,157	-0,058
Nj-zone/L	0,310	0,371	-0,238	0,927	0,334	0,961	0,016	0,197	0,730	1	0,640	-0,624	-0,609	-0,093	-0,623	-0,101	0,089
Nj- supergène/L	0,049	0,206	-0,267	0,747	-0,035	0,693	-0,082	0,037	0,865	0,640	1	-0,513	-0,432	-0,154	-0,478	-0,207	0,001
%ZFA/ZFF/CL	-0,481	-0,575	0,350	-0,635	-0,264	-0,668	-0,200	-0,097	-0,515	-0,624	-0,513	1	0,884	0,279	0,964	0,288	-0,154
%ZFA	-0,432	-0,512	0,342	-0,535	-0,228	-0,564	-0,148	-0,190	-0,507	-0,609	-0,432	0,884	1	-0,115	0,913	0,035	-0,113
%ZFF	-0,126	-0,145	0,002	-0,194	-0,060	-0,199	-0,069	0,234	-0,018	-0,093	-0,154	0,279	-0,115	1	0,300	-0,029	-0,062
%ZFA/ZFF	-0,467	-0,551	0,329	-0,593	-0,243	-0,623	-0,171	-0,086	-0,494	-0,623	-0,478	0,964	0,913	0,300	1	0,022	-0,134
%CL	-0,126	-0,177	0,129	-0,249	-0,115	-0,265	-0,136	-0,055	-0,157	-0,101	-0,207	0,288	0,035	-0,029	0,022	1	-0,096
longueur testée (m)	0,452	0,460	-0,055	0,099	0,095	0,118	0,021	-0,145	-0,058	0,089	0,001	-0,154	-0,113	-0,062	-0,134	-0,096	1

Nxx /L = densité de joints de type xx, % = pourcentage de la longueur de l'intervalle ;
 jc = joint cassé ; jo = joint ouvert, jf = joint fermé ;
 ZFA= zone fortement altérée ; ZFF= zone fortement fracturée ; CL = core loss ;

1.2 Bilan des connaissances sur la structure et la conductivité hydraulique du substratum

1.2.1 Synthèse des résultats

Dans le chapitre 3, la fracturation des péridotites a été étudiée qualitativement et quantitativement à l'échelle centimétrique à métrique (carottes du massif du Koniambo et du Massif du Sud), décimétrique et hectométrique (affleurements du Massif du Sud et de Tiébaghi). Une approche similaire a été réalisée sur la conductivité hydraulique avec des données d'essais *in situ* et l'estimation de la perméabilité dans la galerie qui fournit une valeur de conductivité hydraulique plus intégratrice.

Les différentes observations permettent d'établir que :

- La fracturation des péridotites est intense avec un espacement centi- à métrique, autrement dit une densité de 3 à 5 fractures par mètre ;
- La fracturation est associée au réseau serpenteux pré-existant ;
- L'altération *per descendum* emprunte a fortiori préférentiellement les discontinuités verticales ;
- Dans le pseudo-épikarst, le réseau de fractures percole dans toutes les directions ;
- Des niveaux altérés sont observés sur une longueur de plusieurs mètres jusque 180 m de profondeur sous la surface du sol ;
- Les niveaux altérés portent les fortes perméabilités ;
- L'espacement moyen de ces zones altérées est de l'ordre de 30 m sur une ligne verticale ;
- A plus grande profondeur, entre 200 et 400 m sous la surface du sol, les fractures sans trace macroscopique d'altération supergène et qui actuellement drainent l'eau souterraine sont espacées d'au moins 200 m ;
- La conductivité hydraulique et sa dispersion diminuent avec la profondeur.

1.2.2 Apports de la géophysique sur la structure du substratum

Les études présentées ont permis de mieux caractériser la structure des péridotites depuis l'horizon pseudo-épikarstique jusqu'à 400 m de profondeur pour le massif de Tiébaghi. **Les données de géophysique existantes** sont considérées ici car elles apportent une vision plus régionale et plus intégratrice de la structure du socle.

Deux méthodes géophysiques ont été utilisées sur les massifs miniers en Nouvelle-Calédonie : la tomographie de résistivité électrique au sol (ERT) et l'électromagnétisme par levé aéroporté (TDEM). Quelques résultats obtenus sur le massif de Koniambo sont présentés ici.

La tomographie électrique 2D est utilisée sur les massifs miniers depuis une dizaine d'années (Robineau *et al.*, 2007; Savin *et al.*, 2003). La présence de serpentine peut rendre l'interprétation structurale difficile puisque la serpentine ou la péridotite serpentinisée, est caractérisée par une résistivité très faible (<100 Ω .m) qui peut être confondue avec celle de la saprolite grossière. Si l'anomalie conductrice est large on peut penser à un encaissant serpentinisé alors qu'une structure étroite sera plutôt associée à une zone fracturée, très souvent serpentinisée.

Sur le massif de Koniambo une campagne de tomographie a été réalisée en 2012 (Geophysical, 2013). Sur le profil NW-SE présenté sur la Figure 125 situé sur la Nord du plateau cuirassé du massif, deux structures moins résistantes sub-verticales sont observées. Elles traversent tout le profil, soit près de 90 m de profondeur, sont espacées de moins de 400 mètres et sont larges d'environ 40 m. Le même type de structures sub-verticales moins résistantes est observé sur les autres profils réalisés sur le massif (Geophysical, 2012, 2014).

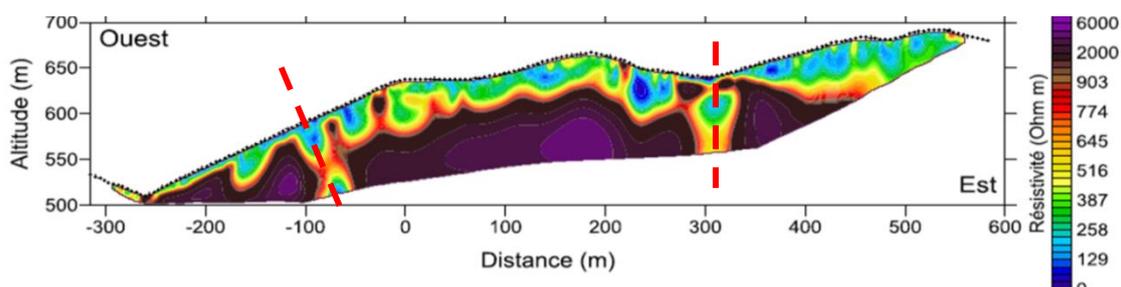


Figure 125 : Résultats de l'inversion du profil de résistivités MZ08b (Geophysical, 2013), massif de Koniambo. Les structures mises en évidence par géophysique sont en tirets rouges.

L'électromagnétisme en domaine temporel (TDEM) est une méthode géophysique permettant de caractériser la distribution de la conductivité électrique des roches de subsurface. Celle-ci opère par induction de courants de Foucault dans le sous-sol et en analysant l'amplitude de sa dissipation. Le système SkyTEM développé par une équipe danoise a été utilisé en Nouvelle-Calédonie. En 2015, un levé géophysique a été réalisé sur différents secteurs miniers dans le cadre du projet CNRT « OPHIOSTRUCT » dont l'objectif est de caractériser la structuration de l'ophiolite et la géométrie du régolithe, jusque 300 m de profondeur environ.

La coupe WE03 présentée sur la Figure 126 traverse le Nord du massif du Koniambo selon une orientation NW-SE. La profondeur de pénétration est variable mais peut atteindre 400 m. Sur les extrémités du profil on image nettement la semelle de serpentine (limite marquée par le trait continu noir) et latéralement on observe de nombreuses discontinuités moyennement à peu pentées qui découpent le massif. Quelques-unes de ces discontinuités sont présentées sur la Figure 126 par des tirets noirs. Leur espacement est kilométrique et elles traversent tout le massif. Ces fractures probablement d'origine tectonique structurent le massif à l'échelle régionale.

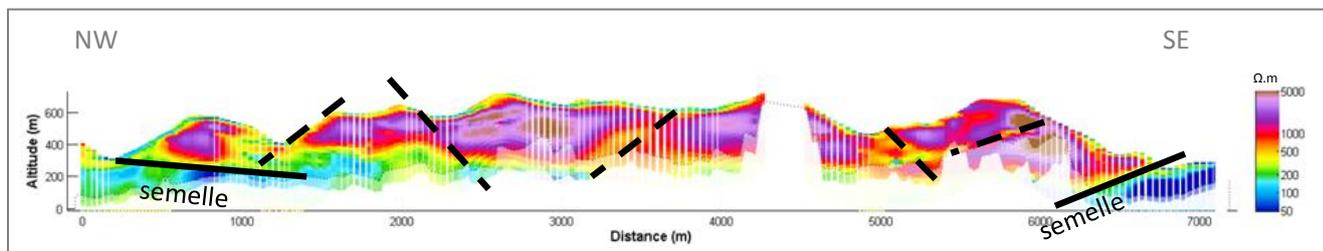


Figure 126 : Résistivités mesurées sur la coupe WE03 sur le massif du Koniambo orientée NW - SE.

Les données géophysiques mettent en évidence une structuration des massifs à l'échelle hecto à kilométrique. Des structures tectoniques sub-verticales traversent les massifs et sont observées jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Leur espacement est variable et compris entre 50 m et plusieurs centaines de mètres. Des discontinuités horizontales (hors semelle) moins nombreuses sont également observées.

1.3 Modèle de milieu fracturé des massifs de péridotites

La structure du socle a été étudiée à différentes échelles et la fracturation des péridotites a pu être approchée à différents niveaux dans le socle et sur différents massifs. Il en résulte des concordances qui permettent de proposer un modèle de socle fracturé des péridotites de Nouvelle-Calédonie.

On a montré d'abord que **le réseau serpentineux correspond aux discontinuités qui guident l'altération**. L'espacement de ces fractures sur affleurement et sur carottes est de l'ordre de 0,2 à 0,3 m. **L'eau emprunte ce réseau homogène pré-existant et majoritairement les fractures sub-verticales.**

Ce réseau résulte d'abord de la serpentinisation des péridotites à la dorsale (Lahondère, 2012). Ce réseau de plans serpentineux est à l'origine de la perméabilité de « **la matrice fracturée** » des **péridotites. Elle est estimée à l'échelle microscopique à 10^{-9} m/s** d'après les mesures réalisées sur les péridotites d'Oman où l'altération supergène est négligeable (Dewandel *et al.*, 2005).

Sur ce réseau « primaire » de discontinuités, des **discontinuités sont observées à plus grande échelle**. Elles sont majoritairement verticales à sub-verticales. Leur espacement est de l'ordre de la trentaine à la centaine de mètres d'après les données sur les carottes de Koniambo et Goro, mais également d'après les observations faites dans la galerie profonde Chromical ou encore les données de géophysique. Ce réseau de fractures pourrait être attribué aux fractures tectoniques de mise en place de l'ophiolite ou aux événements tectoniques post-obduction. Ce réseau se développe probablement également sur le réseau serpentineux « primaire ».

Enfin, les analyses réalisées permettent de discuter de ce réseau à grande échelle. Les observations sur les carottes et la galerie souterraine mettent en évidence une limite de l'altération en profondeur. Les fractures drainantes sont plus espacées et la perméabilité diminue avec la profondeur. Ces observations permettent d'affirmer que **la connectivité des fractures diminue avec la profondeur**. Ceci peut s'expliquer par **la fermeture des fractures avec la profondeur, sous l'effet de la pression lithostatique ou par la précipitation des minéraux néoformés**.

La Figure 127 présente un schéma de massif de péridotites et la structure du socle proposée à partir des observations précédentes. Les différents éléments représentés sont issus de l'analyse qualitative de la fracturation. On distingue **deux niveaux de fracturation : une péridotite caractérisée par une pré-structuration par le réseau serpentineux à l'échelle décimétrique nommée « réseau primaire »** (encart (a) sur la Figure 127) **sur laquelle se surimpose un réseau secondaire** (encarts (b) et (c) sur la Figure 127). On désigne par « **péridotite serpentinisée** » la péridotite fracturée par le réseau serpentineux. Les fractures à l'origine du drainage profond sont intégrées et associées au **réseau secondaire probablement liées à des mécanismes de dissolution et/ou des fractures tectoniques**. **Ce réseau secondaire se distingue en deux niveaux selon la profondeur dans le massif** : proche de la surface l'espacement des fractures est plus réduit, les fractures mieux connectées et l'altération météorique marque les fractures, alors qu'en profondeur l'espacement augmente et l'altération supergène n'est pas visible macroscopiquement. Enfin une gamme de valeurs de conductivité hydraulique est proposée pour chaque élément de la structure du socle.

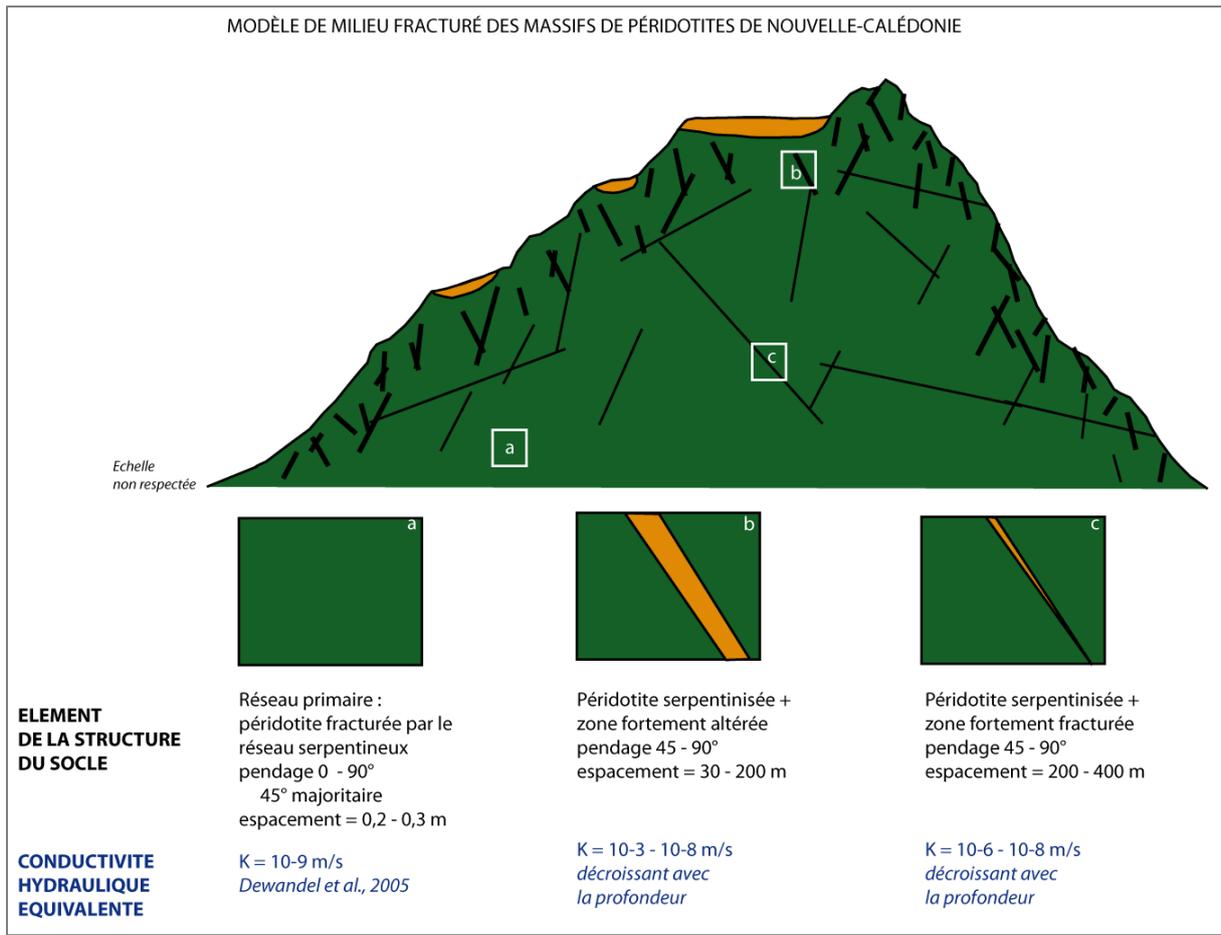


Figure 127 : Modèle de milieu fracturé des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

2 Vers un modèle hydrogéologique de fonctionnement à l'échelle du massif

2.1 Limites diffuses

Dans les chapitres précédents, la conductivité hydraulique et la fracturation de l'hydrosystème péridotitique ont été considérées. L'analyse de la distribution de ces paramètres en profondeur a montré une **forte densité de fractures caractérisée par plusieurs niveaux de fracturation**.

Un premier niveau de fracturation (primaire) est représenté avec un espacement moyen entre deux fractures de 0,3 m sur une ligne verticale ; un niveau secondaire de fracturation est caractérisé par un espacement d'une trentaine de mètres au moins, et un espacement qui augmente en s'enfonçant dans le massif. Les estimations sur la valeur de la conductivité hydraulique à partir d'essais *in situ* ont également montré **une variabilité importante de ce paramètre** notamment dans l'horizon des saprolites grossières et dans le saprock.

Il en est conclu que la pré-structuration primaire des péridotites et la fracturation secondaire sont à l'origine des hétérogénéités latérales observées sur le terrain. Ainsi, comme illustré sur la Figure 128, la géométrie stratigraphique est complexe ; ces structures guident d'ailleurs également la minéralisation (Bailly *et al.*, 2014).

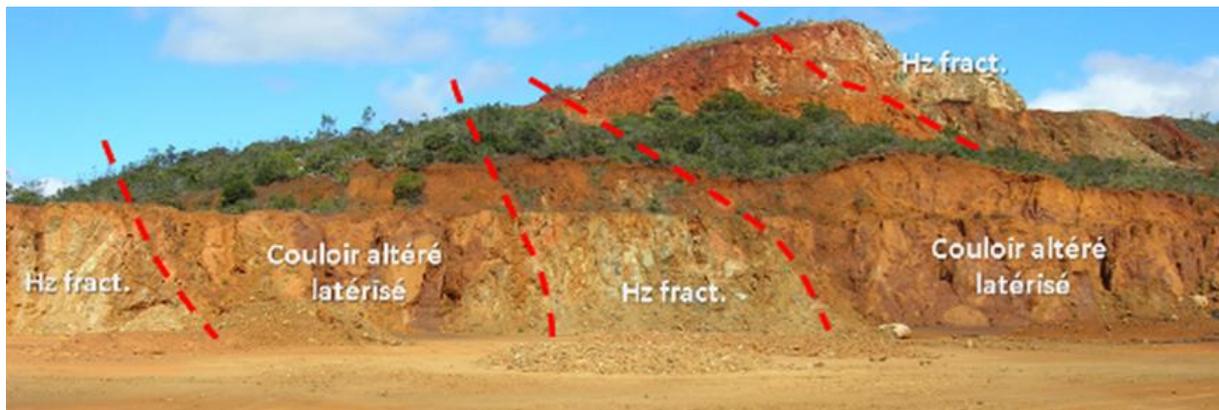


Figure 128 : Latéritisation de couloirs de fractures (espacement décamétrique), mine des Vieux, massif du Koniambo (Jeanpert et Dewandel, 2013).

2.1.1 Limites lithologiques

Si l'on se réfère à la variabilité des termes utilisés pour décrire le profil selon le mineur et le spécialiste, comme l'illustre la Figure 130, on comprend également la complexité du milieu et la difficulté d'y définir les limites lithologiques. En effet, chaque mineur a défini sa propre terminologie et stratification en fonction de son minerai et de sa composition chimique. Ceci résulte du fait que les horizons du profil d'altération sont avant tout définis en fonction de leur minéralisation puisque c'est un point clé du traitement industriel post extraction. Enfin, le niveau du « bedrock » défini par les mineurs correspond au niveau à partir duquel la péridotite saine dépasse 3 ou 5 m d'épaisseur. Les quelques forages profonds existants ont montré que ce seuil est insuffisant. **Les sondages miniers se situent dans le saprock défini par l'altérologie**, qui n'intéresse pas les mineurs puisque la teneur en nickel y est trop faible. Ainsi, la profondeur du bedrock définie dès quelques mètres de roche saine est souvent sous-estimée ; elle est mal évaluée et définie de façon erronée comme la profondeur de foration.

Cette ambiguïté est illustrée sur le massif de Tiébaghi où la méthode de tomographie électrique dite « ERT » pour Electrical Resistivity Tomography a été testée et employée (Robineau *et al.*, 2007). Des

profils ont été réalisés sur le secteur de Dôme sur la partie Nord du plateau de Tiébaghi et les données de sondages ont été utilisées pour interpréter les profils. Il a été démontré en calant la géophysique à un sondage profond (« New borehole » sur la Figure 129) que des horizons altérés pouvaient être observés sous 25 mètres de roche saine. Si la géophysique met en évidence un horizon conducteur très profond en dessous d'un boulder de roche saine résistante, la seule donnée de forage (classiquement stoppé après 3 à 5 m de roche non altérée) aurait positionné le toit de la roche saine 25 m plus haut (imaginé par le trait en tirets blancs sur la Figure 129a). La règle des « 3 mètres de roche saine » utilisée pour cartographier le bedrock (des mineurs) ne permet pas dans ce cas de rendre compte du niveau altéré profond. **La donnée géophysique plus intégratrice permet de mieux appréhender la géométrie du toit des péridotites saines.**

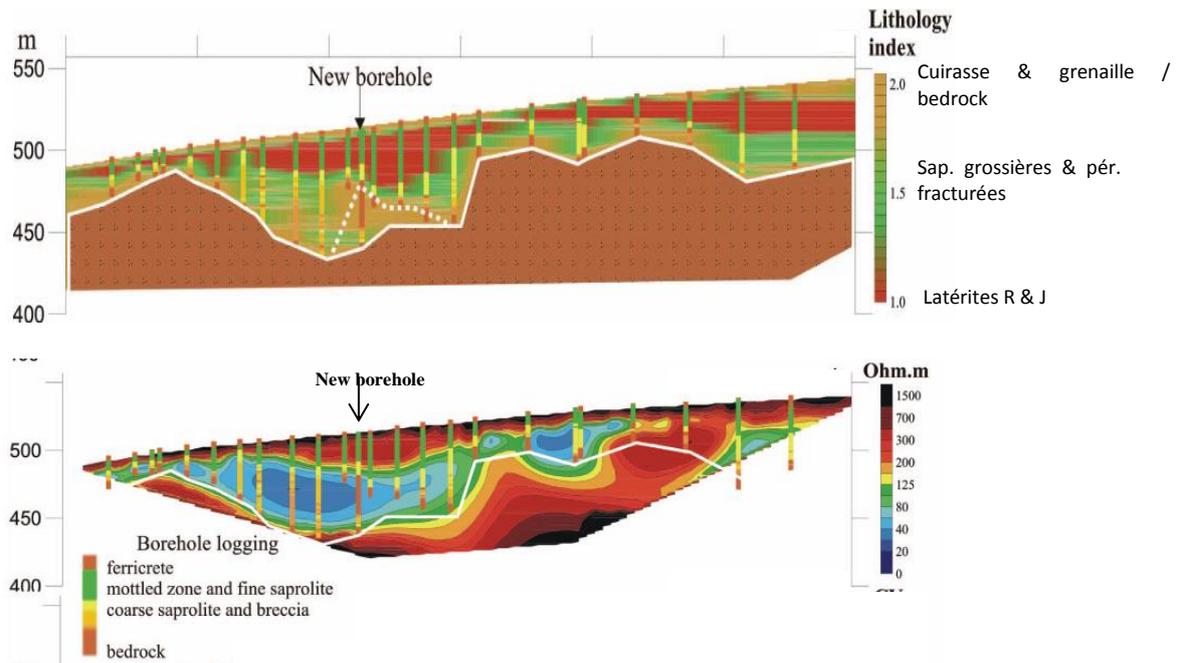


Figure 129 : Profil de résistivité mesuré sur le secteur de Dome à Tiébaghi rendant compte de l'altération profonde à 70 m sous la surface du sol d'après Robineau (2007).

Ainsi, les observations des carottes des forages profonds et les descriptions des logs géologiques montrent que le mur des saprolites grossières est difficilement positionné, et rarement atteint par les sondages d'exploitation.

Afin de définir **une limite lithologique commune et facilement définissable, c'est le mur des latérites, ou encore le toit des saprolites grossières dans la terminologie des géologues** (Figure 130) qui est utilisé, et il est marqué par **l'apparition du premier boulder de roche saine.**

2.1.2 Limites hydrogéologiques variables

D'un point de vue hydrogéologique, si l'on se réfère aux modèles numériques réalisés sur les massifs de Goro et de Tiébaghi on se rend compte de la difficulté de définir les limites du modèle hydrogéologique. La Figure 131 présente les différentes géométries utilisées pour réaliser les modèles numériques. Au sein d'un même massif, et pour un même secteur modélisé, la géométrie peut être très différente avec un niveau aquifère dont l'épaisseur peut varier quasiment du simple au double (Vale Nouvelle-Calédonie, 2015). **Ce constat résulte du fait que le substratum**

hydrogéologique ne peut être défini d'un point de vue lithologique et que peu de forages accèdent au vrai substratum de la nappe.

Sur Tiébaghi, les essais hydrauliques compilés par Golder Associates (2014) pour la modélisation du massif ont montré que les conductivités hydrauliques mesurées dans la roche mère telle que définie par la SLN c'est-à-dire correspondant aux trois premiers mètres de roche saine, sont plus élevées que celles mesurées dans la saprolite grossière ; pour le modèle numérique c'est la valeur de perméabilité de ce niveau qui est utilisée pour le niveau des saprolites grossières, c'est-à-dire du niveau aquifère. **Ce constat confirme également le fait que le substratum de l'aquifère est plus profond que le substratum défini par les mineurs.**

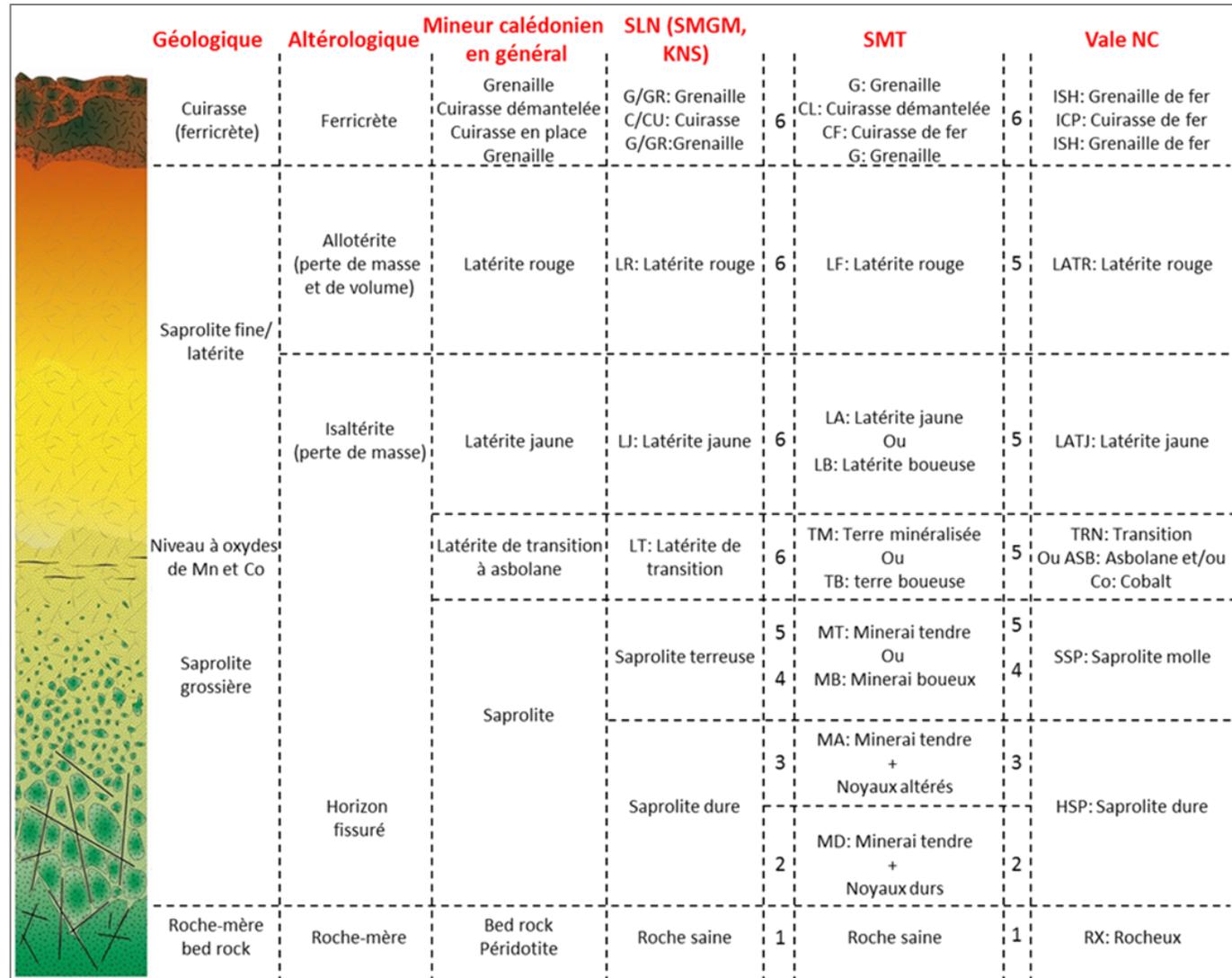


Figure 130 : Profil d'altération type sur péridotites de Nouvelle-Calédonie, avec termes utilisés par les géologues, les altérologues, les mineurs calédoniens, ainsi que les codes utilisés par les sociétés minières calédoniennes, d'après Sevin, 2014.

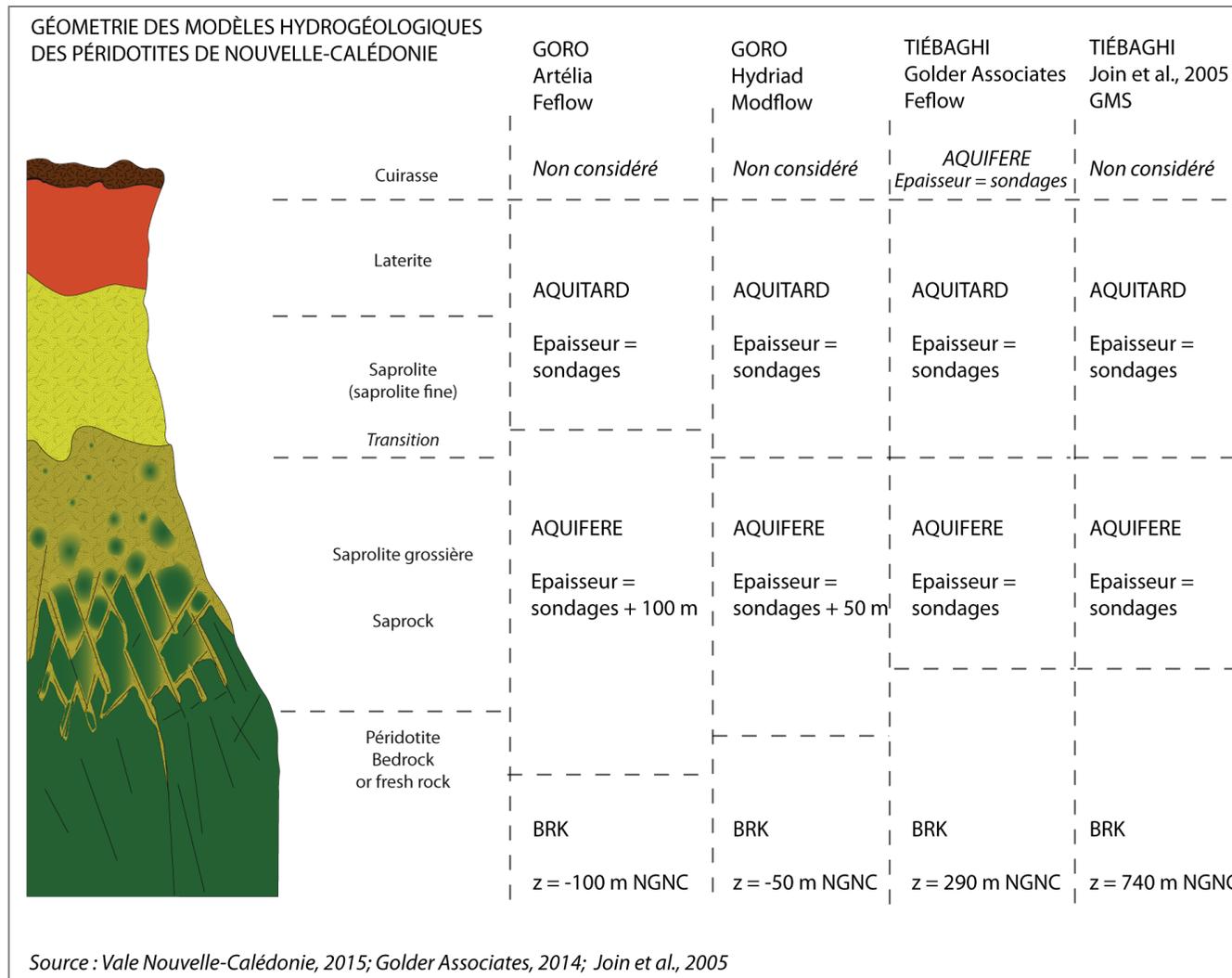


Figure 131 : Synthèse des géométries des modèles hydrogéologiques numériques réalisés sur les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

2.2 Géométrie et caractéristiques hydrodynamiques de l'hydrosystème

Dans ce travail de thèse, pour la première fois l'ensemble des conductivités hydrauliques estimées par essais hydrauliques sur les massifs de Tiébaghi, du Koniambo et du secteur de Goro dans le Massif du Sud, est compilé.

Il a été vu dans la partie précédente sur la distribution des conductivités hydrauliques avec la profondeur, en l'état des connaissances avec les données disponibles, qu'il existe une dispersion très importante des valeurs des conductivités hydrauliques sur les cinquante premiers mètres sous le toit des saprolites grossières (Figure 123). La valeur maximale $\log K = -3$ est atteinte sur des ouvrages localisés sur les trois massifs dont les contextes morphologiques sont pourtant différents. Compte tenu de cette distribution identique sur les trois massifs, on utilise **un seul jeu de donnée regroupant les 349 valeurs de conductivité hydraulique pour étudier la tendance générale à l'échelle des péridotites de Nouvelle-Calédonie.**

La Figure 132 présente les valeurs issues d'essais *in situ* et les moyennes géométriques calculées par tranche de 50 m en utilisant comme niveau de référence l'interface entre la saprolite fine et grossière. Pour chaque point, l'intervalle testé entre Packer ou la longueur de la crépine est représentée. Sur cette figure, deux types de figurés sont utilisés pour distinguer les essais de type Packer réalisés à différentes profondeurs sur un même ouvrage, des essais de type pompage, slug ou mesure sur fractures, pour lesquels un point correspond à un ouvrage. Cette représentation permet de vérifier qu'un ouvrage situé dans une zone fortement fracturée par exemple ne fausse pas la distribution des points.

Sur l'horizon compris entre 0 – 50 m sous l'interface saprolites fines et grossières, la moyenne géométrique sur les 165 valeurs est $\log K = -6,11 \pm 1,15$ ($n = 165$), or dans le Chapitre 2 (partie 3.2.3), on a vu que la valeur moyenne des conductivités hydrauliques mesurées par essais slug test ou pompage sur les saprolites grossières et saprock, est de $-6,07 \pm 1,14$ ($n = 97$), soit une valeur très proche. Pour le niveau des latérites et saprolites (fines) la valeur moyenne des essais hydrauliques est $\log K = -6,80 \pm 1,04$ ($n = 26$).

Le niveau aquifère est défini à partir de la distribution des valeurs perméabilité. Sur l'intervalle compris entre 0 et 50 m sous l'interface entre les saprolites fines et grossières, les essais hydrauliques montrent que la conductivité hydraulique varie sur près de six ordres de grandeur et que la moyenne des conductivités hydraulique est maximale.

L'approche de l'étude à l'échelle du massif permet d'observer cette dispersion sur tous les massifs, ce qui ne serait pas nécessairement observé si l'on travaillait à une échelle plus réduite, locale, ou l'échelle du « chantier » selon la typologie proposée par le projet CNRT « Typologie des latérites ». Ainsi, à grande échelle toutes les gammes de valeurs de la conductivité hydraulique sont rencontrées, et comme on l'observe sur l'effet d'échelle, la perméabilité se stabilise à grande échelle, à l'échelle régionale (Chapitre 2, partie 4.2, Figure 56 et Figure 57).

Ainsi, dans le cadre d'un modèle hydrogéologique régional, il est proposé que le milieu aquifère que constituent les saprolites grossières et le saprock est assimilable à un milieu poreux homogène. Les discontinuités perméables contribuent de manière homogène à l'écoulement dans l'aquifère. **La conductivité hydraulique de cet aquifère est de 8.10^{-7} m/s et son épaisseur est de 50 m.**

Pour le niveau aquitard des latérites, l'épaisseur est définie à partir des données de sondages. Pour construire le substratum de l'aquifère, trois niveaux sont définis, avec la valeur de la conductivité hydraulique qui décroît avec la profondeur (Figure 132). En effet, dans la roche mère, les mesures ont montré que la conductivité hydraulique diminue et ce comportement est retranscrit dans le modèle par un substratum à trois couches avec une décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur. **L'horizon supérieur du substratum présente une perméabilité relativement élevée, représentative d'un milieu où le réseau de fractures percole.**

La Figure 132 présente le modèle hydrogéologique régional unitaire proposé pour tous les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie composé de :

- **L'aquitard** : son épaisseur est déterminée à partir des données de sondages ; la conductivité hydraulique est de 1.10^{-7} m/s, déterminée à partir des mesures sur les latérites de Goro et Tiébaghi ;
- **L'aquifère** : correspond au niveau drainant où les perméabilités maximales sont rencontrées ; il est assimilé à un milieu poreux homogène; son épaisseur est de 50 m et sa perméabilité correspond à la valeur moyenne des 165 essais réalisés sur cet intervalle, soit 8.10^{-7} m/s;
- **Le substratum de l'aquifère** dont la perméabilité décroît avec la profondeur ; il est discrétisé en trois couches d'épaisseur respective 50 m, 120 m et plusieurs dizaines à centaines de mètres jusqu'à la semelle imperméable ($K = 10^{-10}$ m/s, Gustafson et Krásný (1994)); les perméabilités des trois couches du substratum sont respectivement 2.10^{-7} , 7.10^{-8} et 2.10^{-8} m/s, établies à partir des valeurs mesurées et de la décroissance observée en profondeur sur les données des massifs de Koniambo et de Tiébaghi.

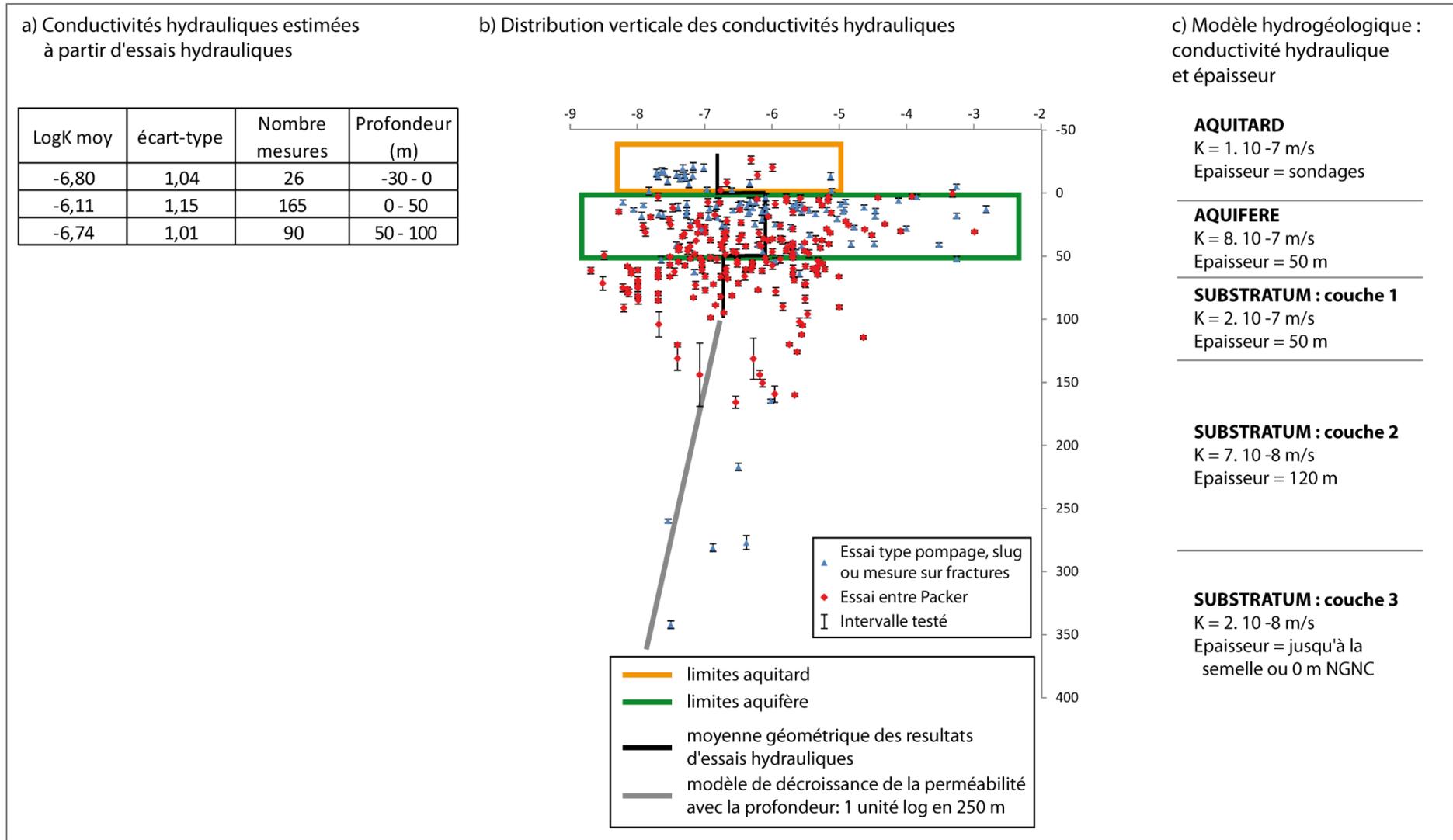


Figure 132 : Mesures de la conductivité hydraulique et caractéristiques géométriques et hydrodynamiques du modèle hydrogéologique des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

2.3 Conditions aux limites

Les limites spatiales (lignes ou surfaces) d'un hydrosystème doivent pouvoir être caractérisées par des conditions hydrodynamiques définies (conditions aux limites). Elles coïncident avec les limites physiques où la description des flux peut être effectuée de manière conceptuelle à partir d'observations de terrain, caractérisées en pratique par le sens des échanges d'eau qu'elles permettent entre le système et l'extérieur : limites d'alimentation, limites d'émergence. Les limites se subdivisent principalement en limites à condition de potentiel (condition de Dirichlet) dans le cas de charges ou de niveaux piézométriques imposés, et limites à condition de flux (condition de Neumann) dans le cas de limites étanches ou de limites à flux imposés.

2.3.1 Les flux

Limites à flux nul

Les limites à flux nul concernent essentiellement l'identification des limites latérales et la limite inférieure de l'hydrosystème (plancher imperméable). Leur identification s'appuie sur la carte géologique en situant dans l'espace la position de formations réputées imperméables (ex : accident siliceux, semelle serpentineuse). Dans certaines conditions la carte piézométrique permet d'identifier des limites hydrauliques (lignes de partage des eaux ou lignes de courant) ; il convient alors de démontrer que ces conditions restent stables dans les conditions de l'étude (régime permanent) et imposer à cette limite un flux nul.

Limites à flux imposé

Les limites à flux imposés concernent essentiellement les surfaces topographiques et correspondent en général à la limite supérieure des aquifères soumis à des flux entrants (précipitations, bassins de rétention déconnectés de la nappe, forages d'injection) ou sortants (forages d'exploitation). Dans tous les modèles, l'estimation de la recharge constitue une condition de flux qu'il faut correctement estimer.

Estimation de la recharge

La recharge, définie dans le bilan hydrologique, est la part des précipitations qui pénètre dans le sol et parvient à la nappe. Elle traverse la zone non saturée du sol et descend vers la zone saturée du sous-sol. Elle renouvelle le stock d'eau souterraine et entretient le débit de l'écoulement superficiel après circulation dans les formations géologiques perméables du sous-sol. Dans le cadre de la simulation hydrodynamique d'un aquifère, de la gestion des réserves en eau, ou l'étude de la vulnérabilité d'une nappe face à une pollution, la connaissance du paramètre d'entrée du système que représente la recharge, est primordiale. Ainsi, le problème de la quantification de l'infiltration est récurrent dans les études hydrogéologiques.

Plusieurs approches existent pour quantifier ce paramètre : des méthodes empiriques, des méthodes de bilan, des méthodes d'analyse des variations piézométriques ou des méthodes de filtre des chroniques de débits. Certaines de ces méthodes sont appliquées sur les massifs de Nouvelle-Calédonie. Une analyse à partir des isotopes stables dans les pluies et les eaux souterraines est également réalisée. Sont présentés ici les principaux résultats, issus de la bibliographie d'une part, et réalisés pour ce travail de thèse d'autre part. L'étude complète de la recharge est présentée en annexe de ce manuscrit (Annexe 1.5).

Dans le cadre de ce travail de thèse, les termes du bilan hydrologique ont été considérés et évalués :

- la réserve facilement utilisable par les plantes est estimée entre 13 et 43 mm d'après les mesures agronomiques (Jaffré *et al.*, 1971; L'Huillier *et al.*, 2010) ; cette estimation est confirmée par le calcul de bilan qui l'évalue à 20 mm (Retour, 2005) et les modélisations

réalisées dans ce travail avec l’outil Gardénia® (16 mm ± 5 mm) (Jeanpert et Maréchal, en cours);

- l’évapotranspiration potentielle est un paramètre difficile à estimer si l’on se réfère à la variabilité des valeurs reconstruites : 950 mm/an, soit 55 % des précipitations sur le massif du Koniambo (Golder Associates, 2005a), 1281 mm et 77 % des précipitations sur le massif de Tiébaghi (Golder Associates, 2014) et 984 mm, soit 31% des précipitations sur Goro (Jeanpert et Maréchal, en cours) ;
- le coefficient de ruissellement est évalué autour de 41 % sur la côte Ouest et de 58 % sur la côte Est (Terry et Wotling, 2011) mais on observe une forte variabilité entre les massifs, et selon l’évènement pluvieux (Allenbach, 2015a). Sur Goro, la part des précipitations qui ruisselle est de l’ordre de 37 % ± 3 % d’après les modèles Gardénia (Jeanpert et Maréchal, en cours ; ce résultat est proche du coefficient estimé à partir des suivis hydrologiques réalisés dans le cadre du projet CNRT « Petits bassins versants miniers » qui l’évalue autour de 30 % (Motto, 2013).

Le Tableau 12 présente les résultats de l’estimation de la recharge sur les massifs de Tiébaghi, Koniambo et Goro selon les différentes approches. Lorsque plusieurs valeurs existent, la valeur moyenne est présentée. Il est important de noter qu’en termes de quantité, il existe une incertitude importante sur la recharge.

En moyenne, **la recharge correspond sur Goro à 31 % ± 6 % des précipitations (990 mm/an), 17 % ± 6 % sur le Koniambo (290 mm/an), et 15 % ± 8 % sur le massif de Tiébaghi (250 mm/an)**. La Figure 133 présente graphiquement les paramètres calculés et mesurés.

Cette variabilité entre massifs et la recharge beaucoup plus élevée sur le Massif du Sud peut s’expliquer par la morphologie du massif qui présente une zone de replat beaucoup plus grande que les massifs perchés de type plateau. Enfin, notons que ces résultats corroborent le degré de minéralisation des eaux dans les massifs (Chapitre 2, partie 2.1), avec une conductivité qui décroît avec la quantité infiltrée.

Tableau 12: Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie, en pourcentage des précipitations et en mm/an.

Données en % P et en mm/an	Massif		
	Goro	Tiébaghi	Koniambo
Calcul par bilan hydrologique	38 1220		
Calcul à partir du débit d'étiage	29 930	14 230	17 290
Calcul à partir des isotopes stables	27 860		
Estimation par modèle hydrogéologique	24 à 73 770 à 2340	38 (630) ou 32 (530) plateau et 3 (50) flancs	
RECHARGE MOYENNE	31 990	15 250	17 290
ECART TYPE	6 195	8 150	6 100

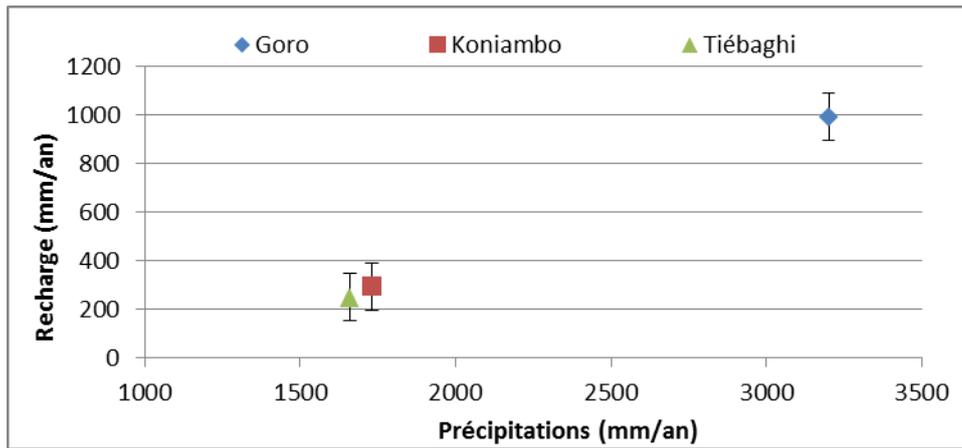


Figure 133 : Estimations de la recharge sur les massifs de Koniambo, Tiébaghi et Goro.

2.3.2 Limites à potentiel imposé

Les conditions de charges ou de niveaux piézométriques imposés (potentiel imposé) sont connues sous le nom de conditions de Dirichlet ; elles reviennent à spécifier la charge hydraulique sur les limites où celle-ci est indépendante des flux échangés. Ce type de condition aux limites est habituellement utilisé le long du contact nappe-rivière lorsque l'on sait qu'elle est pérenne et connectée à la nappe, ou au niveau d'eaux libres de surface (plans d'eau pérennes de type lac ou grande doline).

Dans certaines conditions une isopièze de la carte piézométrique d'étéage peut constituer une limite à potentiel imposé pour une simulation en régime permanent (charges constantes dans le temps et non influencées).

Via ce type de limites, des flux importants peuvent entrer ou sortir du modèle. Selon l'outil numérique il est possible d'imposer un sens unique au modèle (sortie de flux par exemple).

3 Premiers tests d'un modèle hydrodynamique unitaire 2D

Il s'agit de tester la capacité d'un modèle hydrodynamique unifié à générer la diversité des contextes hydrogéologiques observés sur les différents types de massif sur la base d'une conductivité hydraulique homogène telle que définie au paragraphe 2.2. Des modèles à deux dimensions sont construits sur trois massifs représentatifs des morphologies caractéristiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie : plateau non drainé, plateau disséqué drainé et bassin. Les paramètres les plus représentatifs mais également les plus intégrateurs sont choisis, dans le but d'évaluer l'influence de la géomorphologie sur l'hydrogéologie du système. La validité des modèles sera évaluée à partir des caractéristiques hydrogéologiques du massif étudié : son état de saturation ou encore la localisation des zones d'émergence. L'outil utilisé est le code d'éléments finis Feflow® développé par DHI-WASY (Diersh, 2014).

Ainsi, il est proposé de modéliser les massifs par un plan parallèle au sens régional d'écoulement et défini par des conditions aux limites bien identifiées. Dans les modèles, la couche formée par la cuirasse (quel que soit son état de démantèlement) n'est pas intégrée ; cependant, le rôle hydrogéologique de ce niveau est discuté dans cette partie.

3.1 Géométries 2D et conditions aux limites

Le principe de structuration multicouche de l'hydrosystème est identique pour les trois modèles. Le milieu modélisé est un milieu multicouche dont les conductivités hydrauliques sont homogènes et définies telles que sur la Figure 132. Ces paramètres intégrateurs doivent permettre de modéliser l'hydrosystème péridotitique à l'échelle du massif, c'est également ce qui est testé dans ce travail de modélisation.

La longueur des profils simulés est de 2000 m ; cette longueur permet d'établir sur les trois massifs une coupe représentative de la géomorphologie du massif. La recharge appliquée à tous les modèles correspond à une recharge moyenne évaluée à 400 mm/an. **En prenant une recharge identique pour les trois massifs, les paramètres d'entrée des modèles sont identiques et seule l'influence de la géomorphologie est évaluée.**

3.1.1 Géométries et hypothèses du modèle

Pour chaque massif, les données de sondages et la carte géologique au 1/50 000 sont utilisées pour définir les limites d'affleurement et la profondeur du niveau des latérites. Le mur de l'aquifère est ensuite construit par translation du mur des latérites. Les Figure 135, Figure 136 et Figure 137 présentent les géométries utilisées pour les trois coupes. La géométrie du substratum est identique pour tous les modèles avec trois couches d'épaisseur respective 50 et 120 m, et une dernière couche de substratum qui descend jusqu'à la semelle imperméable pour les massifs de Koniambo et de Tiébaghi et jusqu'au niveau de la mer pour Goro.

Ensuite les horizons sont dessinés selon un critère morphologique. Sur les zones de replat le profil d'altération et les couches « latérites = aquitard » et « saprolites grossières – saprock = aquifère » sont supposées d'épaisseur constante. **L'épaisseur du niveau de latérite est déterminée à partir des données de sondages ; pour l'aquifère, compte-tenu de l'incertitude sur la profondeur du saprock, son épaisseur est estimée à 50 m.**

Sur le massif de Tiébaghi, les données de sondages transmises par la SLN montrent que l'épaisseur moyenne des latérites est de 11 m \pm 7 m sur 304 sondages. Le projet CNRT « Typologie des latérites » évalue à partir de données sur respectivement 244 et 1089 sondages, l'épaisseur des latérites rouge à 5,4 m en moyenne, et 13,9 m pour les latérites jaunes (Bailly *et al.*, 2014). Le modèle construit est ainsi constitué d'un niveau aquitard de 15 m d'épaisseur.

Sur le massif de Koniambo, les limites d’affleurement des latérites sont utilisées pour définir l’extension des niveaux aquitard et aquifère et les données statistiques issues de l’étude menée par Quesnel (2015) définissent l’épaisseur des latérites. D’après les données disponibles (Figure 136-b), sur les zones de replat l’épaisseur des latérites varie entre 20 et 40 m, alors qu’elle varie entre 0 et 20 m sur les zones de pente. Le modèle construit est donc constitué d’un niveau aquitard d’épaisseur comprise entre 0 à 40 m et un aquifère de 50 m d’épaisseur qui se biseaute dès le changement de pente.

Sur les zones de pente, comme le montre la carte géologique au 50 000ème, le profil d’altération est érodé, les latérites sont absentes ou très fines. Les saprolites grossières non consolidées ne sont pas distinguées par rapport à la péridotite saine sur la carte géologique, mais la connaissance du terrain nous permet d’affirmer que les saprolites grossières sont également absentes. Par extension, l’horizon du saprock qui constitue l’aquifère est également absent sur les pentes. Trescases (1975) distingue les différents contextes et définit les zones de « plateau, versant et piémont ». Ces zones de pentes correspondent à ses « versants ».

Ainsi, **un biseautage du manteau d’altération, et donc de l’aquifère, est appliqué. Sur les zones de pentes, le mécanisme d’érosion a soit inhibé le développement du manteau d’altération, soit l’a démantelé.** Sur ces zones, la roche mère affleure et les trois couches de substratum définies hydrodynamiquement sont reportées sur les trois modèles.

En effet, s’il est observé un nappage d’altérites, il ne dépasse pas quelques mètres ; cet horizon appelé « pseudo-épikarst » affleure sur les pentes. À l’affleurement on observe les roches lapiazées (roches présentant des figures de dissolution recouvertes de latérites) ou une latérisation pelliculaire comme l’illustre la Figure 134 sur le Koniambo, ou encore la Figure 77 (Chapitre 2, partie 2.1.) à Goro. Cet horizon pelliculaire ne peut être intégré aux modèles numériques régionaux qui sont construits. La première couche du modèle qui suit la topographie dans les zones de pente est la roche mère massive et résistante à l’érosion. Les trois couches du socle sont construites avec une épaisseur constante.

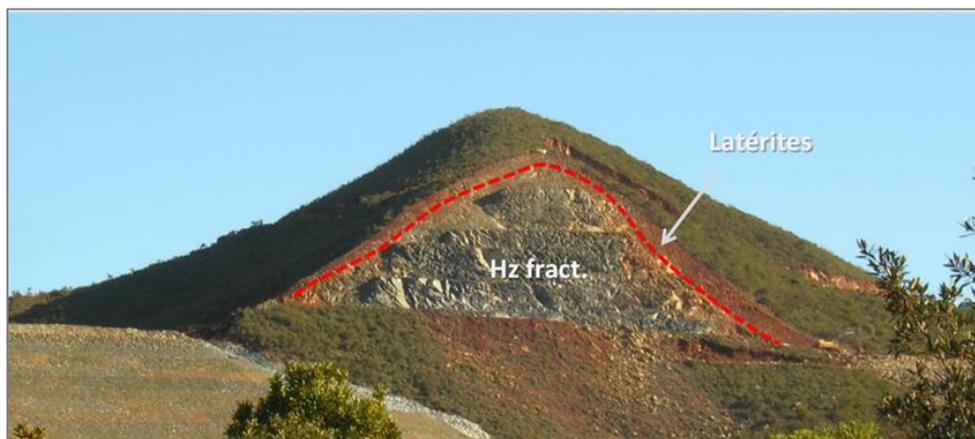


Figure 134 : Pellicule d’altération sur la topographie actuelle, massif du Koniambo (Hz fract. = harzburgites fracturées).

3.1.2 Conditions aux limites

Les conditions aux limites des modèles sont identiques pour les trois modèles et consistent en :

- Une limite amont à potentiel imposé dans la couche aquifère, lorsque ce potentiel peut être défini à partir d’une carte piézométrique existante sur le secteur modélisé (cas de Tiébaghi). En l’absence de cette information, la limite amont du modèle est choisie comme une limite à

flux nul au niveau d'une crête topographique. Cette limite est considérée comme une ligne de partage des eaux souterraines (cas de Goro);

- Un potentiel imposé sur la limite verticale à l'aval du modèle qui est choisie pour correspondre à un creek drainant la nappe.

Enfin, les critères morphologiques utilisés pour construire la géométrie du modèle sont appliqués aux zones de recharge. Sur les zones de replat où les latérites sont conservées et affleurent, la recharge est appliquée. Sur les zones de pente, le modèle ne rentre aucun flux. Cette hypothèse est d'une part cohérente avec les choix habituels des modélisateurs (Golder Associates, 2014; Vale Nouvelle-Calédonie, 2015), mais se justifie également dans le cadre du bilan hydrologique et de la capacité d'infiltration d'un aquifère (Dörfliger et Plagnes, 2009; Verdier, 2014). Les zones de pente sont à l'inverse des lignes de résurgence potentielle de la nappe.

Une contrainte de potentiel est également ajoutée à la recharge. Si la charge hydraulique dépasse le niveau topographique, la condition aux limites est modifiée et devient une condition de type potentiel avec $h = z$. Ce choix permet de limiter la recharge sur les zones où la charge piézométrique ne permet plus d'infiltrer et permet même de faire sortir de l'eau du système.

Sur la zone de pente, où le profil d'altération est érodé et la recharge nulle, une condition de potentiel est imposée avec condition de flux maximum. Ainsi, la charge imposée correspond à l'altitude et si cette valeur est dépassée, le modèle sort de l'eau du système. Aucun flux entrant ne peut avoir lieu. Ce choix se justifie par le fait que la zone de pente correspond au niveau d'émergence de lignes de sources.

Les Figure 135, Figure 136 et Figure 137 présentent pour chacun des trois modèles :

- la localisation de la coupe topographique sur fond de carte topographique d'une part et géologique d'autre part (Figures a) ;
- les données de sondages ou autres, utilisées pour construire la couche des latérites et obtenir les données piézométriques (Figures b) ;
- et enfin le modèle numérique Feflow® avec les conditions aux limites utilisées, la géométrie et les informations hydrogéologiques disponibles (Figures c).

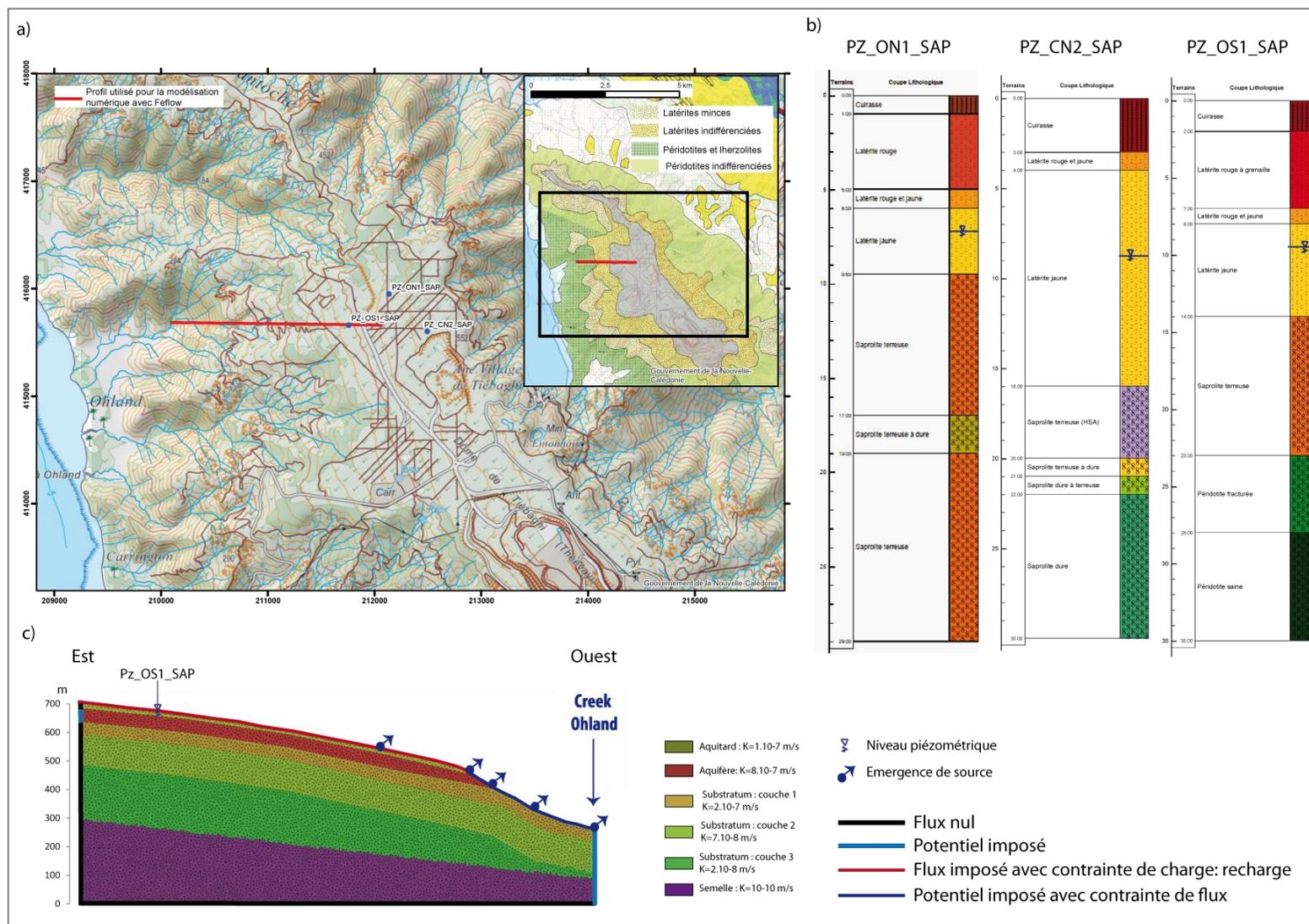


Figure 135 : Modèle 2D d'un massif type "plateau" : a) localisation de la coupe topographique sur le Massif de Tiébaghi sur fond de carte topographique et carte géologique, b) Logs lithologiques de trois forages du plateau, et c) coupe et modèle numérique du massif de Tiébaghi.

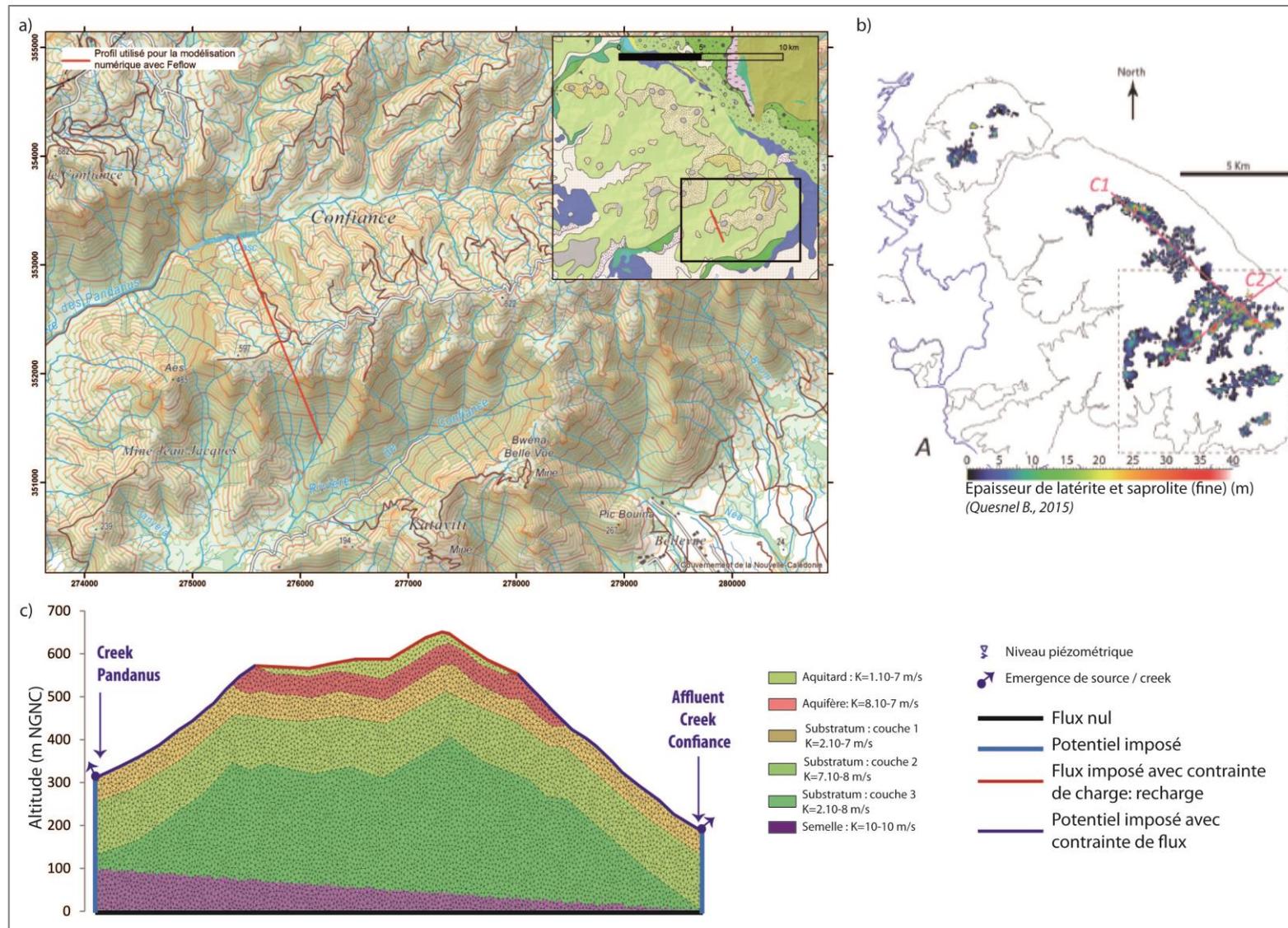


Figure 136 : Modèle 2D d'un massif type "plateau disséqué" : a) localisation de la coupe topographique sur le Massif de Koniambo, b) Epaisseur de l'aquitard, d'après Quesnel (2015), et c) coupe et modèle géologique du massif de type plateau disséqué, drainé de part et d'autre du plateau cuirassé.

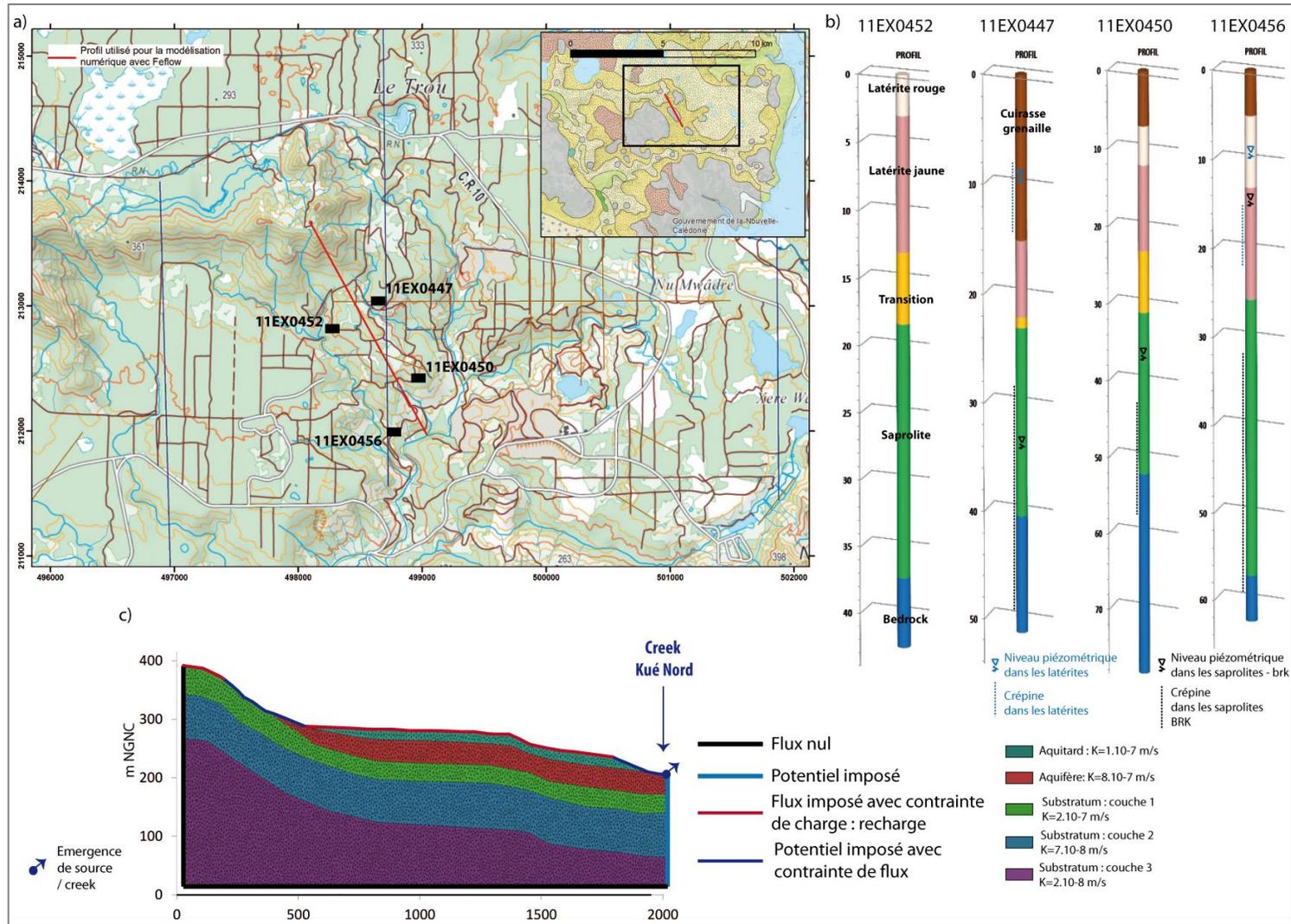


Figure 137 : Modèle 2D d'un massif type « bassin » : a) localisation de la coupe topographique sur le Massif du Sud, secteur de Goro, b) coupes lithologiques de quatre piézomètres et niveaux piézométriques mesurés dans l'aquitard (en bleu) et l'aquifère (en noir), c) modèle Feflow et conditions aux limites.

3.2 Résultats

3.2.1 Etat de saturation des massifs

La Figure 138 présente les résultats en termes de vitesse d'écoulement et bilan de flux dans le système. La surface piézométrique (Pression nulle) et les isopièzes sont également représentées.

En termes de piézométrie, **sur le massif de Tiébaghi, la surface piézométrique modélisée est située dans les latérites** et localement dans la cuirasse. Elle recoupe le niveau des saprolites grossières dans la pente seulement. Les zones d'émergence modélisées se situent sur le plateau, au niveau du mur de l'aquifère, et également au pied de la pente du massif. Ces résultats sont compatibles avec les observations de terrain (MICA Environnement NC, 2009) représentées sur la Figure 135. En termes de gradient vertical, on modélise des gradients verticaux de l'ordre de 2 m pour 50 m, cohérents avec le gradient mesuré sur un forage profond (GTD) (Retour, 2005). Enfin les gradients hydrauliques horizontaux apparents sont compris entre 0,2 et 0,005. Les niveaux piézométriques modélisés sont supérieurs aux niveaux piézométriques mesurés ce qui peut s'expliquer par la recharge qui est imposée sur le plateau et qui est probablement surestimée par rapport à la recharge sur le massif selon les différentes approches utilisées. En diminuant la recharge, les zones d'émergence seront également abaissées et compatibles avec les observations. Une valeur plus proche des estimations sera utilisée sur le modèle 3D dont l'objectif est de représenter localement les écoulements.

Sur le massif du Koniambo, la surface piézométrique modélisée se situe à environ 150 m sous la surface du sol. Ce résultat est cohérent avec les niveaux piézométriques connus sur le haut du massif où la surface piézométrique profonde se situe entre 100 et 190 m sous la surface (SMSP *et al.*, 2005). Les gradients verticaux sont également bien représentés et compatibles avec les gradients mesurés sur un des forages profonds du massif (Figure 139). La zone d'émergence de la nappe modélisée se situe au pied du massif à 220 m NGNC (Figure 138). Selon l'étude réalisée par la SMSP⁹ (2005) des sources sont observées le long des creeks à des altitudes qui varient en fonction des saisons. Les résurgences de la nappe et se situent à environ 400 à 500 m NGNC sur certains secteurs (Taléa) mais sur la rivière Pandanus elles se situent des altitudes inférieures, entre 300 et 500 m NGNC.

Sur le massif de Goro, le niveau piézométrique est affleurant sur la plupart du bassin cuirassé. Deux zones d'émergence sont modélisées : au pied de la crête et au niveau du ressaut topographique à l'aval. Sur le reste du plateau, la nappe se situe au toit des latérites donc dans la cuirasse. Cet état de saturation est représentatif de la piézométrie de la zone de Goro. Les niveaux piézométriques dans les crêtes sont fortement variables (de l'ordre de la trentaine de mètres) mais se situent à l'étiage à environ 80 m sous la surface topographique (Goro Nickel, 2007). Ces mêmes auteurs montrent également que l'on a des gradients ascendants dans les vallées localement à Goro ; ce phénomène est modélisé avec des flux sortants au pied la crête (Figure 138-c).

En termes de flux, le Tableau 13 présente les flux entrants et sortants, pour les trois massifs modélisés.

⁹ SMSP = Société Minière du Sud Pacifique achetée par la SOFINOR en 1990, exploitant du massif du Koniambo avec le suisse Xstrata.

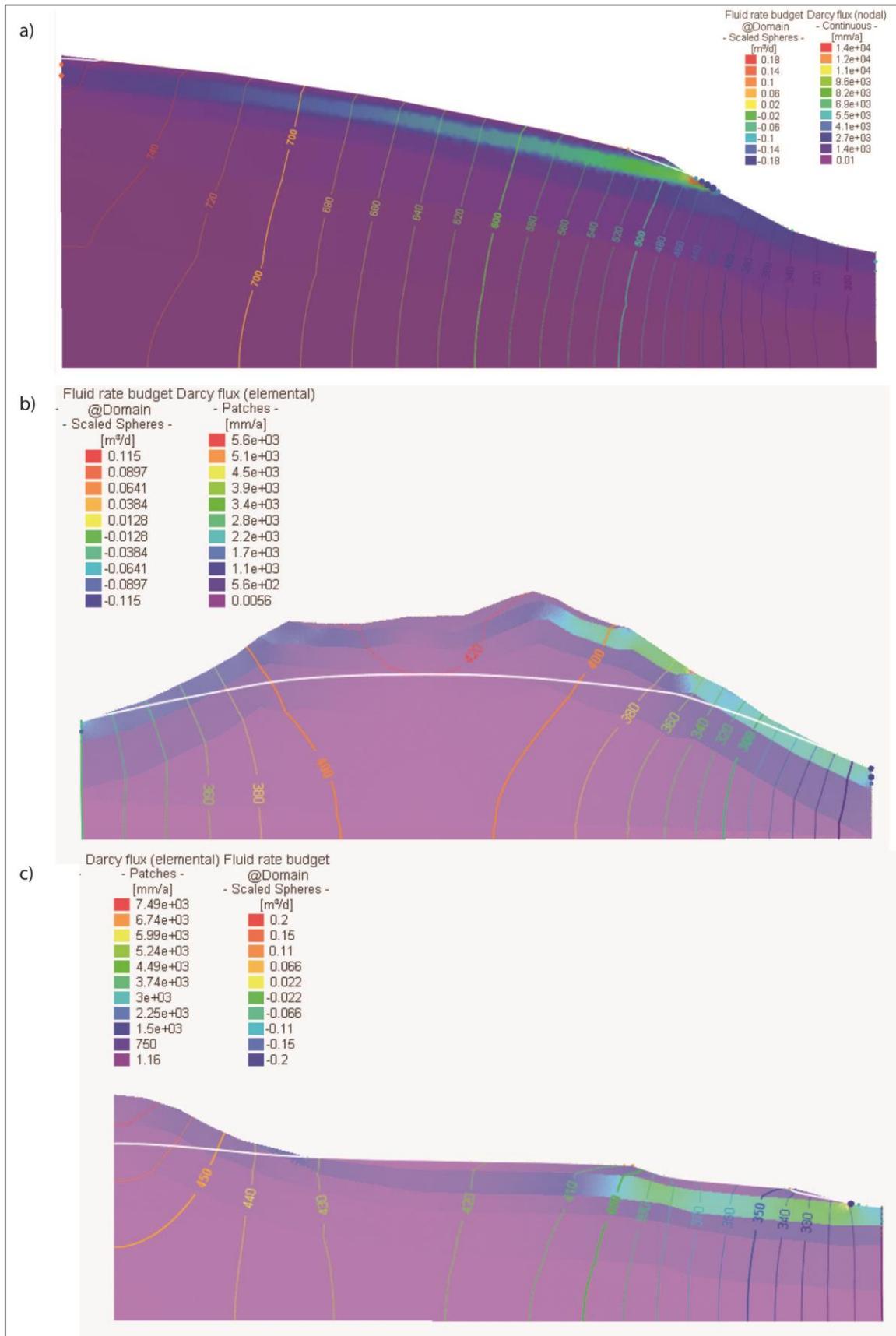


Figure 138 : Résultats des modèles 2D pour évaluer l'influence de la topographie sur l'état de saturation du système : a) massif de Tiébaghi, b) massif du Koniambo, c) secteur de Goro, Massif du Sud. La ligne blanche correspond à la surface piézométrique modélisée.

Tableau 13 : Bilan des flux pour les trois modèles Feflow à 2D en régime permanent avec une recharge égale à 400 mm/an.

Flux en m ³ /s	Tiébaghi	Koniambo	Goro
Flux entrant (=recharge)	1,43	0,97	1,03
Flux entrant (condition de Dirichlet)	0,25	-	-

Les flux totaux modélisés sont respectivement de 1,68, 0,97 et 1,03 m³/s pour les massifs de Tiébaghi, Koniambo et Goro. Les quantités calculées dépendent de la surface d'infiltration sur chaque massif, ce qui explique la valeur élevée modélisée sur le massif de Tiébaghi.

3.2.2 Influence de la morphologie des massifs

Ces résultats permettent de discuter l'influence de la géomorphologie d'un massif pour expliquer son état de saturation. **Ces modèles montrent que ce paramètre explique à lui seul les piézométries affleurantes et sub-affleurantes sur les massifs de type bassin et plateau, et une piézométrie très basse, à 150 m sous la topographie, sur le massif de type plateau disséqué.**

L'utilisation d'une valeur de recharge plus proche de celle estimée sur les massifs modélisés ne modifiera pas les résultats et la démonstration. En effet, une recharge plus forte sur Goro confortera les résultats obtenus c'est-à-dire une nappe sub-affleurante, et une recharge plus faible sur le massif du Koniambo confirmera la désaturation du massif. La valeur moyenne de 400 mm/an permet ainsi de modéliser une géomorphologie plutôt qu'un massif en particulier.

Enfin, **ces modèles numériques valident à l'échelle du massif, les hypothèses d'un modèle multi-couches dont les conductivités hydrauliques** peuvent être en première approximation affectées de manière homogène à la valeur moyenne calculée **sur l'ensemble des massifs.**

Cette approche globale nécessite d'être précisée à l'échelle du site par la prise en compte des variations des épaisseurs des couches et des conductivités hydrauliques. Les épaisseurs sont généralement disponibles à l'échelle du site grâce aux logs de forages en revanche les mesures de conductivités hydrauliques nécessitent des investigations spécifiques.

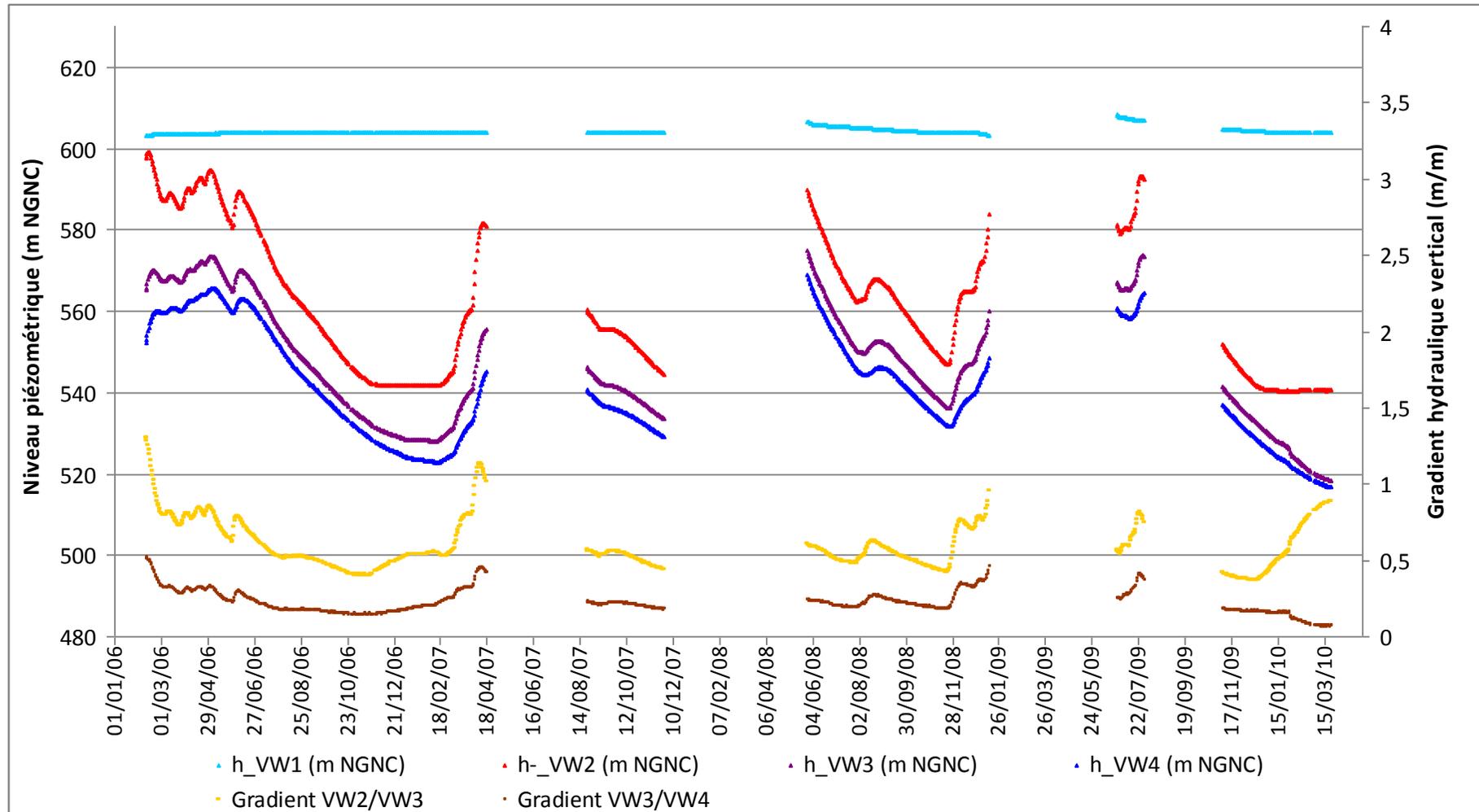


Figure 139 : Gradients hydrauliques verticaux calculés sur le piézomètre à cordes vibrantes Piezo-03-2005 (noté également Pz3) sur le massif du Koniambo.

4 Modélisation en trois dimensions

Dans cette partie, la sensibilité du modèle à la géométrie des couches est considérée. Comme illustré sur la Figure 128, **des approfondissements du profil d'altération sont observés et la géométrie du système multicouche est rarement isopaque**. Cette hétérogénéité doit, si l'information est disponible, être prise en compte dans les modèles. Les résultats de la modélisation sont comparés aux résultats obtenus avec une géométrie simple avec des couches isopaques.

Sur Tiébaghi, une géométrie en seuils et fossés a été mise en évidence par méthode géophysique (Join *et al.*, 2005; Robineau *et al.*, 2007) avec l'enfoncement des saprolites grossières électriquement plus conductrices suivant une orientation N130-140 à l'échelle du plateau. Ces structures sont observées sur toute la hauteur des profils, en s'enfonçant jusque 70 m de profondeur et sont espacées de 200 à 300 m (Figure 140).

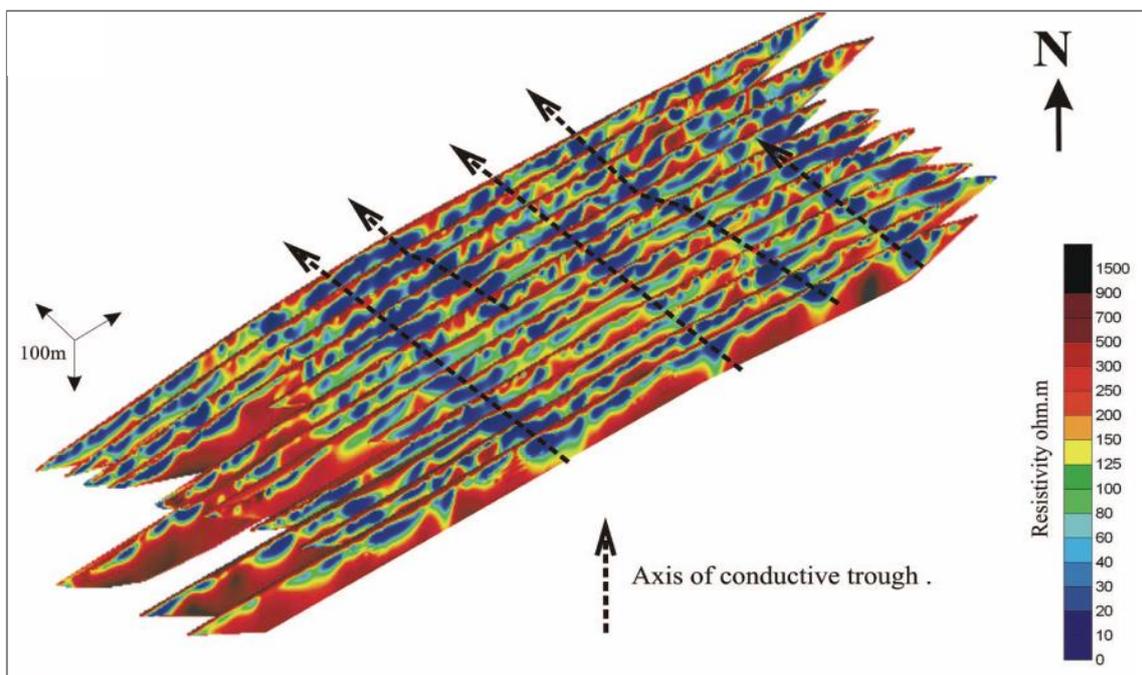


Figure 140 : Profils de résistivité mesurés sur le secteur de Dôme à Tiébaghi (extrait de Robineau *et al.*, 2007).

Les données de sondages sur la zone de Dôme du massif de Tiébaghi sont utilisées pour construire un modèle à trois dimensions sur un secteur de 70 hectares. Les données géologiques disponibles sur ce secteur correspondent à la surface topographique d'une part, et à la profondeur du forage d'autre part, c'est-à-dire le *bedrock* des mineurs. La Figure 141 présente les surfaces interpolées de la surface topographique et du fond des trous de sondages. On observe des sillons d'approfondissement de l'horizon altéré.

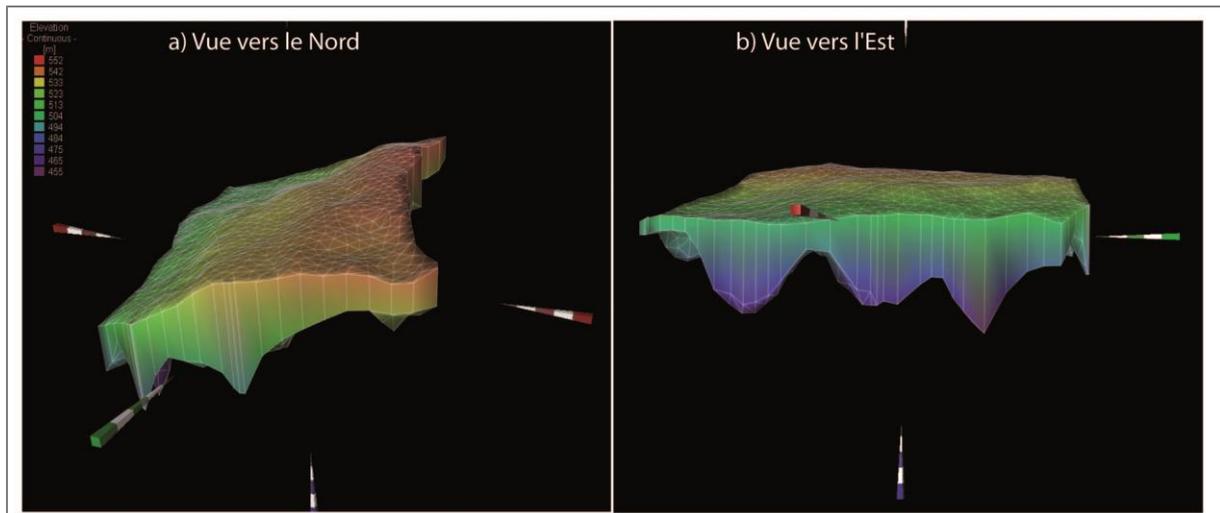


Figure 141 : Données 3D sur le secteur de Dôme : surface topographique et fond des trous de sondages ($n=121$).

4.1 Paramètres du modèle

Le modèle multicouche est construit à partir des données de sondages disponibles, soit la profondeur des sondages. L'information étant parcellaire, **il a été nécessaire de construire le mur du niveau des latérites d'une part, mais également celui de l'aquifère**. Pour cela, les données géologiques de 304 sondages localisés sur un secteur plus étendu du plateau de Tiébaghi ont été utilisées. L'altitude de l'interface saprolites fines – grossières est mise en relation avec l'altitude du fond des forages. Une forte tendance linéaire (Figure 142) est observée ($R^2 = 0,72$), ce qui permet d'utiliser la relation pour modéliser de façon approximative le mur des latérites sur le modèle numérique à 3 dimensions.

La Figure 143 présente le niveau supérieur du modèle 3D de Tiébaghi à géométrie complexe, limité par la surface topographique réduite de 5 m (épaisseur moyenne de la cuirasse sur le plateau) et par le niveau du mur des latérites modélisé. Enfin, pour limiter le niveau aquifère, le niveau du fond de forage est utilisé et 30 m d'épaisseur sont ajoutées de sorte à obtenir une épaisseur d'aquifère proche de 50 m. La géométrie des seuils et fossés est bien représentée et l'épaisseur moyenne de l'aquifère ainsi construit est de 45 m avec un écart type de 5 m (valeur minimale de 36 m et maximale de 62 m).

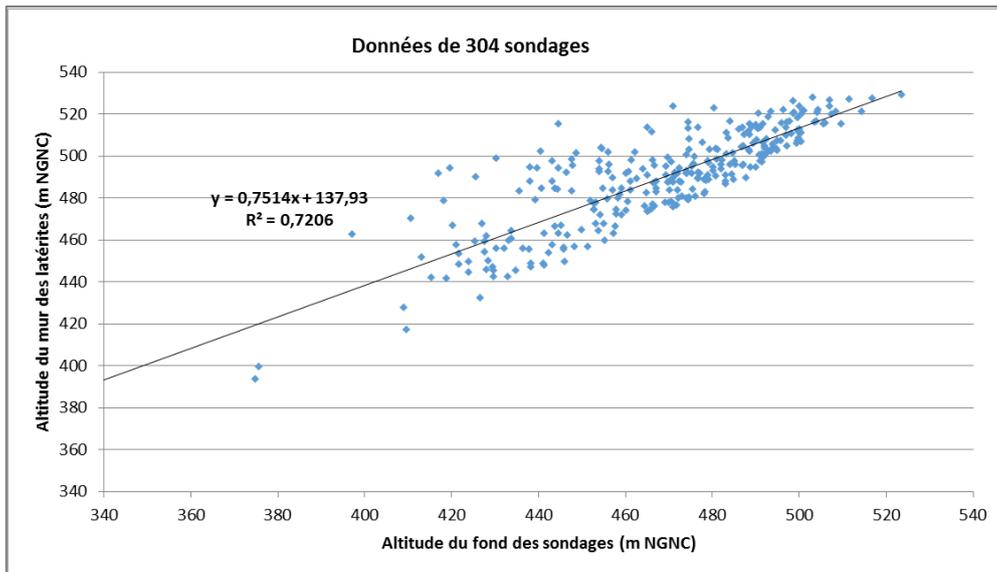


Figure 142 : Corrélation entre la profondeur de l'interface saprolites fines – grossières et le fond des sondages (bedrock des mineurs + 5 m en général) sur 304 sondages du plateau de Tiébaghi.

Les conditions aux limites sont de type potentiel imposé à l'aval sur la limite Ouest (ronds bleus sur la Figure 143) et potentiel imposé sur la limite amont au niveau de l'aquifère, de façon similaire au modèle 2D. La recharge appliquée est plus proche de la recharge réelle sur le massif de Tiébaghi, avec une recharge de 315 mm/an sur le plateau. En effet, la recharge estimée à l'échelle du massif étant de 250 mm/an, elle est de 315 mm/an sur le plateau cuirassé modélisé. Les limites de type flux nul apparaissent en rose sur la Figure 143.

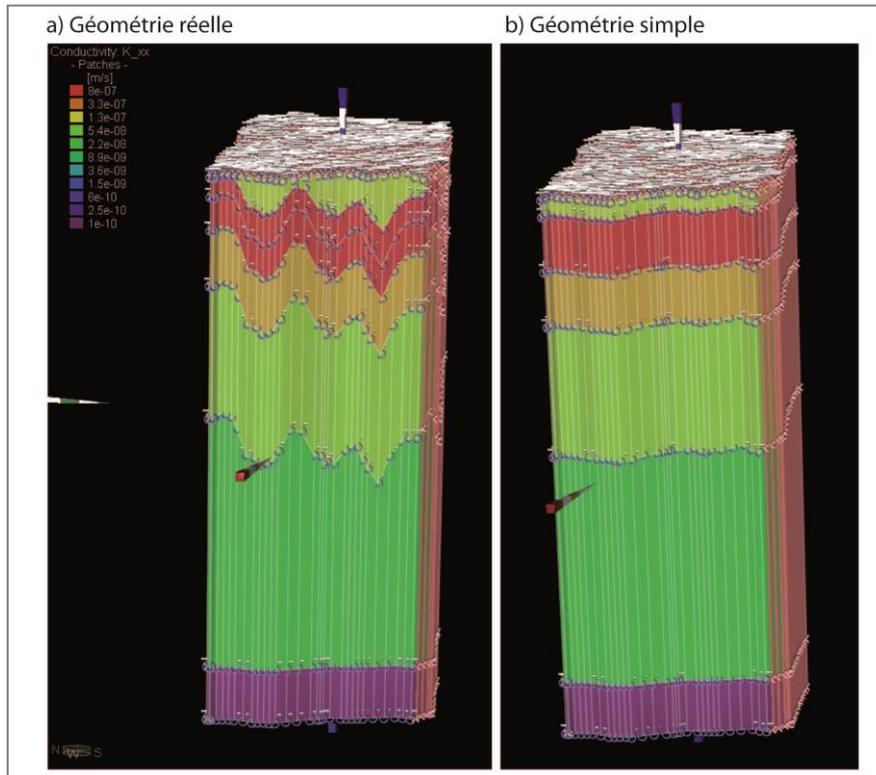


Figure 143 : Modèle 3D du secteur de Dôme de Tiébaghi : géométrie, conditions aux limites et conductivités hydrauliques.

4.2 Résultats

La Figure 144 présente les cartes piézométriques modélisées avec les géométries réelle et simplifiée telle qu'utilisée sur l'approche globale en 2D. Le calcul des RMS (*Root Mean Square Error*) entre la piézométrie simulée et mesurée sur les sondages est également présenté.

Il apparaît d'abord que les cartes piézométriques modélisées sont lissées en comparaison à la piézométrie mesurée. Ceci résulte certainement des conditions aux limites du modèle de type potentiel imposé sur deux limites distancées de 700 m (extension latérale du modèle). Les gradients hydrauliques sont légèrement mieux représentés avec la géométrie réelle, ce qui permet de réduire la RMS. **La faible différence entre les deux modèles s'explique par la très forte corrélation entre la surface piézométrique et la surface topographique qui marque davantage la piézométrie que les variations de transmissivités.** Enfin, sur Tiébaghi les sillons sont peu marqués (au maximum 60 m de profondeur pour 45 m en moyenne) ; les structures peuvent être plus profondes, ce qui engendrerait par conséquent des variations de transmissivités beaucoup plus importantes. Dans le cas de Nakety sur la fosse ABC le sillon est de l'ordre de la centaine de mètres (Carbonié, 2016).

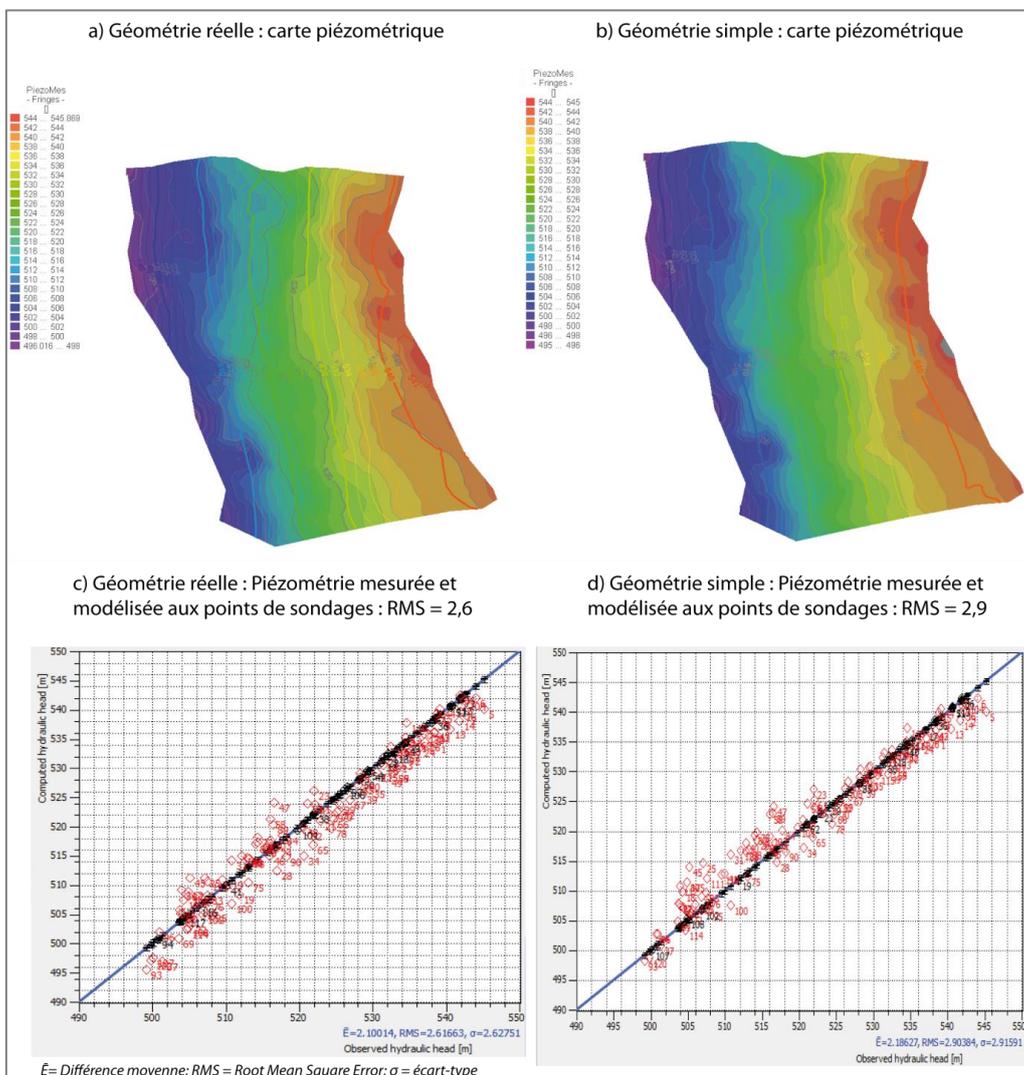


Figure 144 : Résultats des modélisations à 3D du secteur de Dôme de Tiébaghi : comparaison entre la piézométrie mesurée (plages colorées) et la piézométrie modélisée (isopièzes colorées) : a) et c) avec la géométrie réelle en sillons et seuils, et b) et d) avec une géométrie simple isopaque.

Cet essai de modélisation intègre le seul paramètre géométrique. **L'erreur sur la piézométrie modélisée doit pouvoir être améliorée par une meilleure estimation de deux autres paramètres du modèle : la conductivité hydraulique et la recharge.**

Dewandel *et al.*, (papier publié présenté en Annexe 3 de cette thèse) ont montré que le champ de perméabilité sur le plateau de Tiébaghi présente de fortes variations sur 5 ordres de grandeur, or la géométrie utilisée introduit un facteur 2 sur la variabilité de l'épaisseur de la couche aquifère. Ainsi, la géométrie complexe du modèle introduit un facteur 2 seulement sur la variabilité de la transmissivité, contre un facteur 10 000 observé sur les mesures à l'échelle locale. Par conséquent, il est nécessaire, pour rendre compte de la variabilité locale de la transmissivité, d'utiliser une cartographie précise de ce paramètre ou de la conductivité hydraulique.

Il faut préciser que sur le site de Tiébaghi la cartographie de la transmissivité et des conductivités hydrauliques résultantes, ne peut être utilisée pour cette modélisation compte tenu de la non concordance entre la géométrie de l'hydrosystème utilisée dans l'approche cartographique de la transmissivité (mono couche de la surface jusqu'au fond de forage) et la géométrie multicouche du modèle 3D.

Enfin, le dernier facteur contraignant la simulation correspond à l'estimation effective du paramètre de recharge qui est discutée dans le paragraphe suivant.

5 Synthèse et perspectives

5.1 Validité d'un modèle unitaire à l'échelle du massif

On a montré grâce aux modélisations à 2D et en utilisant des conditions aux limites similaires, que la morphologie des massifs suffit à contraindre l'état de saturation de l'hydrosystème à l'échelle du massif.

Ainsi, il a été montré **qu'à l'échelle régionale les massifs de péridotites peuvent être considérés uniformes d'un point de vue lithologique d'une part et structural d'autre part**. Cette hypothèse se traduit par un modèle de géométrie isopaque et des conductivités hydrauliques homogènes. Les structures décrites et caractérisées dans les chapitres précédents sont supposées intégrées dans le modèle et représentées par une conductivité moyenne et une géométrie « simple ». Enfin, ce même modèle a été appliqué aux différents massifs. **A l'échelle du massif, les modélisations ont montré qu'un modèle unitaire de géométrie isopaque et de conductivité hydraulique homogène permet de représenter le contexte hydrogéologique d'un massif.**

Cependant, ce postulat est bien sûr incorrect. Le taux de serpentinisation est plus ou moins élevé au sein d'un massif et entre les massifs également (Sevin, 2014). La lithologie même est sensiblement différente sur les klipptes du Nord (Moutte, 1979) au point de marquer la gîtologie nickélique de ces massifs (Bailly *et al.*, 2014). À une échelle plus fine, il a été montré que **ce schéma unitaire peut être amélioré par la prise en compte de la géométrie réelle des niveaux d'altération et de la distribution spatiale des conductivités hydrauliques.**

5.2 Amélioration des paramètres du modèle

5.2.1 Estimation de la recharge

Les différentes approches utilisées pour estimer la recharge sont cohérentes et sur le site de Goro elle est estimée à 990 mm/an en moyenne. Cependant, les estimations notamment par le bilan hydrologique selon l'approche de Thornthwaite montrent plusieurs limites. Tout d'abord, le **paramètre évapotranspiration est très peu contraint** ; basées sur des lois empiriques, les estimations disponibles montrent de grandes variabilités sur sa valeur : $ETP = 1070 \pm 180$ mm/an (Golder Associates, 2005a; Jeanpert et Maréchal, en cours).

Un autre point faible concerne **l'unicité de la valeur du coefficient de ruissellement** qui en réalité varie fortement en fonction de l'intensité d'une pluie et des événements pluvieux. Les calculs réalisés surévaluent la quantité de pluie infiltrée durant les années ayant connu des dépressions tropicales. La valeur moyenne de la recharge annuelle est certainement surestimée.

Enfin, les modèles n'intègrent pas le niveau cuirassé qui pourtant a un rôle important sur la recharge de l'hydrosystème. Ce niveau favorise la recharge (Beauvais *et al.*, 2007; Join *et al.*, 2005), mais il a également un rôle de « déversoir » en cas de saturation du milieu.

5.2.2 Prise en compte de la cuirasse

Sur Tiébaghi, une étude existante sur le creek pilote associé à un piézomètre (Dubois et Join, 2007) met en évidence le rôle de la cuirasse dans l'hydrosystème. L'analyse de l'hydrogramme de crue montre que la cuirasse présente une certaine capacité d'infiltration qui peut limiter la recharge, ou encore qu'elle peut jouer le rôle d'excréteur de piézométrie sous l'effet du « débordement » des latérites (Join *et al.*, 2014). La Figure 145 présente l'influence de l'état de saturation du système sur les écoulements de surface et l'écoulement sur surfaces saturées. En période de hautes eaux, un événement de faible intensité contribue de façon très marquée aux écoulements superficiels alors

qu'un évènement de même intensité en périodes de basses eaux n'a aucune contribution par ruissellement hypodermique. Dans ce cas, il n'y a pas de contribution des eaux souterraines à l'écoulement superficiel.

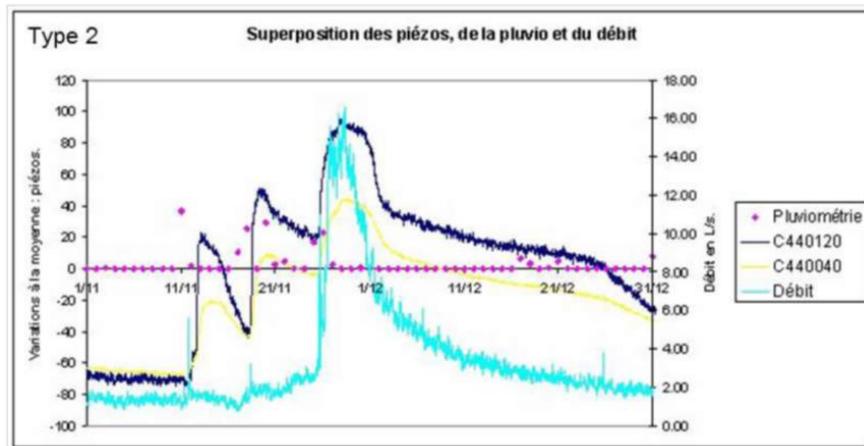


Figure 145 : Evolution des hydrogrammes de crues sur le creek pilote en fonction de l'état piézométrique de la nappe (Piézo C440120 et C440040), extrait de Join et al. (2014), et Dubois et Join (2007).

Les modèles numériques peuvent intégrer ce phénomène de débordement des latérites au travers d'une condition de recharge avec contrainte de potentiel, ce qui permet d'évacuer le flux débordant du toit des latérites, mais l'effet de saturation de la cuirasse (et un ruissellement total) ne peut être intégré. On retrouve donc la problématique du coefficient de ruissellement unique.



Figure 146 : Ecoulement souterrain à l'interface des niveaux de cuirasse et des latérites.

5.3 Prise en compte des discontinuités ponctuelles à très forte perméabilité

Dans les modèles régionaux proposés, les discontinuités drainantes et les fractures potentiellement perméables décrites dans le chapitre 3 ne sont pas intégrées. Or, plusieurs modélisations existantes réalisées sur le massif de Tiébaghi d'une part, ou sur le site de Goro d'autre part, ont conduit dans le cadre des processus de calibration du modèle, à intégrer les discontinuités drainantes dans l'aquifère et son substratum :

- Join *et al.* (2005) ont ajouté des pertes dans l'axe des sillons d'altération correspondant à des conditions de flux égal à $3 \cdot 10^{-3}$ l/s soit 15 % des flux totaux;
- sur Tiébaghi toujours, Golder Associates (2014) a intégré les structures verticales drainantes dans la roche mère en introduisant une anisotropie verticale de la perméabilité : la perméabilité horizontale est 10 fois inférieure à la perméabilité verticale ;
- sur Goro enfin, des discontinuités de type drains sont introduites avec des conductivités hydrauliques comprises entre 10^{-4} et 10^0 m/s (Vale Nouvelle-Calédonie, 2015).

Ces discontinuités ponctuelles très perméables existent et peuvent être rencontrées au travers d'essais hydrauliques. Cependant, au regard des conductivités hydrauliques acquises ou recensées, la valeur moyenne est faible, voire très faible pour un horizon « aquifère ». **L'occurrence de ces discontinuités très perméables est faible**, la majorité des fractures étant scellées par les minéraux néoformés et par l'augmentation des contraintes en profondeur.

5.3.1 Approche théorique : instabilités de dissolution

L'origine et la mise en place de discontinuités perméables est investiguée au travers de calculs d'instabilité de dissolution dans les péridotites. Ce travail fait l'objet d'une **publication acceptée à Journal of Hydrology** et présentée en Annexe 4 de ce document (Genthon *et al.*, 2017).

Les modèles théoriques développés reposent sur la dissolution de la roche mère et sont fonction de trois paramètres :

- le rapport des conductivités hydrauliques entre le milieu altéré et la roche mère ;
- le nombre de Péclet (représente le rapport entre l'advection du fluide sur la diffusion) ;
- le nombre de Damköhler (représente le rapport entre le taux de réaction et l'advection du fluide).

Les calculs sont réalisés en utilisant les mesures de terrain et un rapport 1000 entre la conductivité hydraulique du milieu altéré et de la roche mère est utilisé. Avec un nombre de Damköhler compris entre 25 et 50 et un nombre de Péclet entre 100 et 2500, les modélisations mettent en évidence le développement de « doigts » altérés au sein de la roche mère. En introduisant l'horizon latéritique de perméabilité 100 fois plus faible que le milieu altéré, les instabilités d'infiltration modélisées se distribuent sur toute la longueur du modèle avec un espacement de l'ordre de la centaine de mètres ; ces instabilités de dissolution s'enfoncent profondément dans la roche mère. La Figure 147 présente les résultats de la modélisation.

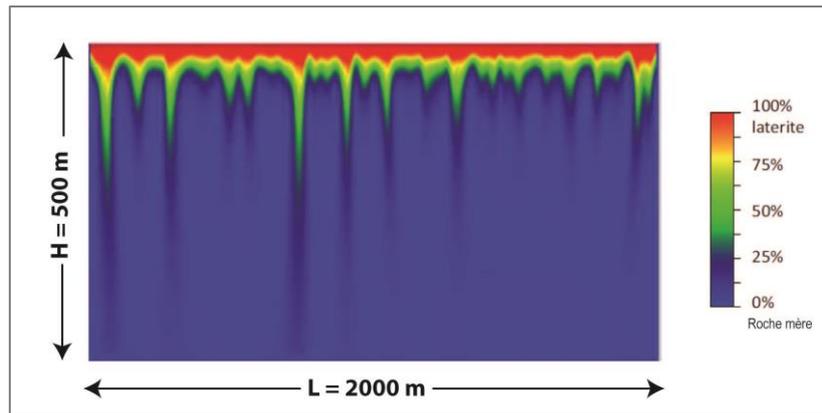


Figure 147 : Instabilités de dissolution modélisées avec un recouvrement de 20 m de latérite (extrait de Genthon et al., 2017).

La distribution des discontinuités d'altération ainsi obtenues représente assez bien l'ordre de grandeur de la répartition des fractures altérées observées sur les carottes issues des forages profonds des massifs de Koniambo ou Goro. Cette approche théorique permet finalement de proposer un modèle simplifié de la genèse des structures profondes altérées pouvant produire localement des discontinuités de perméabilité. Dans ce contexte, la surimposition d'un état de contraintes distensives nécessaires pour maintenir les fractures ouvertes, et la liaison potentielle d'un axe altéré avec une résurgence à la base du système, peuvent expliquer une évolution de type pseudo-karstique sur une structure initiale d'altération.

5.3.2 Observations sur le terrain : l'exemple de Goro

Si les structures très perméables de type drains sont souvent introduites en absence d'identification effective sur le terrain, dans certains cas et certains contextes, des drains ont été identifiés, comme dans le cas du Massif du Sud où des essais par traçage les ont mis en évidence.

La Figure 148 présente la localisation des essais par traçage qui ont été réalisés en avril 2011 pour Vale NC sur le secteur Est de la zone de Goro qui recoupe les bassins versants appelés « Entonnoir », « Cascade » et « Truu », du Nord au Sud (E.M.R., 2011). L'injection du traceur s'est faite sur la perte du bassin versant « Entonnoir » (point rouge Figure 148-a), et le traceur est sorti au niveau de la source du bassin versant « Cascade » (point bleu Figure 148-a) 4h30 après l'injection. Le traçage a mis en évidence un chemin préférentiel de type conduit karstique et une vitesse moyenne de 90 m/h. Un second traçage a été réalisé en injectant la fluorescéine dans la perte du bassin versant « Cascade » ; le traceur est sorti au niveau de la source du bassin versant de la Truu 14h après l'injection. Là encore un chemin préférentiel est mis en évidence orienté NS (E.M.R., 2011).

Le levé géophysique aéroporté permet d'observer d'abord que sur ce secteur le profil d'altération n'est pas continu (Figure 148-b). En modifiant l'échelle pour mieux distinguer les hétérogénéités au sein du milieu résistant (hors manteau d'altération) des discontinuités apparaissent nettement en profondeur et à travers les crêtes (Figure 148-c). Sur la crête entre les bassins versants Entonnoir et Cascade, une discontinuité moins résistante image le drain emprunté par le traceur.

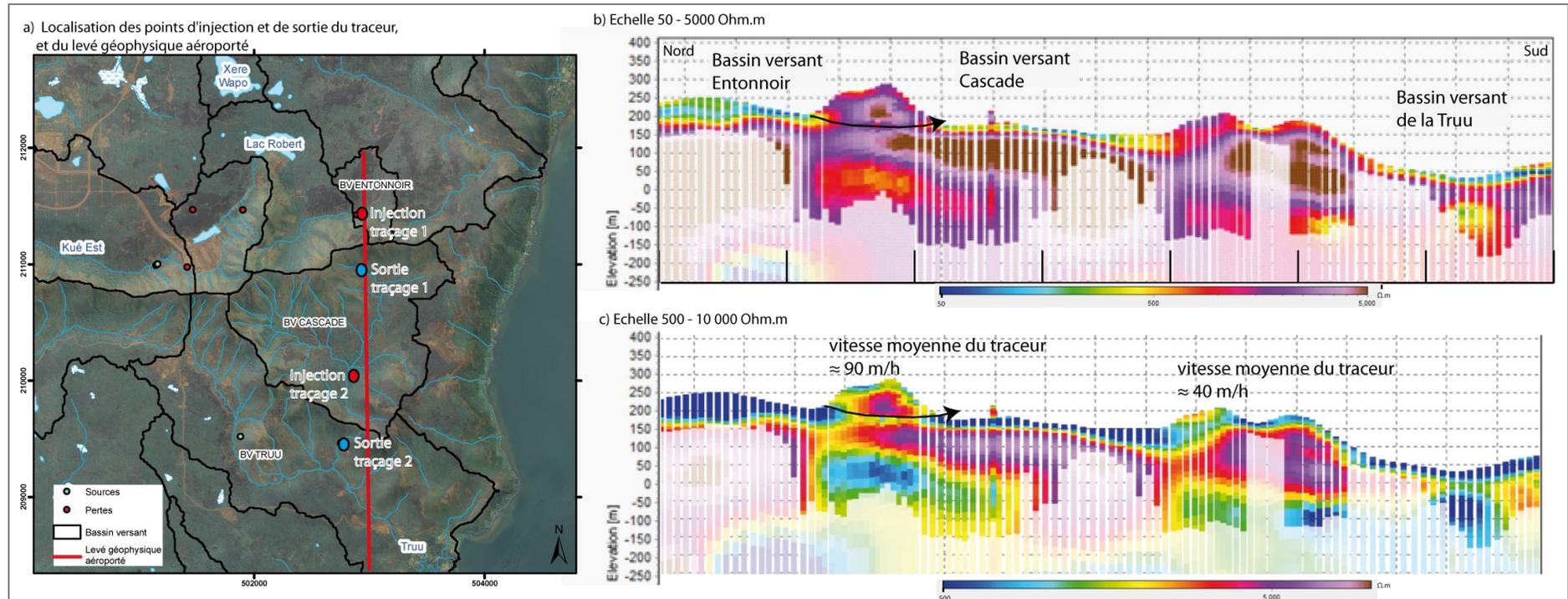


Figure 148 : Secteur Sud Est de la zone de Goro : a) localisation des pertes et des sources sur les bassins versants Entonnoir, Cascade et Truu, et b) - c) profils de résistivités sur la coupe NS à l'Est du massif, recoupant les trois bassins versants sur lesquels ont été réalisés les essais par traçage. Le chemin supposé emprunté par le traceur est représenté par la flèche noire.

Conclusion générale et perspectives

Les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie présentent des contextes climatiques et géomorphologiques variés. Au cours de ce travail de thèse un soin a été apporté pour étudier ces différents contextes et intégrer les variabilités inter-massifs qui peuvent exister à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Les études menées sur les différents massifs, en fonction avant tout des équipements de chaque site, a permis de mieux caractériser l'hydrosystème et de définir un modèle hydrogéologique unitaire.

1 Structure et caractéristiques hydrodynamiques des massifs de péridotites

L'étude du profil d'altération et du système hydrogéologique associé a d'abord mis en évidence la complexité à définir les limites du système. En effet, les données de sondages et l'interprétation des logs lithologiques permettent d'affirmer que les sondages miniers atteignent rarement la roche mère au sens hydrogéologique du terme, à savoir le substratum de l'aquifère.

Ce travail a d'abord porté sur la caractérisation du manteau d'altération et sa variabilité inter-massifs. La stratification géochimique des eaux du profil permet de marquer les eaux dans les différents horizons du profil. De plus, les essais hydrauliques menés sur les ouvrages (12 pompages d'essais et 61 slug tests), compilés aux données existantes, ont permis d'estimer les conductivités hydrauliques des horizons du manteau d'altération. Avec le jeu de données disponibles, il est montré que les conductivités hydrauliques se distribuent de façon similaire sur tous les massifs. L'horizon le plus hétérogène où les conductivités varient sur plus de six ordres de grandeur et où la valeur moyenne est la plus élevée, correspond aux 50 premiers mètres sous l'interface entre les saprolites fines et grossières. Ce résultat permet d'identifier le niveau aquifère. Celui-ci se développe au sein, et au-delà, de la saprolite grossière, dans le saprock ; son épaisseur est de l'ordre de la cinquantaine de mètres, définie au regard de la répartition des valeurs de conductivités hydrauliques sur l'ensemble des massifs.

La conductivité hydraulique de l'aquitard porté par les latérites (rouge et saprolites (fines)) est en moyenne de 1.10^{-7} m/s, et celle de l'aquifère porté par les saprolites grossières et le saprock est en moyenne de 8.10^{-7} m/s. En revanche, ce niveau aquifère présente de très fortes hétérogénéités, observées à l'échelle locale sur un même massif.

L'analyse piézométrique au sens large (anomalie par rapport à la tendance linéaire entre la piézométrie et la topographie, gradient piézométrique vertical ou dynamique de tarissement) confirme l'existence de connexions avec le substratum.

Ainsi, au sein du substratum péridotitique, l'analyse de la fracturation a été abordée et ce à plusieurs échelles. La description de près de 1000 m cumulés de carottes de forages a complété les mesures à l'affleurement et montre que la structure des péridotites de Nouvelle-Calédonie est liée au réseau serpenteux. Ce réseau dont l'espacement est régulier (au regard des données disponibles) est visible à l'échelle décimétrique (20 – 40 cm). Il est conservé dans les parties les plus profondes du massif, mais ne génère pas de perméabilité en profondeur, les épontes restant scellées par la serpentine.

Les eaux d'infiltration empruntent ce réseau pré-existant et développent par instabilité de dissolution un réseau secondaire de discontinuités altérées verticales et drainantes. Ce dernier est très probablement favorisé par l'existence de fractures tectoniques majeures liées à la mise en place de l'ophiolite ou aux événements post-obduction en contexte extensif notamment. Ces discontinuités sont clairement identifiées sur l'analyse de carottes issues de forages profonds avec

un espacement caractéristique de 30 m. En revanche, la densité de ce réseau diminue avec la profondeur de même que le pendage des structures associées. A partir de 50 m dans le socle, l'espacement devient progressivement hecto à kilométrique. Cette distribution a été observée simultanément à l'affleurement, sur les données de géophysique existantes, et sur l'effet d'échelle sur la conductivité hydraulique. Ces structures profondes marquent toutefois la cartographie de la transmissivité de l'aquifère des saprolites grossières et du saprock, et la distribution des figures pseudo-karstiques telles que décrites dans le Massif du Sud, selon les directions régionales N130-140 et N40-50.

Ces structures sont faiblement connectées en profondeur. Deux mécanismes, qui se surimposent certainement, expliquent cela : les fractures se ferment en profondeur sous l'effet des contraintes lithostatiques et par la précipitation de minéraux néoformés. Cependant, localement certaines fractures créent de véritables drains, à l'origine d'un écoulement rapide de type karstique. Cela a été observé historiquement par traçage dans le Massif du Sud.

2 Modèle de fonctionnement hydrogéologique des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie

L'analyse de la structure et des conductivités hydrauliques a montré de fortes similitudes sur les différents massifs étudiés. Les modélisations numériques ont été réalisées pour valider le modèle unitaire régional proposé. Les modélisations ont également permis de mettre en évidence l'importance de la géomorphologie des massifs qui, à l'échelle régionale, suffit à contraindre l'état de saturation des massifs. L'estimation de la recharge de l'aquifère est également représentée dans les différents contextes climatiques et géomorphologiques, dépendant de la pente et de la zone de replat cuirassé.

Ainsi, un modèle régional de fonctionnement hydrogéologique des massifs de péridotites est proposé. Il est présenté sur la Figure 149 et intègre la structure et les caractéristiques hydrodynamiques du modèle à l'échelle du massif d'une part, et à l'échelle du chantier d'autre part, pour la prise en compte des hétérogénéités locales.

Le système multicouche composé de l'aquitard et de l'aquifère est représenté, et le substratum fracturé dont la perméabilité décroît en profondeur est également intégré. La décroissance est évaluée à partir des données acquises sur le terrain. Les zones de résurgence de nappe sont représentées.

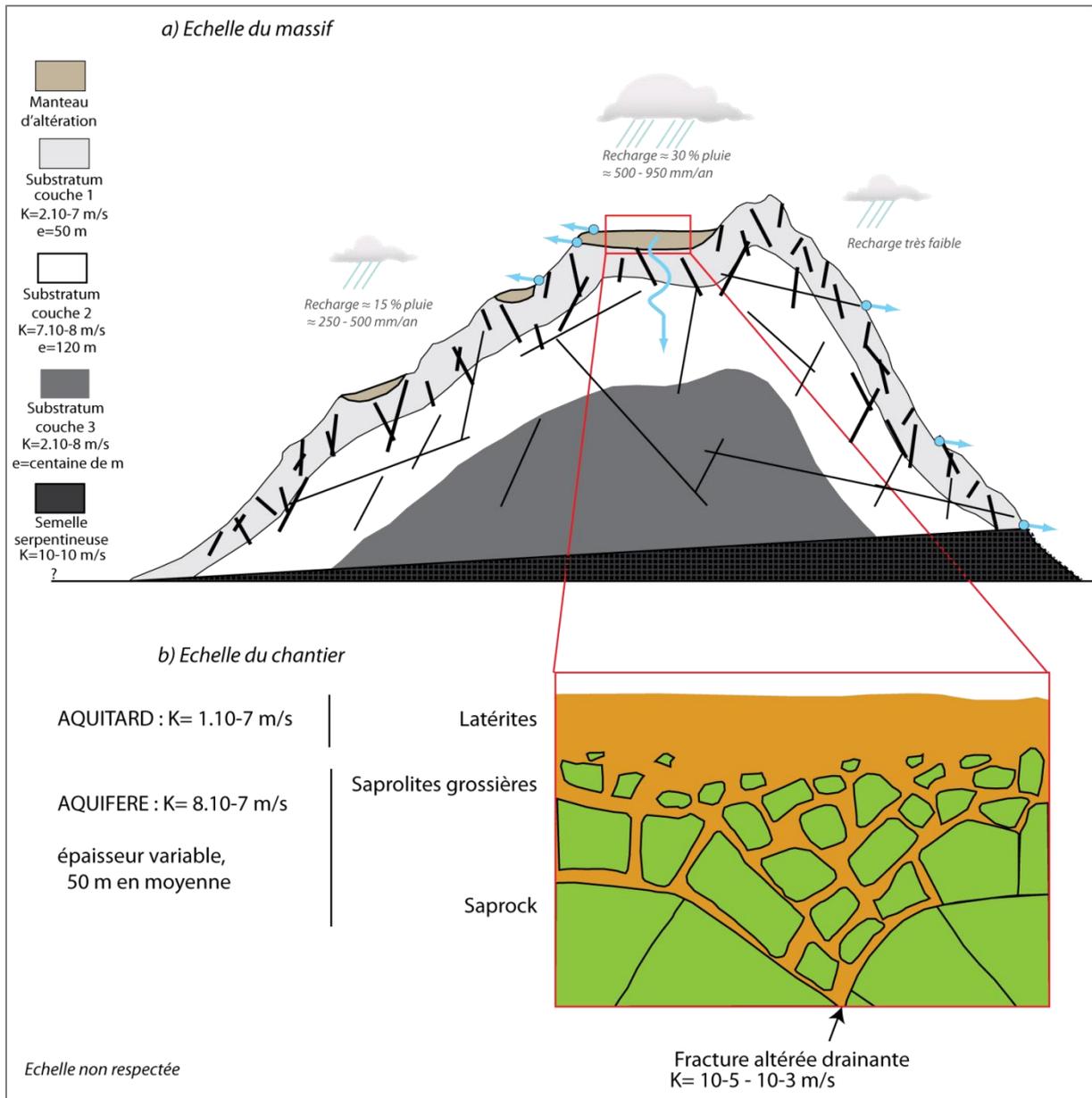


Figure 149 : Modèle de fonctionnement hydrogéologique des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie : a) à l'échelle du massif, b) à l'échelle du chantier.

3 Perspectives pour l'étude de l'hydrosystème de socle

Ce travail de thèse a apporté de nouvelles données et une meilleure connaissance de la fracturation, de la structure et du fonctionnement hydrogéologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Au terme de ce travail, il est possible d'affirmer que les péridotites présentent les caractéristiques d'un aquifère de socle en milieu tropical : un aquitard dans les altérites évoluées, au-dessus de l'aquifère développé dans les saprolites grossières et le saprock, et enfin une conductivité hydraulique qui décroît dans le socle avec la profondeur.

La Figure 150 présente l'hydrosystème des péridotites défini précédemment au sein des aquifères de socle. Les terminologies rencontrées dans le cas général et dans le cas des granites sont présentées, et mises en regard avec la terminologie minière calédonienne.

Cependant, le contexte géodynamique particulier de ces massifs miniers associé à l'obduction de l'ophiolite et la mise en place d'une semelle imperméable de serpentine conduit à des structures particulières dans le socle. Ainsi, la description du réseau fracturé à plusieurs échelles met en évidence une forte densité de fractures qui est homogène à l'échelle des forages et des affleurements étudiés. Cette fracturation « primaire » apparaît constante avec la profondeur et est observée sur au moins deux massifs dont la morphologie est très différente aujourd'hui. Notre analyse nous permet d'affirmer que la pré-structuration des péridotites guide l'altération et que cette pré-structuration résulte du réseau serpentineux à l'échelle décimétrique.

De plus, si les fractures portent localement la perméabilité avec des valeurs associées aux structures altérées de l'ordre de 10^{-5} m/s jusque très localement 10^{-3} m/s, le système dans son ensemble est peu perméable. La valeur moyenne des conductivités hydrauliques entre l'horizon altéré (aquitard) et l'horizon saprolites grossières – saprock diffère d'à peine un facteur 10 avec respectivement la valeur de $1 \cdot 10^{-7}$ et $8 \cdot 10^{-7}$ m/s.

Enfin, la décroissance de la perméabilité avec la profondeur traduit, comme dans tous les aquifères de socle, la perte de connectivité du réseau fracturé qui s'explique surtout par l'augmentation de la contrainte lithostatique. En revanche, la particularité des péridotites repose sur le développement d'instabilités de dissolution résultant de la mise en solution des silicates constitutifs des péridotites. Localement, dans le contexte de massifs perchés avec un fort gradient d'altitude, celles-ci peuvent aboutir à l'activation de processus pseudo-karstiques à travers le substratum profond.

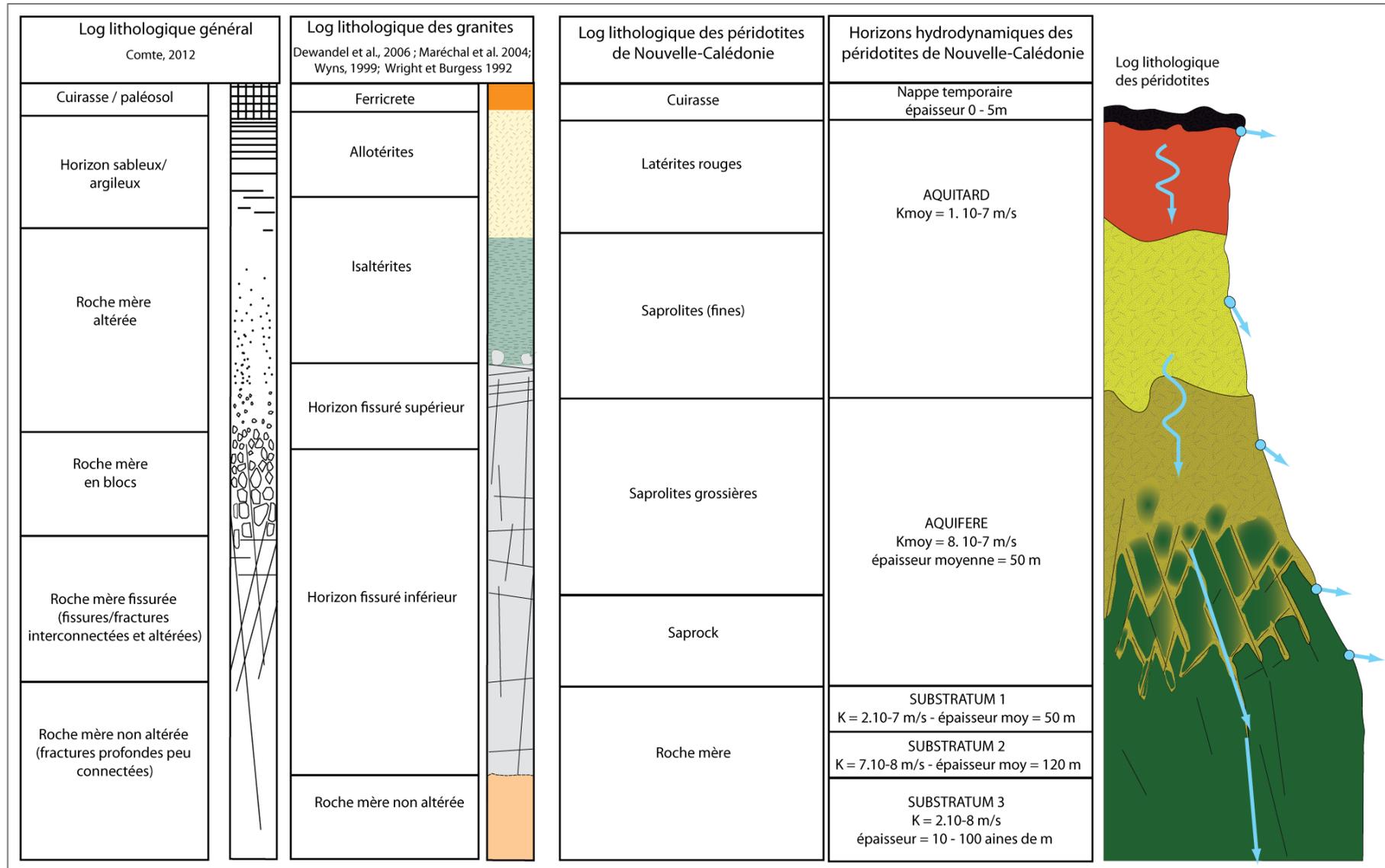


Figure 150 : Profil lithologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie mis en regard avec les aquifères de socle « classiques ».

Pour conclure, ce travail s'est appuyé sur l'utilisation conjointe de nombreuses méthodes d'investigation et d'analyse dont la synthèse a permis de caractériser l'hydrosystème et améliorer la connaissance du fonctionnement hydrogéologique des péridotites. Pourtant, certaines approches initiées dans le cadre de ce travail méritent d'être développées et pourraient contribuer à préciser les questions soulevées au cours de cette étude.

Tout d'abord, les hétérogénéités de l'hydrosystème ont été localement observées et les résultats des premiers essais de datation ont montré des temps de résidence moyen très différents, de quelques années à plus de cent cinquante ans, au sein d'un même secteur, pour des contextes similaires. Ces premiers essais montrent l'intérêt de la datation à l'aide du tritium pour évaluer les zones drainantes. Sur certains secteurs un autre traceur pourrait être utilisé pour dater les eaux au-delà de la limite d'utilisation du tritium, pour des temps de résidence supérieurs à 150 ans. À l'inverse, sur les secteurs fortement drainés et perméables, l'usage des gaz à effet de serre (CFC et SF6) pourraient apporter des résultats significatifs. Les essais préliminaires réalisés sur le site de Goro ont pu valider et préciser localement les temps de transfert rapides observés par la datation au tritium.

Par ailleurs, cette étude a montré les incertitudes liées au paramètre d'entrée de l'hydrosystème que constitue la recharge de l'aquifère. L'hydrosystème est considéré dans sa globalité et le rôle de la cuirasse n'est pas intégré dans ce travail, faute de données. Ce niveau, présent uniquement sur les zones de replat, participe aux écoulements superficiels et hypodermiques, avec une dynamique qu'il reste à évaluer, en particulier pour valider les modèles de gestion de la ressource. La perspective de modèles couplés surface-souterrain doit être envisagée.

Enfin, si la structure de l'hydrosystème est marquée à grande échelle par les directions régionales N130-140 et N40-50 observées à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie, les fractures drainantes restent difficiles à localiser à plus petite échelle. Des essais de modélisation de réseau de fractures drainantes ont été réalisés à l'échelle hectométrique et ont montré qu'un milieu anisotrope portant la perméabilité ne percole pas ; des modélisations itératives pourraient permettre de discuter de la distribution de ces fractures drainantes. Par ailleurs, la géophysique semble un outil intéressant pour cartographier ces structures. Enfin, la connaissance du champ de contraintes tectoniques actuelles doit pouvoir apporter des informations importantes pour expliquer les écoulements actuels à composante karstique, comme par exemple ceux observés dans le Massif du Sud selon la direction NS.

Bibliographie

- A2EP Roche. 2012. Synthèse sur la qualité des eaux souterraines et superficielles - Secteur de Goro - Vale NC - Doc 0438/12/NC-rev00 37pp.
- A2EP Roche. 2013. Secteur du Camp de la Géologie - Investigations hydrogéologiques par réalisation d'un forage profond et de tests par pompage - Document 0884/13/O/HG. Vale NC.
- A2EP Roche. 2014a. Synthèse hydrogéologique 2011 - 2013. Rapport intermédiaire. Site de Goro - Vale NC 118 p
- A2EP Roche. 2014b. Synthèse des observations piézométriques - Secteur de Goro - Analyses complémentaires pour la période 2011 à 2013 - Document 0497/14/MRO - Vale NC
- A2EP Roche. 2014c. Analyse approfondie de la qualité des eaux souterraines et superficielles - zone de Goro - Vale NC - Doc 0413/12/NC - rev0A.
- Abbey E., Webster J.M., et Beaman R.J. 2011. Geomorphology of submerged reefs on the shelf edge of the Great Barrier Reef: The influence of oscillating Pleistocene sea-levels. *Marine Geology* 288 no. 1-4: 61-78.
- Adams C.J., Cluzel D., et Griffin W.L. 2009. Detrital-zircon ages and geochemistry of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes and their cover rocks in New Caledonia, and provenances at the Eastern Gondwanaland margin. *Australian Journal of Earth Sciences* 56 no. 8: 1023-1047.
- Adler P.M., Thovert J.-F., et Mourzenko V.V. 2013. *Fractured Porous Media*: Oxford University Press.
- AFNOR. 2012. Reconnaissance et essais géotechniques - Essais géohydrauliques - Partie 2: Essais de perméabilité à l'eau dans un forage en tube ouvert., vol. NF EN ISO 22282-2.
- Aitchison J., Clarke G., Meffre S., et Cluzel D. 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. *Geology* 23 no. 2: 161-164.
- Allenbach M. 2015a. Volume 1 - Rapport de synthèse. Programme "Fonctionnement des petits bassins versants miniers". CNRT "Nickel & son environnement". 55 p.
- Allenbach M. 2015b. Volume 2 - Annexes : Rapports thématiques. Programme "Fonctionnement des petits bassins versants miniers". CNRT "Nickel & son environnement". 55 p
- Audouin O., et Bodin J. 2007. Analysis of slug-tests with high-frequency oscillations. *Journal of Hydrology* 334: 282-289.
- Avias J. 1958. Phénomènes karstiques en Nouvelle-Calédonie. Association internationale des hydrologues. . In *Congrès de Liège*, 7 p. . Liège.
- Avias J. 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. *Tectonophysics* 4 no. 4: 531-541.
- Avias J. 1969. Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. *CR Acad. Sc. Paris* 268: 244-246.
- Avias J. 1978. Rôle de l'hydrogéologie dans la genèse, le déplacement et la destruction des gîtes nickélifères altéritiques riches, d'après l'exemple de la Nouvelle-Calédonie et des îles Philippines. In

International symposium on implications of hydrogeology to other earth sciences. Montpellier: C.E.R.G.H.

Bailly L., Ambrosi J.P., Barbarand J., Beauvais A., Cluzel D., Lerouge C., Prognon C., Quesnel F., Ramanaidou E., Ricordel-Prognon C., Ruffet G., Sevin B., Wells M., et Yans J. 2014. Projet NICKAL : Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni. 402 p.

Baldwin S.L., Rawling T., et Fitzgerald P.G. 2007. Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific. *Geological Society of America Special Papers* 419: 117-134.

Beauvais A., Parisot J.-C., et Savin C. 2007. Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment. *Geomorphology* 83: 13 p.

Black P., et Brothers R. 1977. Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65 no. 1: 69-78.

Bles J.-L., et Feuga B. 1981. *La fracturation des roches - Notions de mécanique des roches - Les fractures naturelles : observation et interprétation*.

Blomqvist R.G. 1990. Deep groundwater in the crystalline basement in Finland, with implications for waste disposal studies. In *Geologiska Foereningen i Stockhlo m Foerhandlingar*, vol. 112(4), 369-374.

Bodelle J., et Margat J. 1980. *L'eau souterraine en France (Ground Water in France, in French)*. Paris: Masson.

Bogdanov I., Huaman D., Thovert J.-F., Genthon P., et Adler P.M. 2011. Tectonic stresses seaward of an aseismic ridge—Trench collision zone. A remote sensing approach on the Loyalty Islands, SW Pacific. *Tectonophysics* 499 no. 1–4: 77-91.

Bourdet D., Whittle T., Douglas A., et Pirard Y. 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196 no. 6: 95-106.

Bourdet D., Ayoub J., et Pirard Y. 1989. Use of pressure derivative in well test interpretation. *SPE Formation Evaluation* 4 no. 02: 293-302.

Bouwer H., et Rice R.C. 1976. A Slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Res.* 12 no. 3: 423-428.

Bradshaw J., Andrews P., et Adams C. 1981. Carboniferous to Cretaceous on the Pacific margin of Gondwana: the Rangitata phase of New Zealand. *Gondwana five*: 217-221.

Bruni J., Canepa M., Chiodini G., Cioni R., Cipolli F., Longinelli A., Marini L., Ottonello G., et Zuccolini M. 2002. Irreversible water-rock mass transfer accompanying the generation of the neutral, Mg-HCO₃ and high-pH, Ca-OH spring waters of the Genova province, Italy. *Applied Geochemistry* 17: p. 455-474.

Cabioch G., Recy J., Jouannic C., et Turpin L. 1996. Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 167 no. 6: 729-742.

Camus H., Leveueur D., et Bart F. 2015. Structuration karstique des aquifères dans les massifs ophiolitiques de Nouvelle-Calédonie. In *Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles*. La Roche-sur-Yon.

- Carbonié A. 2016. Importance du contrôle structural sur la mise en place des gisements latéritiques nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Modélisation de la fosse ABC à Nakéty. Stage 2A ENSG - SGNC/DIMENC 17 p.
- Cathelineau M., Myagkiy A., Quesnel B., Boiron M.-C., Gautier P., Boulvais P., Ulrich M., Truche L., Golfier F., et Drouillet M. 2016. Multistage crack seal vein and hydrothermal Ni enrichment in serpentinized ultramafic rocks (Koniambo massif, New Caledonia). *Mineralium Deposita*: 1-16.
- Chardon D., et Chevillotte V. 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. *Tectonophysics* 420 no. 3: 473-491.
- Chavagnac V., Monnin C., Ceuleneer G., Boulart C., et Hoareau G. 2013. Characterization of hyperalkaline fluids produced by low-temperature serpentinization of mantle peridotites in the Oman and Ligurian ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14 no. 7: 2496-2522.
- Chevillotte V., Chardon D., Beauvais A., Maurizot P., et Colin F. 2006. Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology* 81 no. 3-4: 361-375.
- Chilton P.J., et Smith-Carington A.K. 1984. Characteristics of the weathered basement aquifer in Malawi in relation to rural water supplies. In *Challenges in African Hydrology and Water Resources, proc. Harare Symposium*, 57-72.
- Chilton P.J., et Foster S.S.D. 1995. Hydrogeological characterization and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology journal* 3(1): 36-49.
- Cho M., Ha K.-M., Choi Y.-S., Kee P., Lachassagne P., et Wyns R. 2003. Relationship between the permeability of hard-rock aquifers and their weathered cover based on geological and hydrogeological observation in South Korea. In *IAH Conference on "Groundwater in fractured rocks"*. Prague.
- Cluzel D., Clarke G., et Aitchison J. 1995. Northern New Caledonia high pressure metamorphic core complex from continental subduction to extensional exhumation. In *Pacrim Congress 1995, Exploring the Rim, Australian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series*, vol. 9, 129-134.
- Cluzel D., Chiron D., et Courme M.-D. 1998. Discordance de l'Eocene supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 327 no. 7: 485-491.
- Cluzel D., Aitchison J.C., et Picard C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* 340 no. 1/2: 23-59.
- Cluzel D., et Meffre S. 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest): un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U • Pb sur les zircons détritiques. *Comptes Rendus Geoscience* 334 no. 11: 867-874.
- Cluzel D., Bosch D., Paquette J.L., Lemennicier Y., Montjoie P., et Ménot R.P. 2005. Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off. *Island Arc* 14 no. 3: 254-271.
- Cluzel D., Meffre S., Maurizot P., et Crawford A.J. 2006. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova* 18 no. 6: 395-402.

- Cluzel D., Adams C.J., Maurizot P., et Meffre S. 2011. Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. *Tectonophysics* 501 no. 1-4: 17-27.
- Cluzel D., Jourdan F., Meffre S., Maurizot P., et Lesimple S. 2012a. The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge. *Tectonics* 31 no. 3: 18 p.
- Cluzel D., Maurizot P., Collot J., et Sevin B. 2012b. An outline of the geology of New Caledonia; from Permian-Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 32 no. 1: 72.
- Collot J.-Y., Malahoff A., Récy J., Latham G., et Missègue F. 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. *Tectonics* 6 no. 3: 215-232.
- Collot J.-Y., Rigolot P., et Missegue F. 1988. Geologic structure of the northern New Caledonia Ridge, as inferred from magnetic and gravity anomalies. *Tectonics* 7 no. 5: 991-1013.
- Compaore G., Lachassagne P., Pointet T., et Travi Y. 1997. Evaluation du stock d'eau des altérites. Expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina-Faso). In *Rabat IASH Conference*, vol. 241, 37-46. IASH.
- Comte J.-C., Cassidy R., Nitsche J., Ofterdinger U., Pilatova K., et Flynn R. 2012. The typology of Irish hard-rock aquifers based on an integrated hydrogeological and geophysical approach. *Hydrogeology Journal* 20 no. 8: 1569-1588.
- Cooper H.H., Bredehoeft J.D., et Papadopoulos I.S. 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research* 3 no. 1: 263-269.
- Costis C. 2004. Caractérisation des circulations d'eau souterraine sur les massifs miniers de Nouvelle-Calédonie : exemple du massif de Tiébaghi. Université de la Réunion - IRD UR37 - SLN 21p.
- Coudray J. 1977. The main events of the sedimentary and structural history of New Caledonia from the Oligocene to the present day. In *International Symposium on Geodynamics in the South West Pacific, Editions Technip, Paris*, 217-228.
- Courtois N., Lachassagne P., Wyns R., Blanchin R., Bougairé F.D., Somé S., et Tapsoba A. 2010. Large-Scale Mapping of Hard-Rock Aquifer Properties Applied to Burkina Faso. *Ground Water* 48 no. 2: 269-283.
- Courtot L. 2016. Caractérisation géochimique des eaux des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Rapport M1 Univ. Montpellier-SGNC/DIMENC - 24 pp.
- Craig H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133 no. 3467: 1833-1834.
- Crawford W.C., Hildebrand J.A., Dorman L.M., Webb S.C., et Wiens D.A. 2003. Tonga Ridge and Lau Basin crustal structure from seismic refraction data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 108 no. B4.
- Dalvi A.D., Bacon W.G., et Osborne R.C. 2004. The past and the future of nickel laterites. In *PDAC 2004 International Convention, Trade Show & Investors Exchange*, 1-27. Toronto: The prospectors and Developers Association of Canada.

- Davis W.M. 1925. Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. In *Annales de Géographie*, 244-269. JSTOR.
- de Boer B., van de Wal R.S.W., Lourens L.J., et Bintanja R. 2012. Transient nature of the Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 335–336: 4-11.
- Deere D., et Patton F. 1971. Slope stability in residual soils. In *Proceedings of the 4th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico*, vol. 1, 87-110.
- Deruyck B., Ehlig-Economides C., et Joseph J. 1992. Testing design and analysis. *Oilfield Review* 4 no. 2: 28-45.
- Detay M., Poyet P., Emsellem Y., Bernardi A., et Aubrac G. 1989. Development of the saprolite reservoir and its state of saturation: influence on the hydrodynamic characteristics of drillings in crystalline basement (in French). *Comptes-Rendus Académie des Sciences Paris II* 309: 429-436.
- Dewandel B. 2002. Structure et fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère discontinu: l'ophiolite d'Oman. Thèse de doctorat - Université Montpellier II, ISTEEM Publication.
- Dewandel B., Boudier F., Kern H., Warsi W., et Mainprice D. 2003a. Seismic wave velocity and anisotropy of serpentinized peridotite in the Oman ophiolite. *Tectonophysics* 370 no. 1: 77-94.
- Dewandel B., Lachassagne P., Bakalowicz M., Wengh P., et Al-Malki A. 2003b. Evaluation of Aquifer geometry using recession hydrographs analysis. *Journal of Hydrology* 274: 248-269.
- Dewandel B., Lachassagne P., et Qattan A. 2004. Spatial measurements of stream baseflow, a relevant methodology for aquifer characterisation and permeability evaluation. Application to a Hard-rock aquifer, the Oman ophiolite. *Hydrological Processes* 18: 3391-3400.
- Dewandel B., Lachassagne P., Bourdier F., Al-Hattali S., Ladouche B., Pinault J.-L., et Al-Suleimani Z. 2005. A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeology journal* 13: 708-726.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.-C., et Krishnamurthy N.S. 2006. A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* 330: 260-284.
- Dewandel B., Perrin J., Ahmed S., Aulong S., Hrkal Z., Lachassagne P., Samad M., Massuel S., et Mukherji A. 2008. Management of the groundwater resources in semi-arid hard rock regions under variable water demand and climatic conditions: development of a Decision Support Tool. In *Groundwater & Climate in Africa International Conference*. Kampala, Uganda.
- Dewandel B., Perrin J., Ahmed S., Aulong S., Hrkal Z., Lachassagne P., Samad M., et Massuel S. 2009. Development of a Decision Support Tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions under variable water demand and climatic conditions. *Hydrological Sciences Journal Sp. Issue, Groundwater & Climate in Africa*
- Dewandel B., Lachassagne P., Zaidi F.K., et Chandra S. 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology* 405 no. 3: 474-487.
- Dewandel B., Jeanpert J., Ladouche B., Join J.-L., et Maréchal J.-C. 2017. Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. *Journal of Hydrology* 550: 118-129.

- Dewolf Y., et Bourrié G. 2007. *Les formations superficielles : genèse, typologie, classification. Paysages et environnements. Ressources et risques*: Ellipses.
- Diersh H.-J.G. 2014. *FEFLOW - Finite Element modeling of Flow, mass and heat transport in porous and fractured media.* : Springer.
- Dörfliger N., et Plagnes V. 2009. Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin. 105 p.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D., Ona-Nguema G., et Brown G.E. 2012. Ni speciation in a New Caledonian lateritic regolith: A quantitative X-ray absorption spectroscopy investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 95: 119-133.
- Dubois G., et Join J.-L. 2007. Système hydrogéologique du secteur de Dome sur le massif de Tiébaghi. Geophysical - IRD - SLN, 34 p.
- Dubois J., Launay J., et Recy J. 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics* 24 no. 1: 133-150.
- E.M.R. 2011. Réalisation de traçages à la fluorescéine au niveau des secteurs Entonnoir - Cascade et Gouffre - Captage (avril 2011). Vale NC. 45 p.
- Eggler D.H., Larson E.E., et Bradley W.C. 1969. Granites, gneisses and the Sherman erosion surface, Southern Laramie Range, Colorado, Wyoming. *Am. Journ. of Sciences* 267: 510-522.
- Eissen J.-P., Crawford A.J., Cotten J., Meffre S., Bellon H., et Delaune M. 1998. Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia. *Tectonophysics* 284 no. 3: 203-219.
- Folcher N., Sevin B., Quesnel F., Lignier V., Allenbach M., Maurizot P., et Cluzel D. 2015. Neogene terrestrial sediments: a record of the post-obduction history of New Caledonia. *Australian Journal of Earth Sciences* 62 no. 4: 479-492.
- Foucault A., et Raoult J.-F. 2003. Dictionnaire de géologie - 5ème édition. Dunod.
- Freyssinet P., Butt C.R.M., Morris R.C., et Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* 1: 681-722.
- Frost R., Evans K., Swapp S., Beard J., et Mothersole F. 2013. The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Lithos* 178: 24-39.
- Frysou O. 2008. Caractérisation des régimes d'étiage en Nouvelle-Calédonie. Rapport de synthèse. DAVAR-ORE 28.
- Fuenzalida J.L. 2015. Effets d'échelle dans les propriétés de transport des péridotites fracturées de Nouvelle-Calédonie - Rapport de stage de Master 2. IRD - Université HydroSciences Montpellier 47 p.
- Gaina C., Müller R., Roest W., et Symonds P. 1998. The opening of the Tasman Sea: a gravity anomaly animation. *Earth Interactions* 2 no. 4: 1-23.
- Gallois J. 2015. Caractérisation de la perméabilité des péridotites du site de Goro – Massif du Sud de Nouvelle-Calédonie - Stage L3 Univ. Avignon / SGNC-DIMENC 51 p.
- Gargini A., De Nardo M.T., Piccinini L., Segadelli S., et Vincenzi V. 2014. Spring discharge and groundwater flow systems in sedimentary and ophiolitic hard rock aquifers: experiences from Northern Apennines (Italy). *Fractured rock hydrogeology, CRC, Boca Raton, FL*: 129-146.

- Genna A., Bailly L., Lafoy Y., et Augé T. 2005a. Les karsts latéritiques de Nouvelle-Calédonie. *Karstologia* 45-46: 19-28.
- Genna A., Maurizot P., Lafoy Y., et Augé T. 2005b. Contrôle karstique de minéralisations nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *Comptes-Rendus Géoscience* 337: 367-374.
- Genthon P., Join J.-L., et Jeanpert J. 2017. Differential weathering in ultramafic rocks of New Caledonia: The role of infiltration instability. *Journal of Hydrology* 550: 268-278.
- GeolImpact. 2011. Amélioration de la connaissance du fond géochimique des eaux des massifs de péridotites - Prélèvements d'eau de surface - Plateau de Tia/Pouembout - SGNC- DocA11-124 51p.
- Geophysical. 2012. Campagne de tomographie électrique 2D sur le massif de Koniambo: résultats et interprétations. Rapport Final. KNS 29 p.
- Geophysical. 2013. Seconde campagne de tomographie électrique 2D sur le massif de Koniambo: applications hydrogéologiques. KNS 56 p.
- Geophysical. 2014. Campagne de tomographie électrique 2D pour la mise en place de la verse Confiance - Massif de Koniambo. KNS 37 p.
- Golder Associates. 2002a. Factual Information East Overburden Dump Area Geotechnical Investigations - Doc B-535 - v4. Goro Nickel Project.
- Golder Associates. 2002b. Factual Information - East Kwe Tailings Area - Geotechnical Investigations - Goro Nickel Project - New Caledonia - Doc B-357 510 p.
- Golder Associates. 2005a. Hydrogeological investigation of the Koniambo massif - Koniambo project - Koniambo, New Caledonia - 4525-03639012-4502-Rev0 47 p.
- Golder Associates. 2005b. Geotechnical and Hydrogeological Studies of the West Kwe Residue Storage Facility - 474-03639030-Rev0 - Goro Nickel Project New Caledonia.
- Golder Associates. 2007a. Ground water monitoring - Koniambo massif - Koniambo Nickel Project - New Caledonia - 720-05639015-5090 Rev0.
- Golder Associates. 2007b. Surface Water Data Aquisition Program - 2006 collected data - Koniambo Nickel Mine, New Caledonia - 730-05639015-5240 (Rev0) 200 p.
- Golder Associates. 2008. Long term pumping test West Kwe Residue Storage Facility - 1326-03639030-Rev0- Goro Nickel Project - New Caledonia 21 p.
- Golder Associates. 2014. Effets du développement de la mine de Tiébaghi sur la ressource en eau souterraine - 137306007-001-R-Rev0 - SLN
- Goldich S.S. 1938. A study in rock-weathering. *The Journal of Geology* 46 no. 1: 17-58.
- Goro Nickel. 2007. Contexte géologique et hydrogéologique du parc à résidus miniers de la Kué Ouest. 47 p.
- Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie. 2009. *Le schéma de mise en valeur des richesses minières de la Nouvelle-Calédonie.*
- Gringarten A.C., Ramey Jr H.J., et Raghavan R. 1974. Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single infinite-conductivity vertical fracture. *Society of Petroleum Engineers Journal* 14 no. 04: 347-360.

- Grossiord S. 2012. Hydrogéologie minière - Création d'une base de données hydrodynamiques et analyse exploratoire de l'hydrogéologie des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Stage de fin d'études SGNC/DIMENC - AgroParisTech/ENGREF 57 p.
- Gustafson G., et Krásný J. 1994. Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. *Applied hydrogeology* 2: 64-75.
- Haitjema H.M., et Mitchell-Bruker S. 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground water* 43 no. 6: 781-786.
- Hantush M.S. 1961. Aquifer tests on partially penetrating wells. *Journal of the Hydraulics Division* 87 no. 5: 171-195.
- Hope G., et Pask J. 1998. Tropical vegetational change in the late Pleistocene of New Caledonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 142 no. 1: 1-21.
- Houston J.F.T., et Lewis R.T. 1988. The Victoria Province drought relief project, II. Borehole yield relationships. *Ground Water* 26(4): 418-426.
- Howard K., Hughes D.L., Charlesworth D., et Ngobi G. 1992. Hydrogeologic evaluation of fracture permeability in crystalline basement aquifers of Uganda. *Applied hydrogeology* 1: 55-65.
- Hunt B., et Scott D. 2007. Flow to a well in a two-aquifer system. *Journal of Hydrologic Engineering* 12 no. 2: 146-155.
- Hvorslev J.M. 1951. Time lag and soil permeability in groundwater observations. In *U.S. Corps of Eng.*, vol. 36, 50 p. Vicksburg, Mississippi.
- Jaffré T., Latham M., et Quantin P. 1971. Les sols des massifs miniers de Nouvelle-Calédonie et leur relation avec la végétation. 26 p. + annexes.
- Jeanpert J. 2010. Hydrogéologie des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Bilan des connaissances et hypothèses de travail. SGNC/DIMENC 49p.
- Jeanpert J., et Maurizot P. 2012. Essai de quantification de la structuration et de la dissolution associée dans les péridotites - Compte-rendu de la mission de terrain dans le secteur de Goro (Massif du Sud) - Projet CNRT HYPERK. SGNC - BRGM.
- Jeanpert J., et Dewandel B. 2013. Analyse préliminaire des données hydrogéologiques du massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie - SGNC/DIMENC. BRGM/RP-61765-FR 95 p., 38 fig., 7 tabl., 2 ann.
- Jeanpert J., Lesimple S., Sevin B., Maurizot P., Robineau B., Maréchal J.-C., et Dewandel B. 2015. Exploration des galeries Chromical - Massif de Tiébaghi. Observations géologiques et hydrogéologiques à l'intérieur d'un massif de péridotites. SGNC/DIMENC 35 p.
- Jeanpert J., Genthon P., Maurizot P., Folio J.L., Vendé-Leclerc M., Serino J., Join J.L., et Iseppi M. 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1854-1868.
- Jeanpert J., et Maréchal J.-C. en cours. Modélisation numérique préliminaire de l'hydrogéologie des péridotites de Nouvelle-Calédonie. BRGM/RP-66275-FR.
- Join J.-L., Robineau B., Ambrosi J.-P., Costis C., et Colin F. 2005. Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. *Comptes-Rendus Géoscience* 337: 9.

- Join J.-L., Verdier M., et Jeanpert J. 2014. L'influence du cadre hydrogéologique sur l'hydraulicité des petits bassins versants miniers. Rapport CNRT. 40 p.
- Jurgens B.C., Böhlke J.K., et Eberts S.M. 2012. Tracer LPM (Version 1): An Exce(R) workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data : U.S. Geological Techniques and Methods Report. 60 p
- Kamp G. 1976. Determining aquifer transmissivity by means of well response tests: The underdamped case. *Water Resources Research* 12 no. 1: 71-77.
- Kelemen P.B., et Matter J. 2008. In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage. *Proceedings of the National Academy of Sciences*.
- Kelemen P.B., Matter J., Streit E.E., Rudge J.F., Curry W.B., et Blusztajn J. 2011. Rates and mechanisms of mineral carbonation in peridotite: natural processes and recipes for enhanced, in situ CO₂ capture and storage. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39: 545-576.
- Krasny J., Sharp J.M., et Troege U. 2014. Chapter 1 : IAH Commission on Hardrock Hydrogeology (HyRoC): Past and present activities, future and possibilities. In *Fractured Rock Hydrogeology*, ed. J. M. Sharp. CRC Press.
- Kuusela-Lahtinen A., Niemi A., et Luukkonen A. 2003. Flow dimension as an indicator of hydraulic behaviour in site characterization of fractured rock. *Ground Water* 41(3): 333-341.
- L'Huillier L., Jaffré T., et Wulff A. 2010. Mines et Environnement en Nouvelle-Calédonie : les milieux sur substrats ultramafiques et leur restauration. In *IAC Editions*, 412 p. Nouméa.
- Lachassagne P., Wyns R., Bérard P., Bruel T., Chéry L., Coutand T., Desprats J.-F., et Le Strat P. 2001. Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water* 39(4): 568-581.
- Lachassagne P., Wyns R., et Dewandel B. 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23 no. 3: 145-161.
- Lachassagne P., Dewandel B., et Wyns R. 2014. Chapter 2 : The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications. In *Fractured Rock Hydrogeology*, ed. J. M. Sharp. CRC Press.
- Lagabrielle Y., Maurizot P., Lafoy Y., Cabioch G., Pelletier B., Régnier M., Wabete I., et Calmant S. 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics* 403: 1-28.
- Lagabrielle Y., et Chauvet A. 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179 no. 3: 315-329.
- Lagabrielle Y., Chauvet A., Ulrich M., et Guillot S. 2013. Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: The New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? *Bulletin de la Société Géologique de France* 184 no. 6: 545-556.
- Laganier R. 1994. Contribution à l'étude des processus d'érosion et des risques naturels dans les îles du Sud-Ouest Pacifique (Nouvelle-Calédonie et Iles Salomon), Géographie, Université des Sciences et Technologies de Lille-Flandres-Artois.
- Lahondère D. 2012. Atlas des occurrences et des types de fibre d'amiante sur mine. Rapport BRGM/RP-61426-FR, Rapport final. 128 p.

- Latham M. 1986. *Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie: genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé*: IRD Editions.
- Lebon D., Cazé N., Peltier J., et Hmae Y. 2015. Bilan de 25 années de prospection des aquifères de socle en Nouvelle-Calédonie. In *Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles*. La Roche-sur-Yon.
- Ledger E.B., et Rowe M.W. 1980. Release of uranium from granitic rocks during in situ weathering and initial erosion (central Texas). *Chemical Geology* 29: 227-278.
- Ledoux E., Cojean R., et Schmitt J.-M. 2007. Expertise sur le projet de stockage des résidus solides dans la vallée de la Kué Ouest de l'usine de Goro Nickel. Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris Rapport technique n° R070731ELED.
- Leguéré J. 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, Université des sciences et techniques du Languedoc.
- Lei S. 1999. An analytical solution for steady flow into a tunnel. *Ground Water* 37 no. 1: 23-26.
- Leou Tham O. 2005. Etude pour la paramétrisation optimale du modèle AURELHY en Nouvelle-Calédonie. Météo France 14 p.
- Leray S. 2012. Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau-Apport des données d'"âge" de l'eau. Thèse de doctorat Université Rennes 1.
- Leveinen J., E. , Rönkä J.T., et Karro E. 1998. Fractional flow dimensions and hydraulic properties of a fracture-zone aquifer, Leppävirta, Finland. *Hydrogeology journal* 6: 327-340.
- Maignien R. 1966. Review of Research in Laterites.
- Marcaillou C. 2011. Serpentinisation et production d'hydrogène en contexte de dorsale lente: approche expérimentale et numérique. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble.
- Maréchal J.-C., Wyns R., Lachassagne P., Subrahmanyam K., et Touchard F. 2003. Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle: concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *Comptes-Rendus de Géoscience* 335: 451-460.
- Maréchal J.-C., Dewandel B., et Subrahmanyam K. 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research* 40 no. W11508.
- Maréchal J.C., Dewandel B., Ahmed S., et Galéazzi L. 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 329 no. 1-2: 281-293.
- Marsh N. 2004. River Analysis Package - User Guide. Catchment modelling toolkit.
- Mattauer M. 1967. Introduction à la microtectonique. *Science Progrès, La Nature* no. 3383: 81-89.
- Matter J.M., Waber H., Loew S., et Matter A. 2006. Recharge areas and geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer system in the Sultanate of Oman. *Hydrogeology Journal* 14 no. 1-2: 203-224.
- Maurizot P., Lafoy Y., et Poupée M. 2002. Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie, zone de Goro.

- Maurizot P., Lafoy Y., et Vendé-Leclerc M. 2004. Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie - zone de Prony.
- Maurizot P., et Vendé-Leclerc M. 2009. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/500 000, ed. è. édition. Direction de l'Industrie des Mines et de l'Energie - Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie.
- Maurizot P. 2013. Palaeocene age for the Adio Limestone, New Caledonia: stratigraphic and regional context. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 56 no. 1: 16-26.
- Maurizot P., et Cluzel D. 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 57 no. 3: 300-311.
- Maurizot P., Cabioch G., Fournier F., Leonide P., Sebih S., Rouillard P., Montaggioni L., Collot J., Martin-Garin B., et Chaproniere G. 2016. Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). *Sedimentary Geology* 331: 42-62.
- Maurizot P., Sevin B., Lesimple S., Bailly L., Iseppi M., et Robineau B. accepté. Chapter 10 - Mineral resources and prospectivity of the ultramafic rocks of New-Caledonia. In *New Caledonia - Geology, geodynamic evolution, and mineral resources*, ed. N. Mortimer. Geological Society, London Memoirs.
- Meffre S. 1995. *The development of island arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia*: University of Sydney.
- Météo France. 2007. Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie. Météo France 128 p.
- MICA Environnement NC. 2009. Déclaration d'ouverture de travaux miniers : état initial - Etude hydrogéologique - Société Le Nickel-SLN - Centre minier de Tiébaghi, Site Dôme.
- Moench A.F. 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* 20 no. 7: 831-846.
- Morrill P.L., Kuenen J.G., Johnson O.J., Suzuki S., Rietze A., Sessions A., Fogel M., et Nealson K.H. 2013. Geochemistry and geobiology of a present-day serpentinization site in California : The Cedars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 109: 222-240.
- Mortimer N., Davey F., Melhuish A., Yu J., et Godfrey N. 2002. Geological interpretation of a deep seismic reflection profile across the Eastern Province and Median Batholith, New Zealand: crustal architecture of an extended Phanerozoic convergent orogen. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 45 no. 3: 349-363.
- Mortimer N., Campbell H.J., Tulloch A.J., King P.R., Stagpoole V.M., Wood R.A., Rattenbury M.S., Sutherland R., Adams C.J., et Collot J. 2017. Zealandia: Earth's Hidden Continent. *GSA Today* 27 no. 3.
- Motto A. 2013. Analyse comparative des réponses hydro-sédimentaires des petits bassins versants miniers de Nouvelle-Calédonie. CNRT "Nickel et son Environnement". Rapport de stage ENGEES-Université de Strasbourg / UNC / IRSTEA. 94 p.
- Moutte J., et Paris J. 1976. Anatomy and structure of the great southern massif (New Caledonia). In *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Noumea*, 229-234.
- Moutte J., et Paris J.-P. 1977. Observations nouvelles sur le Grand Massif ultramafique du Sud de la Nouvelle-Calédonie. *Bulletin du B.R.G.M.* 2ème série no. Section IV: 43-54.

- Moutte J. 1979. *Le Massif du Tiébaghi, Nouvelle Calédonie, et ses gîtes de chromite*: École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Neal C., et Stanger G. 1985. Past and present serpentinisation of ultramafic rocks; an example from the Semail Ophiolite Nappe of Northern Oman. In *The Chemistry of Weathering*, 249-275. Springer.
- Neves M.A., et Morales N. 2007. Well productivity controlling factors in crystalline terrains of southeastern Brazil. *Hydrogeology Journal* 15 no. 3: 471-482.
- Nicholson K., Maurizot P., Black P., Picard C., Simonetti A., Stewart A., et Alexander A. 2011. Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. *Lithos* 125 no. 1: 659-674.
- Nicod J. 1994. Plateaux karstiques sous couverture en France. *Annales de Géographie* t. 103 no. n°576: p 170-194.
- Nicolini E., Rogers K., et Rakowski D. 2016. Baseline geochemical characterisation of a vulnerable tropical karstic aquifer; Lifou, New Caledonia. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 5: 114-130.
- Nikić Z., Srećković-Batočanin D., Burazer M., Ristić R., Papić P., et Nikolić V. 2013. A conceptual model of mildly alkaline water discharging from the Zlatibor ultramafic massif, western Serbia. *Hydrogeology Journal* 21 no. 5: 1147-1163.
- Orloff O. 1968. Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie). Université de Montpellier.
- Owen R., Maziti A., et Dahlin T. 2007. The relationship between regional stress field, fracture orientation and depth of weathering and implications for groundwater prospecting in crystalline rocks. *Hydrogeology Journal* 15 no. 7: 1231-1238.
- Paquette J.-L., et Cluzel D. 2006. U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. *International Journal of Earth Sciences* 96 no. 4: 613-622.
- Paris J.-P. 1981. *Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse*: BRGM.
- Pelletier B. 2003. Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie. *GEOLOGUES-PARIS*:- 30-37.
- Perotin L. 2014. Caractérisation de la fracturation des péridotites à partir de l'étude des carottes de trois forages profonds du massif du Koniambo. Rapport de stage L3 UNC - SGNC/DIMENC Université de la Nouvelle-Calédonie 43 p.
- Pickens J.F., Grisak G.E., Avis J.D., Belanger D.W., et Thury M. 1987. Analysis and interpretation of borehole hydraulic tests in deep boreholes; principles model development, and applications *Water Resources Res.* 23(7): 1341-1375.
- Ponga J.-C. 2004. Essai de caractérisation du système aquifère du secteur de Trazy par une étude hydrogéologique, massif ultrabasique du Konaimbo, Nouvelle-Calédonie. Rapport de stage KNS - Institut Géologique Albert-de-Lapparent. 59 p.
- Prinzhofer A., Nicolas A., Cassard D., Moutte J., Leblanc M., Paris J.P., et Rabinovitch M. 1980. Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust. *Tectonophysics* 69 no. 1-2: 85-112.
- Prinzhofer A. 1981. Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique: le Massif du Sud (Nouvelle-Calédonie). Thèse de doctorat de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

- Quesnel B., Gautier P., Boulvais P., Cathelineau M., Maurizot P., Cluzel D., Ulrich M., Guillot S., Lesimple S., et Couteau C. 2013. Syn-tectonic, meteoric water-derived carbonation of the New Caledonia peridotite nappe. *Geology* 41 no. 10: 1063-1066.
- Quesnel B. 2015. Altération supergène, circulation des fluides et déformation interne du massif de Koniambo, Nouvelle-Calédonie: implication sur les gisements nickélicifères latéritiques. Thèse de doctorat de l'Université Rennes 1.
- Quesnel B., Boulvais P., Gautier P., Cathelineau M., John C.M., Dierick M., Agrinier P., et Drouillet M. 2016a. Paired stable isotopes (O, C) and clumped isotope thermometry of magnesite and silica veins in the New Caledonia Peridotite Nappe. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 183: 234-249.
- Quesnel B., Gautier P., Cathelineau M., Boulvais P., Couteau C., et Drouillet M. 2016b. The internal deformation of the Peridotite Nappe of New Caledonia: a structural study of serpentine-bearing faults and shear zones in the Koniambo Massif. *Journal of Structural Geology* 85: 51-67.
- Reddy D.V., Sukhija B.S., Nagabhushanam P., Reddy G.K., Kumar D., et Lachassagne P. 2006. Soil gas radon emanometry: A tool for delineation of fractures for groundwater in granitic terrains. *Journal of Hydrology* 326: 186-195.
- Retour O. 2005. Caractérisation des circulations d'eaux souterraines dans le massif minier de Tiébaghi (Nouvelle-Calédonie). Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy / INPL - IRD.
- Rhén I., Thunehed H., Triumpf C.-A., Follin S., Hartley L., Hermansson J., et Wahlgren C.-H. 2007. Development of a hydrogeological model description of intrusive rock at different investigation scales: an example from south-eastern Sweden. *Hydrogeology Journal* 15 no. 1: 47-69.
- Ricordel-Prognon C., Nehling P., Roger J., Lacquement F., Courbeleix S., Morel O., Prognon F., et Quesnel F. 2009. Régolithe : substrat d'un développement durable. Etat de la connaissance sur les formations géologiques de surface. Rapport Phase 1. BRGM/RP-57737-FR. 197 p.
- Roberts R.C. 1942. *Soil Survey of Puerto Rico*: LWW.
- Robineau B., et Join J.-L. 2005. Tectonique et microtectonique cassante du massif de Tiébaghi. Géométrie des sillons d'altération sous cuirasse imagée par la Tomographie de Résistivité Electrique. IRD - UR 161.
- Robineau B., Join J.-L., Beauvais A., Parisot J.-C., et Savin C. 2007. Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. *Australian Journal of Earth Sciences*, 54: 773-781.
- Romieux N., et Wotling G. 2016. Caractérisation des régimes d'étiage. Actualisation des débits caractéristiques d'étiage (DCE). Observations et modélisations. Rapport DAVAR/SESER-MERE. 29 p.
- Rovey C.W., et Cherkauer D.S. 1995. Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Ground Water* 33 no. 5: 769-780.
- Rudge J.F., Kelemen P.B., et Spiegelman M. 2010. A simple model of reaction-induced cracking applied to serpentinization and carbonation of peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 291 no. 1: 215-227.
- Salomon J.-N. 2000. *Précis de karstologie*: Presses universitaires de Bordeaux.
- Sánchez-Murillo R., Gazel E., Schwarzenbach E.M., Crespo-Medina M., Schrenk M.O., Boll J., et Gill B.C. 2014. Geochemical evidence for active tropical serpentinization in the Santa Elena Ophiolite,

- Costa Rica: An analog of a humid early Earth? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15 no. 5: 1783-1800.
- Savin C., Robineau B., Monteil G., Beauvais A., Parisot J., et Ritz M. 2003. Electrical imaging of peridotite weathering mantles as a complementary tool for nickel ore exploration in New Caledonia. *ASEG Extended Abstracts* 2003 no. 2: 1-5.
- Schlumberger. 2002. *Well test interpretation*.
- Schuite J. 2013. Modélisation des propriétés de transport des péridotites fracturées de Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique). Université Montpellier 2 53 p.
- Schulze-Makuch D., Carlson D.A., Cherkauer D.S., et Malik P. 1999. Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Ground Water* 37 no. 6: 904-919.
- Segadelli S., Vescovi P., Ogata K., Chelli A., Zanini A., Boschetti T., Petrella E., Toscani L., Gargini A., et Celico F. 2016. A conceptual hydrogeological model of ophiolitic aquifers (serpentinised peridotite): The test example of Mt. Prinzera (Northern Italy). *Hydrological Processes*.
- Sevin B., Ricordel-Prognon C., Quesnel F., Cluzel D., Lesimple S., et Maurizot P. 2012. First paleomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and paleoweathering of 'Grande Terre'. *Terra Nova* 24: 77-85.
- Sevin B. 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie : localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères., PhD Thesis, Université de Nouvelle-Calédonie.
- Sevin B., Cluzel D., Maurizot P., Ricordel-Prognon C., Chaproniere G., Folcher N., et Quesnel F. 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. *Tectonics* 33: 15p.
- SLN. 2009. Dossier de déclaration d'ouverture de travaux miniers, Site du Dôme. Commune de Koumac (Province Nord). Partie 1 : Introduction, caractéristiques du site et de son environnement à l'état actuel.
- SMSP, FalconbridgeNC, et A2EP. 2005. Projet Koniambo - Etude d'impact environnemental et sociétal. Chapitre 4 : Mine. 213 p.
- Snow D.T. 1969. Anisotropie permeability of fractured media. *Water Resources Research* 5 no. 6: 1273-1289.
- Société des Mines de la Tontouta, et Société des Mines de Nakety. 2012. Projet d'exploitation "Plateau" - Concession Lucienne 2 - Massif de Nakety. Exposé ressources reserves. 12 p.
- Spandler C., Rubatto D., et Hermann J. 2005. Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: Insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP) dating of eclogite facies rocks from New Caledonia. *Tectonics* 24 no. 3.
- Spane F., et Wurstner S. 1993. DERIV: A computer program for calculating pressure derivatives for use in hydraulic test analysis. *Ground Water* 31 no. 5: 814-822.
- Taetz S., John T., Bröcker M., et Spandler C. 2016. Fluid-rock interaction and evolution of a high-pressure/low-temperature vein system in eclogite from New Caledonia: insights into intraslab fluid flow processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 171 no. 11: 90.

- Taylor R., et Howard K. 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal* 8 no. 3: 279-294.
- Terry J.P., et Wotling G. 2011. Rain-shadow hydrology: Influences on river flows and flood magnitudes across the central massif divide of La Grande Terre Island, New Caledonia. *Journal of Hydrology* 404 no. 1: 77-86.
- Theis C.V. 1935. The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 16 no. 2: 519-524.
- Tiouihene A. 2013. Suivi qualitatif d'une ressource en eau - Massif du Koniambo. Stage M2 ENSEGID - KNS SAS. ENSEGID - Bordeaux.
- Trescases J.-J. 1975. L'évolution géologique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. *Mémoire ORSTOM* 78: 1-259.
- Uhl V.W., et Sharma G.K. 1978. Results of pumping tests in crystalline-rock aquifers. *Ground Water* 16 (3): 192-203.
- Ulrich M., Picard C., Guillot S., Chauvel C., Cluzel D., et Meffre S. 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos* 115 no. 1-4: 223-236.
- Ulrich M., Muñoz M., Guillot S., Cathelineau M., Picard C., Quesnel B., Boulvais P., et Couteau C. 2014. Dissolution-precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167 no. 1: 952.
- Vale Nouvelle-Calédonie. 2015. DAEM 2015 - Evaluation des impacts hydrologiques et hydrogéologiques - Comparaison des outils de modélisation utilisés et des principaux résultats obtenus Vale NC.
- Verdier M. 2014. Structure hydrogéologique du bassin versant du site minier de Poro et impact sur le ruissellement. Rapport de stage de Master 1 - Polytechnique Montréal - SGNC/DIMENC 46 p.
- Walker D.D., Gylling B., Strom A., et Selroos J.O. 2001. Hydrogeologic studies for nuclear-waste disposal in Sweden. *Hydrogeology journal* 9(5): 419-431.
- Winninger J.-E. 2013. Contrôles structuraux de l'altération de la Nappe des Péridotites de Nouvelle-Calédonie et minéralisation supergène de Nickel. Rapport de stage de Master 2 Univ. Orléans - UNC - SGNC/DIMENC.
- Wirthmann A. 1966. Géomorphologie des péridotites de Nouvelle-Calédonie. *Traduction G. Grandin avril 2003*.
- Wright E.P., et Burgess W. 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa.
- Wyns R., Gourry J.-C., Baltassat J.-M., et Lebert F. 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré,. In *2ème Colloque GEOFCAN*, ed. I. BRGM, UPMC, 105-110. Orléans, France.
- Wyns R., Baltassat J.-M., Lachassagne P., Legchenko A., Vairon J., et Mathieu F. 2004. Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 175 (1): 21-34.

Annexes

Annexe 1 :

Documents complémentaires

- 1.1 Résultats d'analyses des eaux des massifs de péridotites.
- 1.2 Résultats des pompages d'essais sur le massif de Tiébaghi et sur le secteur de Goro, Massif du Sud.
- 1.3 Résultats des essais slug tests sur le massif de Tiébaghi et le secteur de Goro, Massif du Sud.
- 1.4 Analyse par Composantes Principales (ACP) des données de fracturation et de conductivité hydraulique des forages du massif du Koniambo.
- 1.5 Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Annexe 2 :

Publication à *Earth Surface Processes and Landforms* : Jeanpert J., Genthon P., Maurizot P., Folio J.L., Vendé-Leclerc M., Serino J., Join J.L., et Iseppi M. 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific) *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1854-1868.

Annexe 3 :

Publication à *Journal of Hydrology* : Dewandel B., Jeanpert J., Ladouche B., Join J.-L., et Maréchal J.-C. 2017. Inferring the heterogeneity of crystalline aquifers and evaluating transmissivity or hydraulic conductivity fields, an attempt from a detailed water table map *Journal of Hydrology* 550: 118-129.

Annexe 4 :

Publication à *Journal of Hydrology* : Genthon P., Join J.-L., et Jeanpert J. 2017. Differential weathering in ultramafic rocks of New Caledonia: The role of infiltration instability. *Journal of Hydrology* 550: 268-278.

Annexe 1 : Documents complémentaires

- 1.1 Résultats d'analyses des eaux des massifs de péridotites.
- 1.2 Résultats des pompages d'essais sur le massif de Tiébaghi et sur le site de Goro, Massif du Sud.
- 1.3 Résultats des essais slug tests sur le massif de Tiébaghi et sur le secteur de Goro, Massif du Sud.
- 1.4 Analyse par Composantes Principales (ACP) des données de fracturation et de conductivité hydraulique des forages du massif du Koniambo.
- 1.5 Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie.

1.1 Résultats d'analyses des eaux des massifs de péridotites.

Tableau : Méthodes analytiques et limites de quantification (LQ) des paramètres par les laboratoires de Nouvelle-Calédonie (Lab'Eau, Calédonienne Des Eaux (CDE) et AquaNord).

Elément / paramètre	Laboratoire	Méthode analytique	Unité	Limite de quantification
Paramètres physico-chimiques				
Conductivité	Calédonienne des eaux	NFEN27888	μS/cm	0,1
	LAB'EAU		μS/cm	1
pH	Calédonienne des eaux	NFT90008		0,01
Chlorures	Calédonienne des eaux	CIA CL	mg/l	0,1
	Aqua Nord	NFIS103041	mg/l	
Aluminium dissous	CDE	NF EN ISO 15586		0,001
	LAB'EAU		mg/l	0,01
Chlorures dissous	CDE	NF EN ISO 10304-1	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	0,125
Calcium	LAB'EAU	NF EN ISO 11885	mg/l	0,25
	Aqua Nord	NFISO14911	mg/l	
Carbonates	CDE	NF ISO EN 9963-1	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	3
Calcium dissous	CDE	NF EN ISO 11885	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	0,25
Magnésium	LAB'EAU	NF EN ISO 11885	mg/l	0,1
	Aqua Nord	NFISO14911	mg/l	
Magnésium dissous	CDE	NF EN ISO 11885		0,01
	LAB'EAU		mg/l	0,1
Potassium dissous	CDE	NF EN ISO 11885		0,05
	LAB'EAU		mg/l	0,1
Potassium	LAB'EAU	NF EN ISO 11885	mg/l	0,1
	Aqua Nord	NFISO14911	mg/l	
Sodium	LAB'EAU	NF EN ISO 11885	mg/l	0,1
	Aqua Nord	NFISO14911	mg/l	
Sodium dissous	CDE - Lab'Eau	NF EN ISO 11885	mg/l	0,1
Silice	LAB'EAU	EPA 8185	mg/l	1
	Aqua Nord	SP ABS MOL	mg/l	
Silice dissous	CDE	EPA 8185	mg/l	0,1

	LAB'EAU			1
Sulfates	Calédonienne des eaux	CIA SO4	mg/l	0,1
	Aqua Nord	NFIS103041	mg/l	
Sulfates dissous	CDE	NF EN ISO 10304-1	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	1,25
Hydrogénocarbonates	CDE	NF EN ISO 9963-1	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	6
Hydroxydes	LAB'EAU	Calcul	mg/l	2
Zinc	Aqua Nord	NFISO15586	mg/l	0,01
	Calédonienne des eaux	FDT90112	mg/l	0,01
Matières en suspension	LAB'EAU	NF EN 872	mg/l	2
	Aqua Nord		mg/l	1
Paramètres indésirables				
Nickel	Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	
	LAB'EAU	NF EN ISO 17294-2	µg/l	1
Chrome III	LAB'EAU	Calcul	mg/l	NC
Manganèse	LAB'EAU	NF EN ISO 17294-2	µg/l	1
	Aqua Nord	NF ISO 15586	µg/l	1
Maganèse dissous	CDE - Lab'Eau	NF EN ISO 15586	mg/l	0,001
Fer dissous	LAB'EAU	NF EN ISO 17294-2	µg/l	1
	CDE	NF EN ISO 15586	mg/l	0,001
	Lab'Eau	NF EN ISO 15586	mg/l	0,01
Ammonium dissous	CDE - Lab'Eau	EPA 10023	mg/l	0,01
Fer	Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	1
Nitrates dissous	CDE	NF EN ISO 10304-1	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	0,5
Nitrites dissous	CDE	NF EN ISO 10304-1	mg/l	0,01
	LAB'EAU		mg/l	0,05
Nitrates	Aqua Nord	NFIS103041	mg/l	0,1
Hydrocarbures totaux	Calédonienne des eaux	NFISO39772	mg/l	0,05
Fluorures dissous	LAB'EAU	NF EN ISO 10304-1	mg/l	0,1
	CDE		mg/l	0,01
Fluorures	Calédonienne des eaux	CIA F	mg/l	0,1
Phosphates dissous	CDE	NF EN ISO 10304-1	mg/l	0,1
	LAB'EAU		mg/l	0,5

Phénols	Calédonienne des eaux	NFISO14402	mg/l	0,005
Baryum	Calédonienne des eaux	NFISO15586	µg/l	2
	Aqua Nord		µg/l	2
Carbone organique total	Calédonienne des eaux	NFEN1484	mg/l	0,1
Cuivre	Calédonienne des eaux	NFISO15587	mg/l	0,001
	Aqua Nord	NFISO15586	mg/l	0,001
Paramètres concernant les substances toxiques				
Arsenic	CDE – Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	1
Cadmium	Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	1
Chrome	Calédonienne des eaux	NFISO15586	µg/l	1
Mercuré	Calédonienne des eaux	NFT90131	µg/l	1
Molybdène	Calédonienne des eaux	NFISO15586	µg/l	2
Nickel	Calédonienne des eaux	NFISO15586	µg/l	1
Plomb	CDE – AquaNord	NFISO15586	µg/l	2
Antimoine	CDE – AquaNord	NFISO15586	µg/l	2
Sélénium	Calédonienne des eaux	NFISO15586	µg/l	2
Chrome dissous	CDE – Lab'Eau	NFISO 15586	mg/l	0,001
Chrome VI	A2EP	NF T 90-043	µg/l	20
	Calédonienne des eaux		µg/l	5
Paramètres chimiques				
Demande biochimique en oxygène	Calédonienne des eaux	NFT90103	mg/l	1
Demande chimique en oxygène	Calédonienne des eaux	NFT90101	mg/l	5
Autres				
Ammonium	Aqua Nord	NFT90015	mg/l	0,01
Bore	Aqua Nord	XPT90041	µg/l	1
Cobalt	Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	1
Lithium	Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	1
Strontium	Aqua Nord	NFISO15586	µg/l	
Titre alcalimétrique	Aqua Nord	NFISO99631	°F	0,1

Tableau : Bruit de fond géochimique établi par bassin versant et valeurs moyennes sur le massif du Koniambo à partir des analyses des eaux de surface en période d'étiage (concentrations en mg/l, $\mu\text{S/cm}$ pour la conductivité et NTU pour la turbidité). Le nombre d'analyses utilisées pour le calcul n'est pas précisé. *Source : Tiouihene, A. (2013).*

							Massif du Koniambo		
	Coco	Confiance	Foachiamboué	Népia	Pandanus	Voh	Moyenne	Min	Max
Aluminium total	0,015	0,016	0,053	0,025	0,017	0,196	0,081	0,001	3
Arsenic total	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,003	0,001	0,018
Calcium	0,947	0,681	1,367	2,261	0,719	8,59	3,894	0,1	11,8
Chrome total	0,012	0,013	0,063	0,013	0,019	0,005	0,013	0,001	0,2
Cobalt	0,001	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001	0,0002	0,023
Cuivre total	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,0075
Fer total	0,16	0,21	3,01	0,48	0,08	0,38	0,33	0	10
Magnésium	40,22	31,31	53,68	107,53	23,40	27,51	34,19	0,009	190
Manganèse total	0,006	0,037	0,026	0,092	0,013	0,036	0,027	0,001	0,8
Nickel total	0,009	0,02	0,109	0,016	0,018	0,009	0,015	0,001	0,63
Plomb total	0,004	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,0001	0,018
Silice	19,9	16,4	24,3	24,1	15,4	19,3	18,0	1	75
Sulfates	2,54	2,10	4,43	7,78	2,30	5,25	3,78	0,1	100
Zinc total	0,09	0,072	0,008	0,079	0,079	0,071	0,077	0,001	0,52
Conductivité	322	249	498	818	218	279	308	60	1200
DCO	6,67	7,61	6,25	9,08	6,51	7,30	7,16	0,2	45
MES	2,34	1,63	12,33	2,63	2,30	8,99	4,66	0,1	205
Turbidité	1,47	1,67	25,87	5,09	2,76	11,65	5,51	0,02	200

Tableau : Fond géochimique établi sur le Massif du Sud, zone de Goro, à partir des analyses des eaux souterraines et des eaux de surface. Concentrations en mg/l. *Source* : A2EP, 2012.

	Eau souterraine			Eau superficielle
	Latérite	Saprolite grossière/ Péridotite	Péridotite	
	n = 131	n = 167	n = 20	
Aluminium dissous	0,16	0,16	0,12	0,08
Ammonium dissous	0,178	0,216	0,064	<0,01
Calcium dissous	6,95	4,96	5,8	1,1
Carbonates	<3	<3	<3	0,1
Chlorures dissous	15,1	10,3	12,9	12,4
Chrome dissous	0,049	0,047	0,036	0,018
Chrome VI	0,05	0,06	0,04	<0,01
Fer dissous	0,09	0,14	0,07	0,12
Fluorures dissous	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hydrogénocarbonates	60	104	109	51
Hydroxydes	<2	<2	<2	<2
Magnésium dissous	10	19,7	16,5	11,2
Manganèse dissous	0,134	0,137	0,018	0,016
Nitrates dissous	1,8	0,9	1,1	<0,5
Nitrites dissous	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Phosphates dissous	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Potassium dissous	2	1,3	0,6	0,2
Silice dissous	13	22	26	7
Sodium dissous	9,9	9,3	9,2	7,1
Sulfates dissous	12	7,12	5,98	5,02
Conductivité médiane	67	135,3		

Tableau : Liste des points d'échantillonnage et valeurs de la teneur en tritium dans les eaux du Massif du Sud, massif de Tiébaghi, et massif de Koniambo.

Type	Massif	Station / Massif	Teneur Tritium (UT)	Erreur mesure
Pluie	Goro	Pluie composite 2013	0,796	0,025
Pluie	Goro	Pluie composite 2014	0,711	0,023
Pluie	Goro	Pluie composite 2015	0,676	0,028
Pluie	Koniambo	Pluie composite 2014 (RG019)	0,776	0,025
Pluie	Koniambo	Pluie composite 2015 (RG019)	0,782	0,029
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	10EX0308	0,504	0,019
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	10EX0288	0,374	0,015
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	11EX0465	0,155	0,014
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	11EX0429	0,051	0,012
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	11EX0372	0,309	0,015
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	10EX0341	0,022	0,012
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	09GH0001	0,082	0,013
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	11EX0462	0,598	0,018
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	11EX0431	0,598	0,019
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	09GH0008	0,570	0,018
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	10EX0291	0,025	0,019
Eaux souterraines - Piézomètre	Goro	10EX0295	0,358	0,023
Eaux souterraines - Source	Goro	Entonnoir Aval	0,691	0,022
Eaux souterraines - Source	Goro	Captage Truu	0,686	0,021
Eaux souterraines - Source	Goro	TR02	0,597	0,021
Eaux souterraines - Piézomètre	Koniambo	GW011	0,337	0,017
Eaux souterraines - Piézomètre	Koniambo	GW239-GW-Koniambo-20160331	0,573	0,024
Eaux souterraines - Piézomètre	Tiébaghi	PZ_ON1_SAP-GW-20141114	0,025	0,014
Eaux souterraines – Fracture drainante	Tiébaghi	Chromical660-GW-20141110	0,179	0,016
Eaux souterraines – Fracture drainante	Tiébaghi	Chromical1160-GW-20141111	0,773	0,023
Eaux souterraines – Fracture drainante	Tiébaghi	Chromical287-GW-20141111	0,449	0,02
Eaux souterraines – Fracture drainante	Tiébaghi	ChromicalL2-450-GW-20141111	0,132	0,016

1.2 Résultats des pompages d'essais sur le massif de Tiébaghi et sur le site de Goro, Massif du Sud

Tableau : Résultats des pompages réalisés ou réinterprétés dans le cadre du projet HYPERK sur le massif de Tiébaghi.

Massif / secteur	Forage et date de l'essai	Solution utilisée	r (m)	T (m ² /s)	S (-)	Kh/Kz	k' (m/s) *	T ₀ (m ² /s) **	e' (m) *	Sy (-) **	xf (m) ***	Distance limite (min)	Distance Lim. (m)	Kmatrice (m/s)	Sf (-)	Sf/Stot (-)	Effet capacitif (m)	PDC (m-5s ²)	Skin (-)
Tiébaghi	Pz_ON1_SAP – 14/11/2014	Hunt et Scott	0,025	1,2 E-05	2,0E-04		1,3E-08	2,0 ^E -06	1	1,7E-03							0,034	7,9E+07	
Tiébaghi	Pz_ON1_LAT – 14/11/2014	Hunt et Scott	1,45	1,2 E-05	2,0E-04		1,3E-08	2,0 ^E -06	1	1,7E-03									
Tiébaghi	I7564 – 21-26/05/1996	Hantush	0,055	2,4E-05	4,0E-04	1	2,5E-09										0	0	1.5
Tiébaghi	AnnulaireI7564 – 21-26/05/1996	Hantush	0,08	2,4E-05	4,0E-04	1	1,35E-09												
Tiébaghi	I7563 – 21-26/05/1996	Hantush	14	1,5E-05	4,0E-04	13	1,35E-10												
Tiébaghi	I7562 – 21-26/05/1996	Hantush	28	2,4E-05	4,0E-04	1	1,35E-09												
Tiébaghi	I6473 – 04-25/06/1996	Hantush	0,055	2,4E-05	6,0E-02	1											0.1		-11
Tiébaghi	I6473 – 04-25/06/1996	Hantush	11,02	2,2E-05	3,0E-04	1													
Tiébaghi	I6373 – 04-25/06/1996	Hantush	19,79	2,0E-04	2,0E-02	1													
Tiébaghi	I6273bis – 04-25/06/1996	Hantush	21,71	2,2E-05	3,0E-04	1													
Tiébaghi	I5973 – 04-25/06/1996	Hantush	40,3	2,2E-05	3,0E-04	1													
Goro	10EX0295-25/02/2015	Gringarten	0,048	9,0E-07	1,0E-05		-		-		20,0	-	-				0,027	4,0E+08	-
Goro	10EX0341_19/02/2015	Gringarten+ Limite alimentée	0,048	3,0E-06	5,0E-05		-		-		10,0	8,0	10,7				0,025	1,2E+09	-
Goro	10EX0291_25/02/2015	Theis+4 limites étanches	0,048	1,5E-05	4,0E-04		-		-		-	8,0	8,5				0,014	-	27
Goro	10EX0311_24/02/2015	Theis	0,048	5,6E-06	5,0E-05		-		-		-	-	-				0,018	9,0E+09	-
Goro	10EX0314_PEL_24/02/2015	Double porosité	0,048	6,0E-06	3,0E-03		-		-		-	-	-	1,8E-07	1,7E-05	1,7E-05	0,017	-	-1,5
Goro	10EX0323_PEC_24/02/2015	Theis	0,048	1,1E-04	6,0E-05		-		-		-	-	-				0,019	-	12
Goro	11EX0431_19/02/2015	Theis	0,048	6,0E-05	9,0E-04		-		-		-	-	-				0,035	-	12
Goro	10EX0307_24/02/2015	Theis	0,048	2,8E-05	6,0E-04		-		-		-	-	-				0,026	0,0E+00	-
Goro	09GH0001_24/02/2015	Gringarten + limite alimentée	0,048	2,5E-05	5,0E-05		-		-		40,0	80,0	98,0				0,300	1,0E+07	-
Goro	11EX0372-19/02/2015	Theis	0,048	3,5E-07	5,0E-05		-		-		-	-	-				0,033	1,0E+08	-
Goro	CG01/0112_24-26/04/2013	Hantush	0,08	2,80E-05	1,0E-05		1,0E-08		1,0		-	-	-				0,1	-	15

* k' et e' : concernent l'horizon semi-perméable qui sépare les deux niveaux aquifères : méthode de Hunt et Scott et méthode de Hantush et Jacob

** T₀ et Sy : concernent l'aquifère supérieur : méthode de Hunt et Scott

*** xf et Sf : concernent la fracture traversant l'aquifère ; xf = demi-longueur de la fracture et Sf = emmagasinement de la fracture

Tableau : Résultats des pompages réalisés par Vale NC sur ses piézomètres (A2EP, 2013; Golder Associates, 2008).

Essai	Piezomètre	Méthode d'interprétation	temps pompage	Transmissivité (m ² /s)	Emmagasinement (-)	Calcul du rayon d'investigation du pompage (m)
Pompage longue durée source WK17	WKBH102	Theis	2j	1,00E-03	6,30E-03	331
	WKBH102A	Theis	7j	5,00E-03	6,70E-01	134
	WKBH103	Theis	2j	2,00E-03	3,00E-02	214
	WKBH110	Theis	2j	4,00E-02	4,00E-02	831
	WKBH111	Theis	2j	2,00E-02	4,00E-02	588
	WK6-11	Theis	2j	6,00E-03	4,00E-03	1018
	WK6-12	Theis	2j	3,00E-03	5,00E-03	644

1.3 Résultats des essais slug tests sur le massif de Tiébaghi et sur le secteur de Goro, Massif du Sud

Notations : SAP = saprolites grossières et saprock ; LAT = latérites ; BRK = roche mère.

Tableau : Résultats des essais slug tests réalisés sur les ouvrages du massif de Tiébaghi

Nom	X (RGNC91)	Y (RGNC91)	Niveau capté	K (m/s)
C200200	211603	415825	LAT_SAP	3,25E-08
GPS11_PzN400320	212617	414112	SAP_BRK	2,98E-04
GPS12_J680600	212893	414630	SAP_BRK	8,65E-09
GPS13	212899	414639	LAT	1,83E-08
GPS21_M720560	212135	413868	LAT_SAP	3,36E-07
GPSpt10	212408	413995	SAP_BRK	6,05E-07
GPSpt14	211772	415339	LAT_SAP	1,11E-06
GPSpt17	211894	415466	LAT_SAP	4,32E-08
GPSpt20_C280680	211680	415344	LAT_SAP	1,18E-07
GPSpt6	212425	416005	LAT_SAP	3,83E-08
GPSpt8	212458	416032	LAT	1,03E-08
PZ_CN2_LAT	212494	415659	LAT	2,49E-07
PZ_CN2_SAP	212495	415660	SAP_BRK	1,96E-06
PZ_DS1_SAP	212842	415555	SAP_BRK	1,21E-08
PZ_F_LAT	212027	416466	LAT	2,60E-07
PZ_F_SAP	212030	416464	LAT_SAP	1,17E-07
PZ_ON1_LAT	212138	416013	LAT	1,06E-07
PZ_OS1_LAT	211760	415661	LAT	7,58E-06
PZ_OS1_SAP	211756	415663	LAT_SAP	5,07E-07
Pz15_C440760	211851	415266	LAT_SAP	3,00E-07
PZ_ON1_SAP	212140	416011	SAP_BRK	7,93E-07

Tableau : Résultats des essais slug tests réalisés sur les ouvrages du secteur de Goro, Massif du Sud.

Nom de l'ouvrage	X (RGNC91)	Y (RGNC91)	Niveau capté	K (m/s)
00RG29	501935	212919	SAP_BRK	1,46E-08
09GH0001	502144	213177	SAP_BRK	3,40E-04
09GH0003	502624	212567	SAP_BRK	1,14E-08
09GH0007	503356	210355	SAP_BRK	1,80E-07
09GH0008	503057	210489	SAP_BRK	1,56E-07
09GH0010	502579	210298	SAP_BRK	2,70E-06
09GH0013	503039	210346	SAP_BRK	1,50E-03
10EX0225	499307	213364	SAP_BRK	7,14E-07
10EX0238	501460	213632	SAP_BRK	3,96E-08
10EX0239	501460	213628	LAT	2,77E-08
10EX0288	499653	214425	SAP_BRK	1,47E-07
10EX0295	499865	213499	LAT	6,17E-08
10EX0296	499477	214216	SAP_BRK	5,34E-08
10EX0298	499477	214216	LAT	1,90E-08
10EX0308	499654	214424	LAT	6,63E-08
10EX0328	501263	213207	SAP_BRK	2,37E-08
10EX0329	501263	213207	LAT	2,25E-08
10EX0341	501595	212617	SAP_BRK	8,31E-07
11EX0372	501594	212620	LAT	9,65E-08
11EX0425	498260	214645	SAP_BRK	6,08E-08
11EX0429	500862	214002	SAP_BRK	1,12E-07
11EX0430	498865	214313	LAT	3,76E-08
11EX0431	502398	212018	SAP_BRK	2,58E-07
11EX0434	498863	214310	SAP_BRK	5,32E-08
11EX0435	498859	214674	LAT	2,00E-08
11EX0440	498663	213791	SAP_BRK	5,25E-08
11EX0444	498660	213790	LAT	4,24E-08
11EX0446	498679	213401	SAP_BRK	2,05E-08
11EX0462	502391	212022	LAT	4,65E-08
11EX0464	498682	213007	LAT	5,15E-08
11EX0465	500864	214006	LAT	9,56E-08
11EX0466	498677	213399	LAT	2,46E-08
11EX0468	499069	213417	LAT	6,57E-08
TBH054	501702	210820	SAP_BRK	3,57E-07
TBH098	501326	210294	SAP_BRK	1,00E-08
TBH108	500960	210437	SAP_BRK	2,17E-06
TBH109	500579	210468	SAP_BRK	3,98E-07
WTBH01	498276	210008	SAP_BRK	1,52E-07

Tableau : Coordonnées des 17 variables portées par les trois axes de l'espace multivarié (en rouge les coordonnées positives et en bleu les coordonnées négatives, l'intensité de la couleur caractérise le poids de chaque paramètre : intense = forte, pastel=faible).

	F1	F2	F3
Profondeur moyenne utilisée	0,199	0,480	-0,013
Profondeur utilisée / interface saprolites fines et grossières	0,237	0,437	-0,048
LogK	-0,152	-0,124	0,218
Njc/L	0,340	-0,161	-0,204
Njo/L	0,113	0,118	0,436
Njc-jo/L	0,350	-0,120	-0,075
Njf/L	0,038	0,004	0,574
Nj avec altération épontes/L	0,038	-0,378	0,413
Nj et zone altérée /L	0,279	-0,376	-0,066
Nj-zone /L	0,342	-0,149	-0,031
Nj-supergene /L	0,279	-0,250	-0,293
%ZFA/ZFF/CL	-0,347	-0,082	-0,158
%ZFA	-0,316	-0,040	-0,221
%ZFF	-0,079	-0,112	0,148
%ZFA/ZFF	-0,335	-0,084	-0,152
%CL	-0,097	-0,003	-0,048
longueur utilisée	0,081	0,334	-0,018

La seconde analyse intègre 13 paramètres; les résultats sont présentés sur la figure et le tableau ci-dessous.

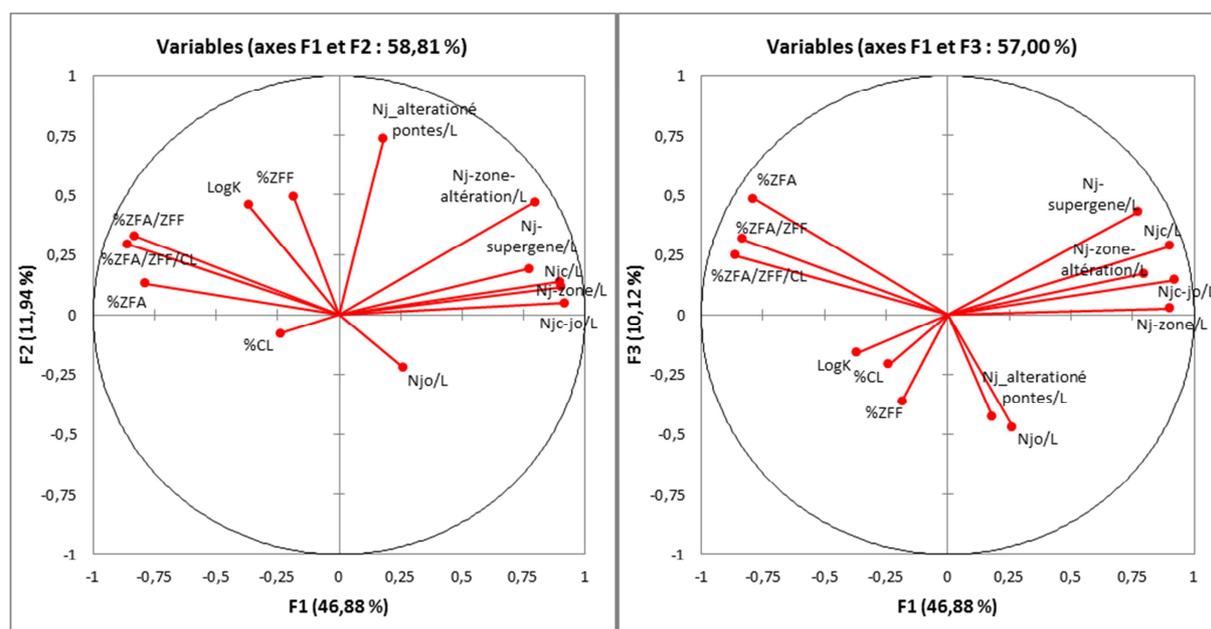


Figure : Représentation dans l'espace multivarié des 13 paramètres décrivant la fracturation et la valeur de conductivité hydraulique résultant de l'analyse des quatre forages profonds du Koniambo.

Tableau : Coordonnées des 13 variables portées par les trois axes de l'espace multivarié (en rouge les coordonnées positives et en bleu les coordonnées négatives, l'intensité de la couleur caractérise le poids de chaque paramètre : intense = forte, pastel=faible).

	F1	F2	F3
LogK	-0,150	0,366	-0,139
Njc/L	0,366	0,093	0,250
Njo/L	0,106	-0,179	-0,410
Njc-jo/L	0,372	0,040	0,126
Nj_alteration épontes/L	0,073	0,592	-0,373
Nj-zone-altération/L	0,323	0,376	0,149
Nj-zone/L	0,365	0,111	0,024
Nj-supergene/L	0,313	0,152	0,373
%ZFA/ZFF/CL	-0,349	0,235	0,216
%ZFA	-0,320	0,105	0,422
%ZFF	-0,075	0,395	-0,315
%ZFA/ZFF	-0,338	0,263	0,276
%CL	-0,097	-0,063	-0,182

1.5 Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie

La recharge, définie dans le bilan hydrologique, est la part des précipitations qui pénètre dans le sol et parvient à la nappe. Elle traverse la zone non saturée du sol et descend vers la zone saturée du sous-sol. La recharge peut être évaluée selon plusieurs approches : les méthodes empiriques, les méthodes de bilan, la méthode d'analyse des variations piézométriques ou les méthodes de filtre des chroniques de débits. Ces différentes approches seront présentées et appliquées aux massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Notons que le terme d'infiltration est également très souvent rencontré pour définir la recharge, ces deux termes pourront être utilisés dans ce document.

I. Calcul de l'infiltration par le bilan hydrologique

Le bilan hydrologique quantifie les apports et les pertes en eau à l'entrée d'un système hydrologique. Il est établi pour une période et un lieu donnés et tient compte de la constitution des réserves en eau du sol et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves. La recharge peut être estimée par différence,) partir de l'évaluation des différents termes du bilan.

Le bilan hydrologique s'applique tant à l'échelle d'une parcelle de quelques mètres carrés qu'à l'échelle d'un bassin. Il est établi sur une période donnée et fait intervenir cinq termes, exprimés en hauteur d'eau (mm, en général) :

- P : les précipitations, c'est-à-dire la quantité de pluie reçue par unité de surface, pendant l'intervalle de temps considéré ;
- ETR : l'EvapoTranspiration Réelle, c'est-à-dire l'évaporation par une surface libre et la transpiration par les plantes ;
- R : le Ruissellement, c'est-à-dire la quantité d'eau qui ruisselle en surface et alimente l'écoulement de surface collecté par le réseau hydrographique ;
- I : l'Infiltration, ou recharge, c'est-à-dire la part des précipitations qui parvient dans le sol, au-delà de la profondeur racinaire et qui alimente le stock d'eau souterraine ;
- ΔRFU : la variation de la Réserve Facilement Utilisable (RFU), c'est-à-dire la variation des réserves en eau dans la zone non saturée du sol.

Le bilan hydrologique s'écrit de la façon suivante, avec les termes correspondant aux apports (P), aux pertes (ETR, R et I) et aux variations de stock (ΔRFU), comme le représente la Figure 1 :
 $P = ETR + R + I + \Delta RFU$.

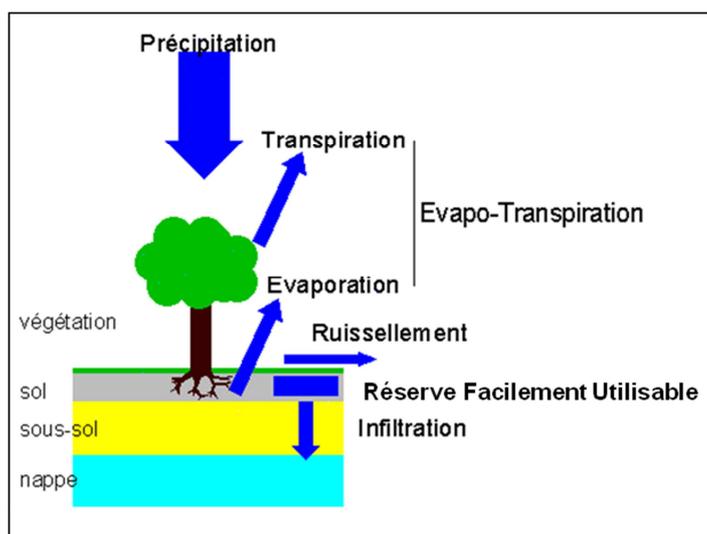


Figure 1: Schéma représentatif des composantes du bilan hydrologique (Infiltration = Recharge).

Il existe plusieurs méthodes de calcul empiriques issues de la littérature utiles pour le calcul des paramètres du bilan hydrologique, à savoir l'évapotranspiration potentielle, le ruissellement et la réserve facilement utilisable. La recharge résulte du calcul des autres termes du bilan, en suivant par exemple le bilan de Thornthwaite. Le principe est que, d'une part, dans le cas où les précipitations sont insuffisantes pour vérifier $ETR=ETP$, les plantes utilisent l'eau stockée dans le sol, c'est-à-dire puisent dans la RFU, jusqu'à la vider complètement si nécessaire pour vérifier au mieux $ETR=ETP$. D'autre part, la méthode suppose que seul le dépassement de la capacité de stockage de cette réserve (RFU_{max}) permet l'infiltration de l'eau dans le sous-sol.

Ainsi, sur une période donnée, d'indice i ($i=1,..,12$ ou $i=1,..,365$), l'eau ne s'infiltré qu'aux conditions suivantes :

- $P_i > ETP_i$;
- $RFU_i = RFU_{max}$.

Le calcul de l'infiltration par cette méthode nécessite donc de connaître :

- les précipitations;
- la valeur de l'ETP;
- une estimation de la RFU_{max} .

Le calcul par le bilan de Thornthwaite implique de travailler période après période, en tenant compte des précipitations, de l'ETP et de la RFU. Pour chaque période i on suit la démarche décrite par la Figure 2.

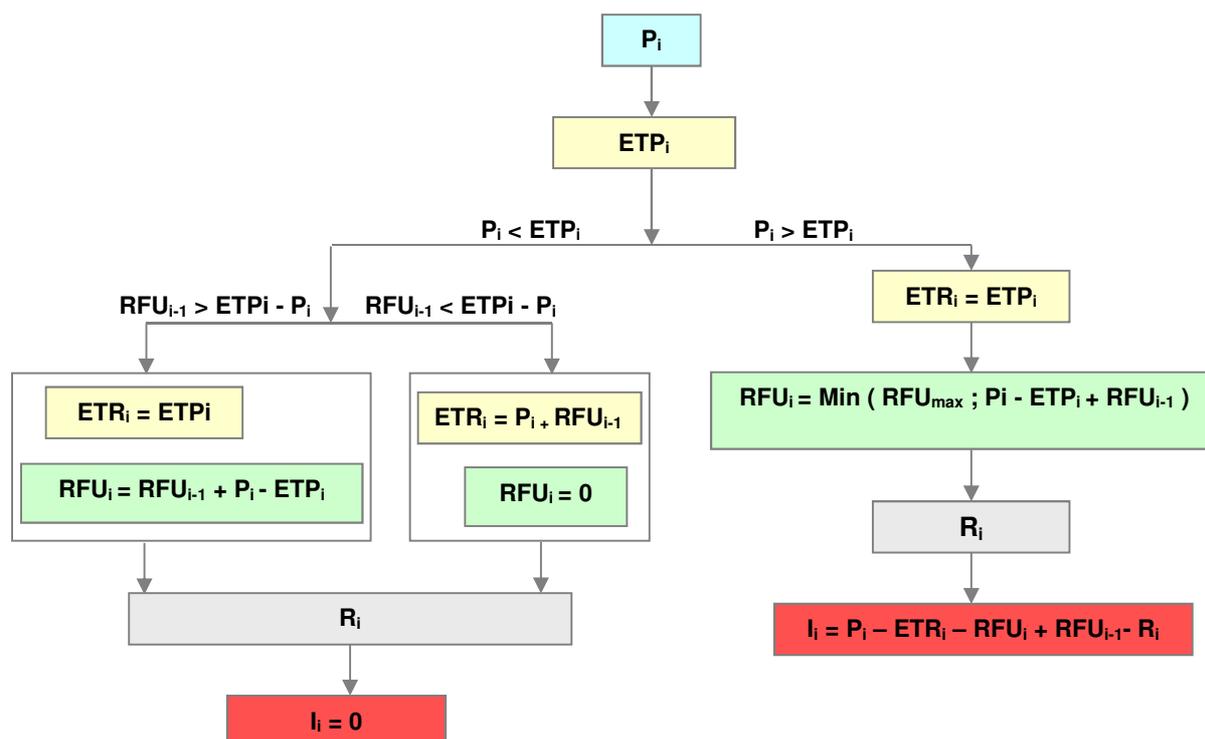


Figure 2 : Principe du calcul de l'infiltration à partir du bilan hydrologique selon le bilan de Thornthwaite (Jeanpert, 2005), avec P=précipitations, ETP=évapotranspiration potentielle, ETR=évapotranspiration réelle, RFU= réserve facilement utilisable, I= infiltration = recharge.

Le bilan selon Thornthwaite permet d'obtenir la valeur de l'infiltration de façon plus directe que par l'évaluation successive de chacun des termes du bilan hydrique ; seules les valeurs de l'ETP et de la RFU_{max} nécessitent d'être précisément calculées.

a) Quantification de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Il existe un certain nombre de méthodes de calcul de l'ETP qui varie selon la donnée brute et le pas de temps de calcul (Jeanpert, 2005). Le Tableau 1 présente les méthodes de calcul de l'ETP plus courantes et leurs caractéristiques en termes de paramètres météorologiques et leur pas de temps.

Tableau 1 : Catalogue des méthodes de calcul de l'ETP

Méthode	Classification de la méthode	Données météorologiques nécessaires	Pas de temps
Thornthwaite	Température	T_{mens} sur l'année	Mensuel
Blaney et Criddle	Température	T_{mens}	Mensuel
Romanenko	Température	$T_{mens, hr}$	Mensuel
Linacre	Température	T_{mens}	Mensuel
Penman	Combinatoire	$T_{mens}, hr_{mens}, U_2, h$	Mensuel
FAO Penman-Monteith	Combinatoire	T_{quot}, hr, U_2, h	Journalier
Turc	Température	T, hr, h	Journalier ou Mensuel
Primault	Rayonnement	hr, h	Journalier ou Mensuel

T_{mens} = température moyenne mensuelle (°C), T_{quot} = température moyenne quotidienne (°C), T_{ann} = température moyenne annuelle (°C), hr = humidité relative de l'air (%), U_2 = vitesse du vent à 2 mètres du sol (m/s), h = durée d'insolation réelle (heures), P = précipitations (mm), ETP = évapotranspiration potentielle (mm), RFU_{max} = Réserve Facilement Utilisable maximale.

En Nouvelle-Calédonie, certaines stations météorologiques complètes font l'objet de calcul de l'ETP selon la méthode de Penman Monteith. Basée sur la formule originale de Penman-Monteith (Monteith, 1965; 1948), elle est redéfinie par la FAO (Food and Agricultural Organization) en 1998 et l'ASCE (American Society of Civil Engineers) en 2000. Cette méthode est très utilisée et fait référence dans le calcul de l'ETP et l'établissement de nouvelles méthodes.

Une formule empirique est établie par Thornthwaite en 1957. Elle présente l'avantage de ne nécessiter que les valeurs de la température moyenne mensuelle mais impose de travailler rétrospectivement puisqu'il est nécessaire de connaître la température moyenne mensuelle sur l'année entière.

Oudin (2004) note que cette méthode surévalue l'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température. C'est donc une estimation de l'ETP moyenne mensuelle sur l'année considérée qui est obtenue à partir de la formule de Thornthwaite.

La formule de Thornthwaite est la suivante, en mm/mois : $ETP = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T}{I} \right)^a \cdot K$, avec :

- T= température moyenne mensuelle en °C ; dans le cas où elle est négative, elle est ramenée à zéro.
- $I = \sum_1^{12} i$;
- $i = \text{indice mensuelle} = i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$;
- $a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0.4923$;
- K = facteur fonction de la latitude et de la saison.

À 20° et 25° de latitude Sud, De Marsily (1994), propose les valeurs présentées dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Valeurs du coefficient d'ajustement mensuel de la formule de Thornthwaite pour le calcul de l'ETP (De Marsily, 1994).

Lat S.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
20	1,14	1	1,05	0,97	0,96	0,91	0,95	0,99	1	1,08	1,09	1,15
25	1,17	1,01	1,05	0,96	0,94	0,88	0,93	0,98	1	1,1	1,11	1,18

Données d'évapotranspiration potentielle sur le secteur de Goro

La méthode de Thornthwaite nécessite que les données soient complètes à l'échelle d'une année. Le calcul est donc réalisé sur les stations Météo France Goro_Mine et Goro_Ancienne Pepinière et les valeurs calculées quotidiennement par Météo France sont comparées à l'ETP calculée mensuellement à partir de la méthode de Thornthwaite, Figure 3.

Sur les cinq années considérées, l'ETP annuelle calculée selon Thornthwaite et Penman-Monteith est comprise entre 830 et 1100 mm/an. L'ETP Penman-Monteith présente des variations mensuelles plus importantes, la méthode de Thornthwaite n'étant basée que la température, l'ETP est lissée à l'échelle du mois. La Figure 4 illustre également le fait que pendant la saison chaude, mais humide, la méthode de Thornthwaite surestime probablement l'évapotranspiration potentielle puisqu'elle ne tient pas compte de l'humidité de l'air.

Cependant, ces résultats permettent de valider à l'échelle annuelle la méthode de Thornthwaite facile à utiliser pour des bilans annuels ; l'ETP est ainsi estimée sur Goro à **984 mm/an en moyenne (écart-type de 77 mm/an)**, comprise entre 830 et 1130 mm/an, soit **25 à 35% des précipitations**.

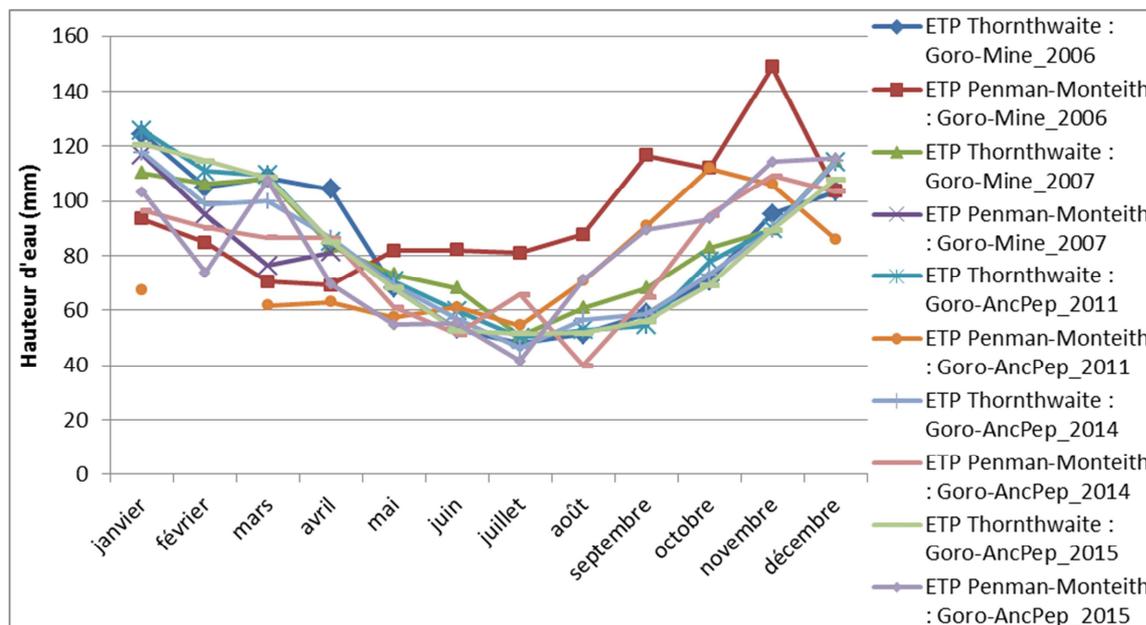


Figure 3 : ETP mensuelle calculée selon la méthode de Thornthwaite et selon la méthode de Penman-Monteith (pas de temps quotidien) (données Météo France). Seules les années complètes sont représentées.

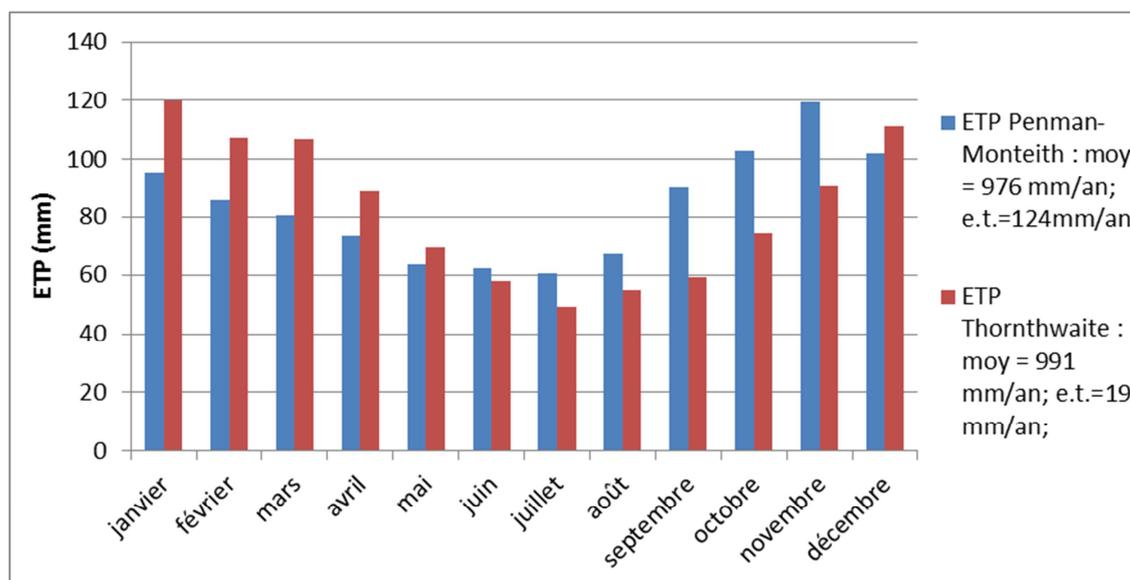


Figure 4 : Comparaison des ETP mensuelles moyennes calculées selon les méthodes de Thornthwaite et de Penman-Monteith sur la zone de Goro.

Données d'évapotranspiration potentielle sur le massif du Koniambo

L'approche par le bilan hydrologique a également été considérée par plusieurs auteurs, mais seule l'évapotranspiration potentielle est estimée : elle est de l'ordre de 2,5 à 5,6 mm/j selon Ponga (Ponga, 2004), soit 910 à 2050 mm/an, mais Golder Associates (2005), estime **l'ETP annuelle de l'ordre de 950 mm/an**.

b) Quantification de la réserve utile pour les plantes

La Réserve Facilement Utilisable (RFU) est la portion de l'eau du sol qui est la plus facilement extraite lorsque la plante fonctionne de manière optimale. Ce taux est recherché dans le cas d'irrigation, ou de dose à apporter, afin de limiter le stress de la plante au maximum.

La RFU est comprise entre 0 et RFU_{\max} . Cette dernière notion de réserve facilement utilisable maximum correspond à la réserve maximale pour la plante ; une fois vidée, le point de flétrissement temporaire des plantes est atteint. Dans la même idée on définit la Réserve Utile (RU). Lorsqu'elle est vide, c'est cette fois le point de flétrissement permanent qui est atteint.

La relation entre la RU et la RFU est, d'après Chamayou et Legros (1989): $RFU_{\max} = \frac{2}{3} RU$.

La notion de RFU_{\max} fait aussi intervenir celle de Capacité de Stockage en Eau des sols (CSE) qui est le volume maximal d'eau qu'un sol retient contre les seules forces de gravité. Cette notion exclut d'une part les remontées capillaires qui pourraient se produire à partir de nappes ou des horizons profonds et d'autre part l'action des végétaux. C'est justement la prise en compte des remontées capillaires qui différencie la CSE de la RFU_{\max} .

L'évaluation de la RFU_{\max} d'un sol pose problème dans la mesure où c'est une notion difficile à apprécier. Il est cependant intéressant de la quantifier puisque, d'une part, elle permet de caractériser un sol, et d'autre part, elle intervient dans le bilan hydrologique.

La formule permettant de quantifier la RFU_{\max} est la suivante: $RFU_{\max} = \frac{2}{3} \cdot e \cdot (Cc - Hf)$ (Musy et Soutter, 1991).

Avec

- Cc : capacité au champ ;
- Hf : point de flétrissement permanent ;
- e : profondeur racinaire.

Rappelons rapidement que la capacité au champ (=capacité de rétention = *field capacity* en anglais) est la quantité maximale d'eau que le sol peut contenir dans les conditions où son drainage se trouve assuré librement. Elle correspond aussi à l'eau non mobilisable par la seule force de gravité. Elle correspond à l'eau retenue par le sol après une période de pluie et un ressuyage de deux ou trois jours (Duchaufour, 1995). Dans ce cas, l'air peut circuler, favorisant le développement des végétaux.

Le point de flétrissement est défini comme la valeur minimum de l'eau liée, non absorbable par les plantes (Duchaufour, 1995), soit l'eau retenue par la particule de sol, non soumise aux forces de gravité. La décroissance du taux d'humidité dans le sol entraîne une rétention de l'eau de plus en plus forte, la force de rétention du sol s'accroît et le végétal dépérit ou meurt dans le cas où la contrainte se prolonge. Le point de flétrissement temporaire représente le seuil d'humidité au-delà duquel le flétrissement commence, mais n'est pas encore irréversible ; en deçà de ce seuil le seuil de flétrissement permanent est atteint et les plantes subissent des dégâts irréversibles et meurent.

Application aux massifs miniers

Dans le cas des massifs miniers de Nouvelle-Calédonie, L'Huillier *et al.* (2010) étudient les sols sur substrats ultramafiques et affirment que les sols ferrallitiques (cuirasse) ont une réserve en eau très faible dans les horizons gravillonnaires mais celle-ci augmente rapidement dans les horizons limon-argileux sous-jacents (latérite rouge), qui possèdent une importante microporosité.

De plus, selon Vale NC, l'épaisseur racinaire est faible, comprise entre 0 et 60 cm (racine fine (<2 mm) absente au-delà de 40 cm de profondeur, et racine moyenne (>2 mm) absente au-delà de 60 cm de profondeur). Enfin, Jaffré *et al.* (1971) quantifient différents paramètres du sol sur roches ultrabasiques, présentés dans le Tableau 3.

Tableau 3 : Caractéristiques physicochimiques de différents horizons de sols de maquis sur roches ultramafiques (d'après L'Huillier *et al.* (2010).

Horizons (cm)	Sol ferrallitique rajeuni par érosion		Sol ferrallitique gravillonnaire à cuirassé		
	0-15	45-50	0-15	18-24	27-32
Humidité à pF 3 (%)	29.4	37.1	12.8	16.8	23.7
Humidité à pF 4.2 (%)	22.0	15.5	9.3	11.7	16.4
RFU max (mm)	7.4	21.6	5.3	3.6	3.7
Réserve Utile (mm)	11.1	32.4	7.9	5.4	5.5

Ces données permettent d'estimer **la réserve facilement utilisable maximale par les plantes dans les sols des massifs miniers dont la profondeur racinaire est de l'ordre de 50 cm, est comprise entre 13 et 43 mm, et la réserve utile entre 19 et 65 mm.** Cette valeur est cohérente avec les observations de terrain d'une végétation peu développée et très particulière. Les essais de quantification sur Goro par A2EP (2012b) à partir de modèles à réservoirs évaluent la réserve utile progressive comprise entre 42 et 75 mm soit une réserve un peu plus importante que celle évaluée à partir des données agronomiques.

c) Estimation du ruissellement

Définition

Sur les sols peu perméables ou déjà gorgés d'eau par des précipitations antérieures, l'eau de pluie ruisselle. Elle forme une fine pellicule d'eau qui s'écoule le long des pentes et va gonfler les cours d'eau au fond des vallons. Toute cette eau est ensuite transportée via les rivières puis les fleuves jusqu'aux océans.

L'intensité du ruissellement dépend de la nature du sol, de sa pente, de son état d'humidité, de l'existence ou non d'un couvert végétal ou d'accidents de terrain, naturels ou artificiels, ainsi que de l'intensité et de la durée de la pluie. L'eau ruisselle par exemple davantage sur un sol compact et dense que sur un sol meuble et léger. Elle ruisselle également davantage sur un sol humide que sur un sol sec. Par ailleurs, la végétation retient l'eau et par conséquent réduit le ruissellement, aussi celui-ci est-il plus important dans les pays arides que dans nos régions. De même, l'eau ruisselle d'autant moins qu'il y a de talus, de terrasses, de murets, d'éléments qui s'opposent à son écoulement.

Données existantes sur les massifs de péridotites

Sur Tiébaghi, Beauvais *et al.* (2007) ont montré que sur le flanc Ouest du plateau où la pente est réduite (3 %) la cuirasse est conservée et l'infiltration est favorisée ; sur le flanc Est au contraire la pente est forte, l'érosion domine et le ruissellement également.

Sur les massifs miniers, les problématiques liées au ruissellement sont importantes et la thématique érosive sensibilise à la fois les populations, les institutions et les compagnies minières. Ainsi des études spécifiques ont été menées pour mieux quantifier les quantités de flux liquides et solides drainées par les bassins versants miniers. Le programme CNRT « Petits bassins versants miniers » s'est intéressé au transport de solides lors des événements importants sur des bassins versants équipés sur les mines de Poro (côte Est), Koniambo et Poum (côte Ouest) et enfin Goro (massif du Sud). Ce programme s'est terminé en 2014 et quatre autres programmes CNRT sont actuellement en cours, deux étudient le transport des métaux : projet DMML (Dispersion des métaux de la mine au lagon) et DYNAMINE (Dynamique des métaux de la mine au lagon en NC dans l'hydrosphère), et les deux autres étudient le passif et évaluent les flux de matériaux résultants de l'activité minière dans les années 1960- 1970 : le projet IMMILA (Quantification et qualification des flux solides et liquides de la mine au lagon) et GESTION du PASSIF (L'activité minière et remédiation : engravement et sédimentation).

Le ruissellement est fonction de la couverture végétale et du type de sol, mais aussi de la pente de la zone et de la quantité de pluie précipitée. Terry et Wotling (2011) montrent qu'en Nouvelle-Calédonie, les coefficients de ruissellement varient entre la côte Ouest et la côte Est, avec des coefficients plus élevés sur la côte au vent. Ainsi **la part de ruissellement est en moyenne de 58 % des précipitations sur la côte Est, pour 41 % sur la côte Ouest**. Cette observation est en accord avec le relief beaucoup plus incisé sur la côte Est que sur la cote sous le vent à l'Ouest. Ils soulignent également l'importance de l'état de saturation des sols sur massifs miniers. En effet, les latérites qui affleurent en partie sur les massifs miniers sont poreuses mais peu perméables et les conditions de saturation vont fortement modifier le coefficient de ruissellement.

Sur le site de Poro sur la côte Est où la pluviométrie moyenne est de 2200 mm/an, il a été observé que **la pluie « limite » pour initier les processus de ruissellement est de 15 – 20 mm** (Guyonneau, 2012). Par ailleurs, **le coefficient de ruissellement¹** moyen estimé par la pente de la relation pluie incidente / lame ruisselée (appelé coefficient d'écoulement par les hydrologues) est compris **entre 0,75 et 0,8** sur le bassin versant amont et entre 0,5 et 0,6 pour le bassin versant aval (Allenbach, 2015). Sur Poum les coefficients de ruissellement sont plus faibles, proche de 0,5 (Chillou, 2012). Enfin sur le Koniambo et Goro, un nombre plus réduits d'évènements ont pu être enregistrés et utilisés pour l'estimation de ce coefficient ; il est de 0,1 pour le Koniambo mais cette valeur est fortement remise en cause par l'auteur, et de l'ordre de **0,3 pour Goro, avec une valeur de 0,54 pour un évènement fort** (Motto, 2013). Cette étude démontre également que les coefficients d'écoulement atteignent des valeurs extrêmes de 1 pour les évènements les plus forts et les bassins les plus impactés par l'activité minière et les aménagements associés.

A partir des données disponibles sur les petits bassins versants miniers étudiés par le CNRT, il est proposé d'établir un lien avec les autres paramètres caractéristiques des bassins versants étudiés comme la pente, la végétation et la lithologie à l'affleurement. Le Tableau 4 reprend les paramètres et leurs valeurs.

Les différents critères considérés sont ceux proposés par la méthode PaPrika pour l'estimation de la vulnérabilité des aquifères karstiques (Dörfliger et Plagnes, 2009) basée sur l'analyse des critères d'infiltration et par opposition, ceux de ruissellement. Cette méthode a été appliquée au site de Poro en 2014 (Verdier).

¹ Pour les hydrologues, le coefficient d'écoulement correspond au rapport entre la lame d'eau écoulée et la lame d'eau précipitée pour une période donnée. A différencier du coefficient de ruissellement: rapport entre la lame d'eau écoulée et la lame d'eau précipitée à laquelle on a retiré l'interception initiale. Pour cette étude le rapport utilisée usuellement correspond à la lame ruisselée sur la lame d'eau précipitée, soit le coefficient d'écoulement, mais il est appelé le coefficient de ruissellement.

Tableau 4 : Caractéristiques des bassins versants suivis dans le cadre du projet "Petits bassins versants miniers" et coefficients de ruissellement.

	Poro amont	Poro Aval	Poum Povio	Poum Titch
Surface (km ²)	0,09	0,304	0,995	0,778
Pente moyenne (%)	32	36	37	30
Surface végétalisée (%)	0	20	51	71
Surface et géologie : cuirasse (%)	30	30	31	28
Surface et géologie : latérites (%)	22	20	31	47
Surface et géologie : cuirasse (%)	17	24	39	25
Coef. de ruissellement	0,8	0,55	0,4	0,3

Le paramètre pente est un facteur dominant qui contrôle le ruissellement ; cela a été vérifié sur les petits bassins versants puisque sur Poum le coefficient de ruissellement augmente bien avec la pente moyenne du bassin versant.

La couverture du sol est également importante avec un ruissellement réduit lorsque la surface est végétalisée. Enfin même si les mesures ne permettent de le mettre en évidence, la faible perméabilité des latérites joue un rôle important en terme de saturation, d'où les coefficients de ruissellement égaux ou proches de 1 pour les forts évènements qui saturent l'horizon supérieur, et notamment la cuirasse.

Sur le site de Goro, où les précipitations sont quasi quotidiennes donc la durée de temps sec très réduite, et compte tenu de la faible pente, **le coefficient de ruissellement est estimé à 0,3 à l'échelle du bassin versant**. Il est probable que sur les crêtes il soit supérieur, et sur les zones plates, il soit inférieur. Une étude plus complète devrait considérer l'état de saturation du sol et la variation du coefficient en fonction de la hauteur d'eau précipitée.

d) Quantification de la recharge selon le bilan de Thornthwaite sur le site de Goro

Le bilan de Thornthwaite est calculé mensuellement sur le site de Goro. Il utilise l'ETP calculée par la méthode de Penman-Monteith (qui fait référence) et transmis par Météo France Nouvelle-Calédonie. Seules trois années complètes permettent d'appliquer le bilan. Pour chaque début d'année, le stock d'eau dans le sol est supposé maximal. La Figure 5 présente les composantes du bilan hydrologique : Précipitations, Evapotranspiration potentielle et réelle, et la composante (infiltration + ruissellement).

Il apparaît d'abord que la quantité de pluie sur Goro suffit dans la très grande majorité des cas à satisfaire l'ETP. Ainsi **l'ETR est souvent égale à l'ETP et la réserve facilement utilisable par les plantes est rarement sollicitée. Par conséquent ce terme n'est pas un paramètre majeur pour le bilan**. Par ailleurs, la grandeur « ruissellement + infiltration », ou **pluie efficace** suit clairement les précipitations et **varie entre 58 et 78 % des précipitations**.

En considérant un coefficient de ruissellement moyen de l'ordre de 0,3, **la recharge moyenne mensuelle est comprise entre 0 et 550 mm/mois pour une moyenne de 75 mm/mois**. Notons que les valeurs maximales sont certainement surestimées du fait qu'une valeur unique de coefficient de ruissellement est utilisée alors qu'il varie certainement avec la quantité de pluie tombée. La Figure 6 présente les paramètres du bilan hydrologique estimés sur trois années complètes sur le site de Goro selon la méthode de Thornthwaite.

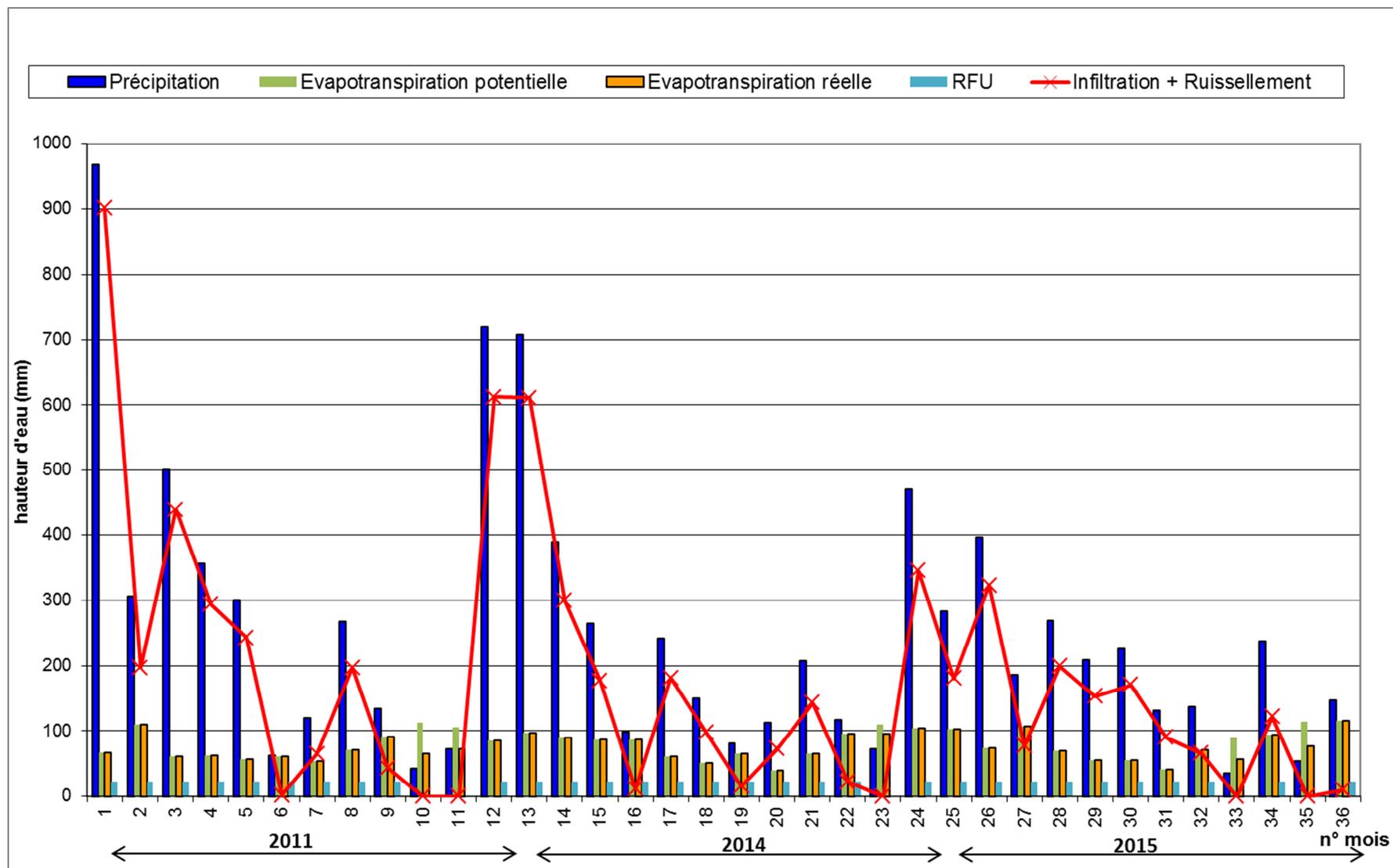


Figure 5 : Bilan de Thornthwaite appliqué au site de Goro. ETP calculée selon la méthode de Penman-Monteith sur les stations Météo France de la Mine et de l'Ancienne Pépinière. Les mois 1 à 36 correspondent chronologiquement aux années 2011, 2014 et 2015.

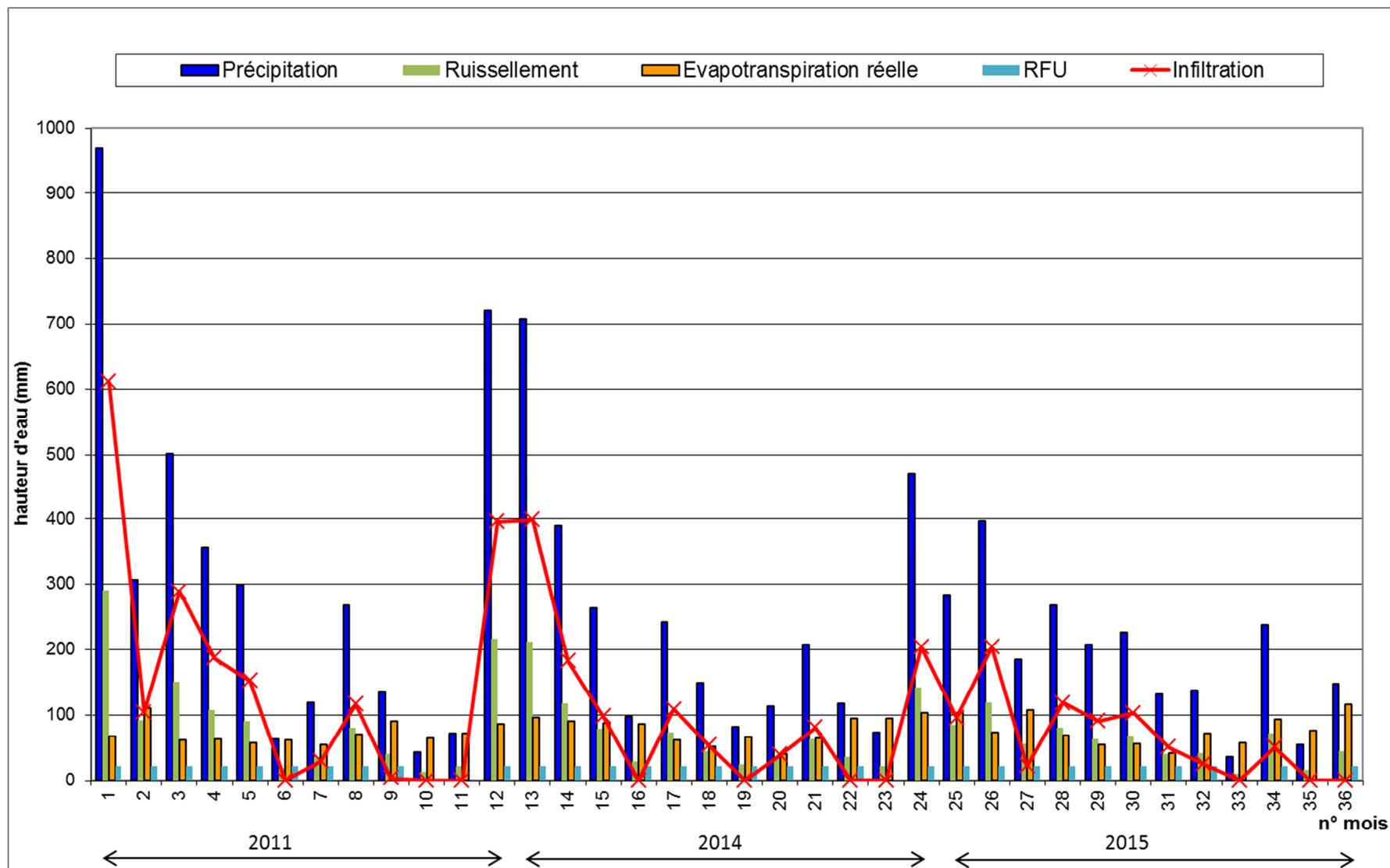


Figure 6 : Bilan de Thornthwaite appliqué au site de Goro. La RFU max est fixée à 22mm et le ruissellement à 30% des précipitations. Les mois 1 à 36 correspondent chronologiquement aux années 2011, 2014 et 2015.

Annuellement le bilan hydrologique calculé avec les termes ainsi définis évalue **l'infiltration annuelle entre 760 et 1800 mm/an, soit entre 32 et 49 % des précipitations annuelles.**

e) Quantification de la recharge sur le massif de Tiébaghi selon le bilan de Thornthwaite

Le bilan hydrologique réalisé sur le massif (Retour, 2005) a également permis d'estimer **la pluie efficace annuelle** (= Précipitations – Evapotranspiration Réelle = Ruissellement + Infiltration) à 927 mm/an, soit près de **55 % des précipitations.**

L'estimation complète des termes du bilan hydrologique est réalisée en 2007 sur le site de Dôme par Dubois et Join (2007) : « Les mesures enregistrées dans le Creek «Pilote» depuis juillet 2006 ont permis de préciser le bilan hydrique de ce bassin versant. L'utilisation simultanée des données piézométriques (volume infiltré) et des données de débit mesuré au seuil permet d'évaluer la part du terme « infiltration » du bilan hydrologique. Cette estimation est établie sur une période de référence comprise entre octobre 2006 (piézométrie d'étiage) et mai 2007 (piézométrie haute). Deux modes d'estimation sont possibles :

1. $Q_w + R$ (Ruissellement + infiltration) + ΔR_{FU} = $P - ETR$ (issu du bilan hydrologique établi par la méthode de Thornthwaite) ;
2. $Q_w + R + \Delta R_{FU}$ = Débit au seuil + stock nappe (hauteur de la variation piézométrique * porosité).

Les résultats obtenus sur le Creek « Pilote » donnent un débit $Q_w + R$ de 5 l/s dans l'estimation par le bilan de Thornthwaite et un débit de 8 l/s par la mesure de la nappe et du Creek. Compte tenu de l'imprécision des différents termes de ces deux méthodes (ETR, porosité de la nappe), nous pouvons considérer un terme moyen d'écoulement de l'ordre de 6,5 l/s estimé à +/- 20 % par les deux méthodes. Ceci montre un bilan hydrologique équilibré par les seules sorties mesurées au niveau du seuil de jaugeage situé à l'altitude 300 m. »

Les flux sortant à l'altitude inférieure à 300 m sont supposés négligeables et la recharge ainsi calculée est sans doute sous-estimée ; le débit $Q_w + R$ au pied du massif est vraisemblablement proche de 8 l/s. **Le bilan hydrologique permet d'estimer la recharge sur le massif de Tiébaghi à 300 mm/an.**

II. Estimation à partir d'un modèle global

a) Principe

Le modèle hydrologique global GARDENIA est un code de calcul développé par le BRGM (Thiéry, 2013, 2014, 2015). Il simule les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant par des lois physiques simplifiées représentant un écoulement à travers une succession de réservoirs. À partir de chroniques météorologiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) sur un bassin d'alimentation, GARDENIA permet de calculer le débit à l'exutoire d'un cours d'eau (ou celui d'une source) et / ou le niveau piézométrique en un point de la nappe libre sous-jacente. GARDENIA fournit également la pluie efficace et la recharge du système.

b) Structure du modèle

Dans sa mise en œuvre la plus simple, GARDENIA simule le cycle de l'eau par un système de trois réservoirs en cascade qui représentent successivement (Figure 7) : les premières dizaines de centimètres du sol (siège des phénomènes d'évapotranspiration), une zone intermédiaire générant un écoulement rapide (c'est le ruissellement) et une zone aquifère générant de l'écoulement souterrain lent et retardé.

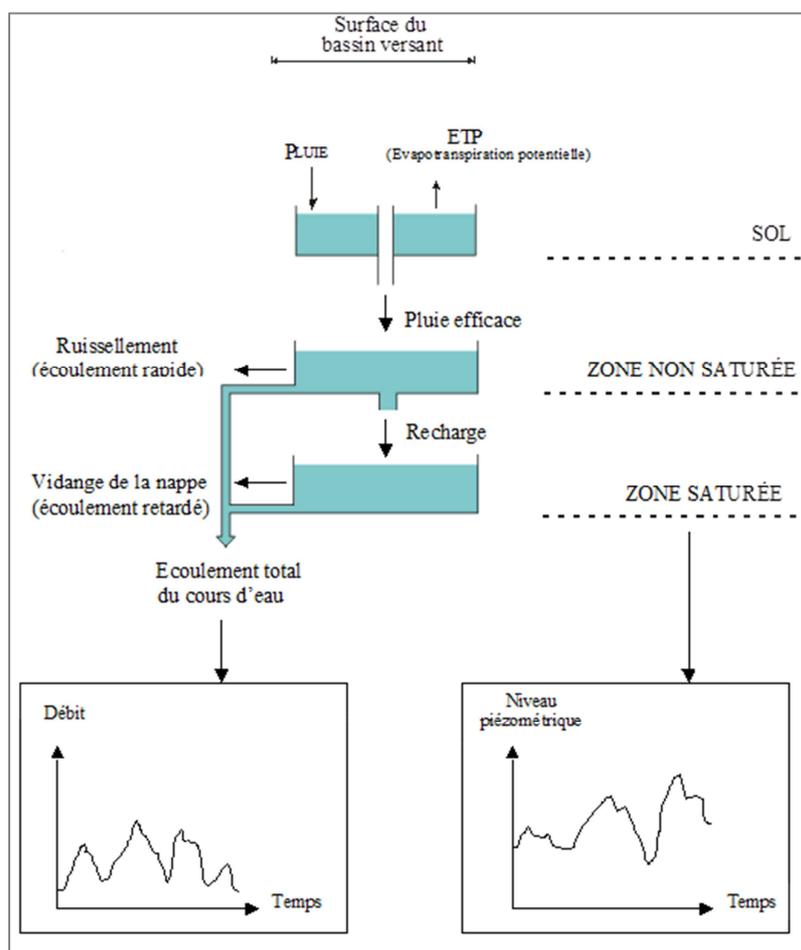


Figure 7 : Structure du modèle GARDENIA utilisé pour simuler le débit en rivière ainsi que le niveau piézométrique de la nappe drainée (Thiéry, 2014).

La structure du réservoir SOL, Figure 7, est de type « réserve utile » et permet de calculer la pluie nette ALIMH en calant la capacité du réservoir RU. Si la pluie est en excès par rapport à cette capacité, l'eau s'infiltré dans le système. L'évapotranspiration réelle (ETR) est estimée à partir des données d'évapotranspiration potentielle (ETP) et du stock d'eau disponible dans le réservoir SOL.

Le réservoir qui représente la ZONE NON SATUREE (Figure 7) a une hauteur d'eau notée H. Il est alimenté en eau par la pluie nette ALIMH provenant du réservoir superficiel, et est vidangé par deux exutoires :

- une percolation dans le réservoir souterrain G, notée ALIMG, suivant une loi linéaire (vidange exponentielle) de constante de temps THG :

$$ALIMG = H \cdot dt / THG \text{ (dt = durée du pas de temps)}$$

- un écoulement à l'extérieur du bassin, sous forme d'une composante rapide QH du débit, selon une loi non-linéaire contrôlée par le paramètre RUIPER. Ce paramètre RUIPER est en fait la hauteur d'eau dans le réservoir H pour laquelle la percolation ALIMG et l'écoulement QH sont égaux :

$$QH = H \cdot dt / (THG \cdot RUIPER / H)$$

Le ratio QH / ALIMG est égal au rapport H / RUIPER. Ce réservoir H sert uniquement au transfert. Le calcul s'effectue en réalisant une répartition de la Pluie Nette ALIMH en composantes ALIMG et QH.

Le réservoir de la ZONE SATUREE (Figure 7) produit l'écoulement lent qui provient de l'aquifère et a une hauteur d'eau notée G. Il est alimenté par le réservoir intermédiaire H (ALIMG), et est vidangé vers l'exutoire du bassin sous forme de débit QG, suivant une loi de vidange exponentielle de constante de temps TG :

$$QG = G \cdot dt / TG$$

Le niveau piézométrique N est calculé en mm et transformé en niveau absolu en mètres par division par le coefficient d'emmagasinement global Coef_Emmag et ajout du niveau de base local Nbase :

$$N = G / Coef_Emmag + Nbase$$

Dans les bassins versants ayant une composante souterraine conséquente, il est fréquent que des ECHANGES SOUTERRAINS se produisent avec l'extérieur. Il peut arriver qu'une partie de la composante souterraine n'apparaisse pas dans le débit mesuré à l'exutoire. Cette partie de l'écoulement souterrain peut se propager dans la nappe souterraine latéralement vers l'extérieur du bassin, ou bien « sous » la section de jaugeage. On a donc une perte de débit (échange souterrain négatif). Ce débit perdu apparaîtra dans un bassin voisin. A l'opposé il peut arriver qu'un débit souterrain additionnel provienne d'un bassin versant voisin. On a alors un gain de débit (échange souterrain positif). Ces échanges souterrains sont modélisés avec un coefficient d'échange souterrain externe :

$$Q_Echang_Souterr = Fact_Echang \cdot QG_Avant_Echang$$

soit :

$$Q_Echang_Souterr = QG \cdot Fact_Echang / (1 + Fact_Echang)$$

Les échanges souterrains affectent la composante souterraine du débit calculé mais n'affectent pas le niveau du réservoir souterrain. Ils n'affectent donc pas le niveau de la nappe calculé.

La Figure 8 présente le principe et les paramètres du modèle.

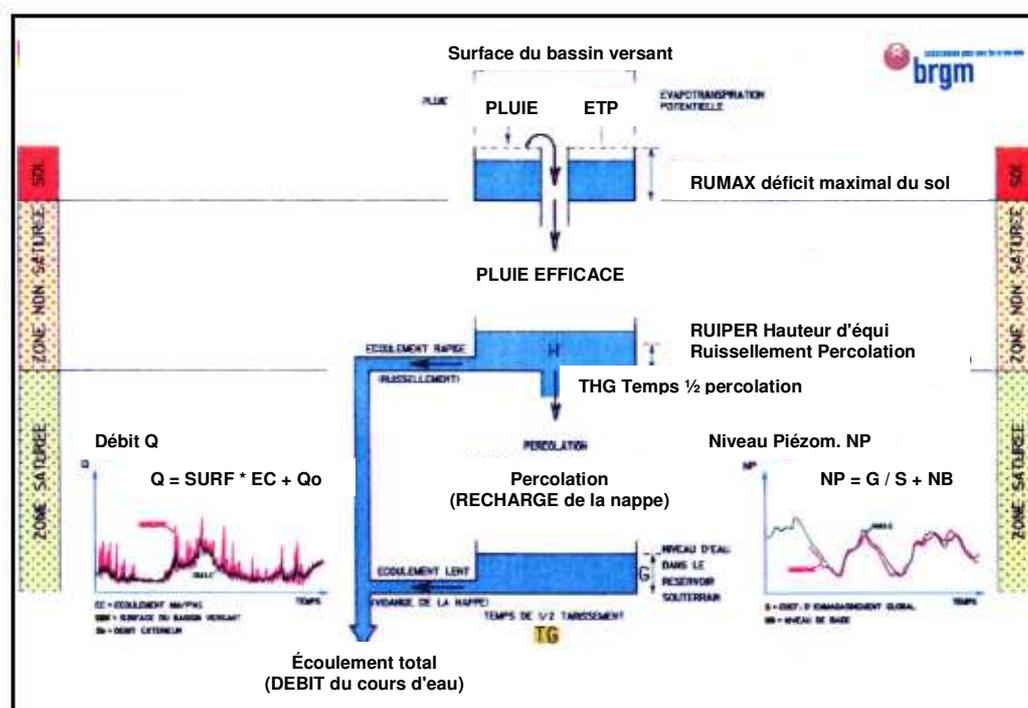


Figure 8 : Principe du modèle hydrologique global GARDENIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique.

Stratégie de calibration

Les paramètres du modèle pour calculer le débit sont au nombre de 5 :

- RU : Capacité du réservoir SOL de type « réserve utile » ou « réserve disponible pour l'évapotranspiration » : en mm,
- THG : Temps de demi-montée du réservoir H (temps de ½ percolation) : en mois,
- RUIPER : Hauteur dans le réservoir H pour laquelle il y a répartition égale entre écoulement rapide et percolation : en mm,
- TG : Temps de demi-tarissement du réservoir G : en mois,
- Fact_Echang : Coefficient d'échange souterrain externe : en %.

Un paramètre supplémentaire est nécessaire pour exprimer le niveau d'eau en piézométrie :

- Coef_Emmag : Coefficient d'emménagement global de l'aquifère

La calibration du modèle est effectuée simultanément sur le débit à l'exutoire et le niveau piézométrique en donnant un poids relatif (alpha et 1-alpha) à chacune des deux variables simulées. Le critère d'ajustement F est alors :

$$F = (\alpha \times F_{\text{Débit}}) + (1-\alpha \times F_{\text{Niveaux}})$$

en retenant comme critères de performance pour $F_{\text{Débit}}$ et F_{Niveaux} respectivement le coefficient de Nash sur la racine carré des débits Nash $Q^{0.5}$ et sur la racine carré de la piézométrie Nash $h^{0.5}$.

Gardénia offre la possibilité de travailler avec un schéma simple : un seul réservoir, ou avec un schéma complexe : deux réservoirs souterrains comme l'illustre la Figure 9.

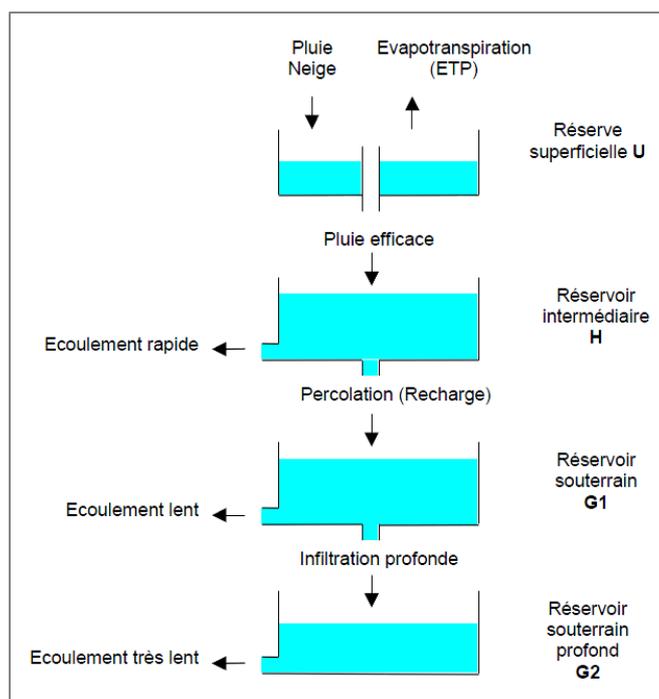


Figure 9 : Schéma complexe : deux réservoirs souterrains.

c) Application au site de Goro

Les deux types de modèle vont être testés sur Goro puisque l'hydrosystème consiste en un milieu aquitard dans les latérites et un milieu aquifère dans les saprolites grossières et péridotites fracturées, et qu'il existe deux types de piézomètres suivis en continu : les piézomètres captant les latérites et les piézomètres captant les saprolites.

Etudes existantes

En 2012, A2EP (2012b) utilise les chroniques de débit sur plusieurs bassins versants pour estimer la recharge du système aquifère des saprolites grossières et péridotites. L'objectif de cette étude était de mettre en évidence d'éventuelles connexions karstiques en comparant les résultats des modélisations en intégrant, ou non, un « débit extérieur » entrant. Seules les chroniques de débits sont utilisées et aucun calage sur les chroniques piézométriques n'a été considéré. Le meilleur calage en termes de critère de Nash est retenu et le nombre de réservoirs souterrains retenu varie selon la station.

Tableau 5: Valeurs de la recharge issues de la modélisation Gardénia sur trois bassins versants de la zone de Goro (A2EP, 2012b).

Bassin versant et station de suivi	Surface du BV (km ²)	Nombre de réservoirs	Pluie efficace (% pluie)	Réserve Utile progressive max (mm)	Recharge (% P)	Recharge (mm/an)
Kwé Aval (KAL)	32,92	2	67	75	29	903
Kwé Nord (KNL)	11,93	1	67	42	24	830
Kwé Ouest (KOL)	10,66	2	63	70	27	945

Les résultats sont homogènes sur la zone et **la recharge moyenne est de 860 mm/an soit 27 % des précipitations annuelles.**

Nouvelles modélisations sur le bassin de la Kué Nord

Dans le cadre de ce travail de thèse et d'un travail de compagnonnage avec le BRGM (Jeanpert et Maréchal, en cours), des modèles Gardénia ont été construits à partir des données de la zone du bassin versant de la Kué Nord ; la station hydrométrique correspondante est la station dite « KNL ». La surface de ce bassin versant est de 10,56 km². La Figure 11 présente la carte précise de la zone étudiée et les équipements disponibles.

Données météorologiques

Sur le secteur de Goro, un réseau de pluviomètres gérés par Vale NC et par Météo France existe. Les périodes de suivi sont rarement superposées et les stations Météo France sont postérieures à celles de Vale NC (à partir de 2002 pour Goro Mine, et 2010 pour Goro Usine et Goro Pépinière). Une chronique composite a ainsi été construite pour le modèle Gardénia : avec les stations Vale (SMAA : station de l'ancienne Pépinière de janvier 1997 à octobre 2010), puis station Météo France (Goro_Mine) d'octobre à décembre 2010, puis station Météo France (Goro_Ancienne Pépinière) de janvier 2011 à janvier 2012 ; enfin selon la donnée disponible, les données des stations Météo France Goro_Mine ou Goro_Ancienne Pépinière ont été utilisées (Goro_mine de février 2012 à mai 2012, puis de février à mi-mai 2013, et mi-juin 2013 à décembre 2014, et Goro_Ancienne Pépinière de mai à janvier 2013, de mi-mai à mi-juin 2013).

La chronique de pluie utilisée pour la modélisation est présentée sur la Figure 10.

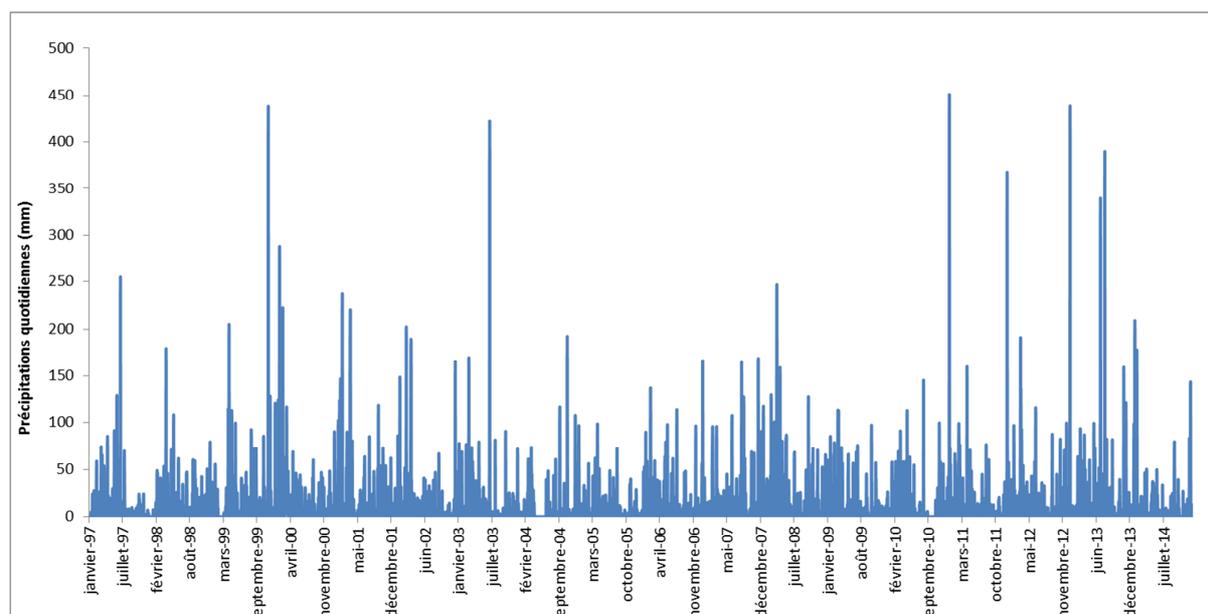


Figure 10 : Chronique de pluie (composite entre 3 stations Vale NC et Météo France) entre janvier 1997 et décembre 2014 utilisée pour la modélisation Gardénia.

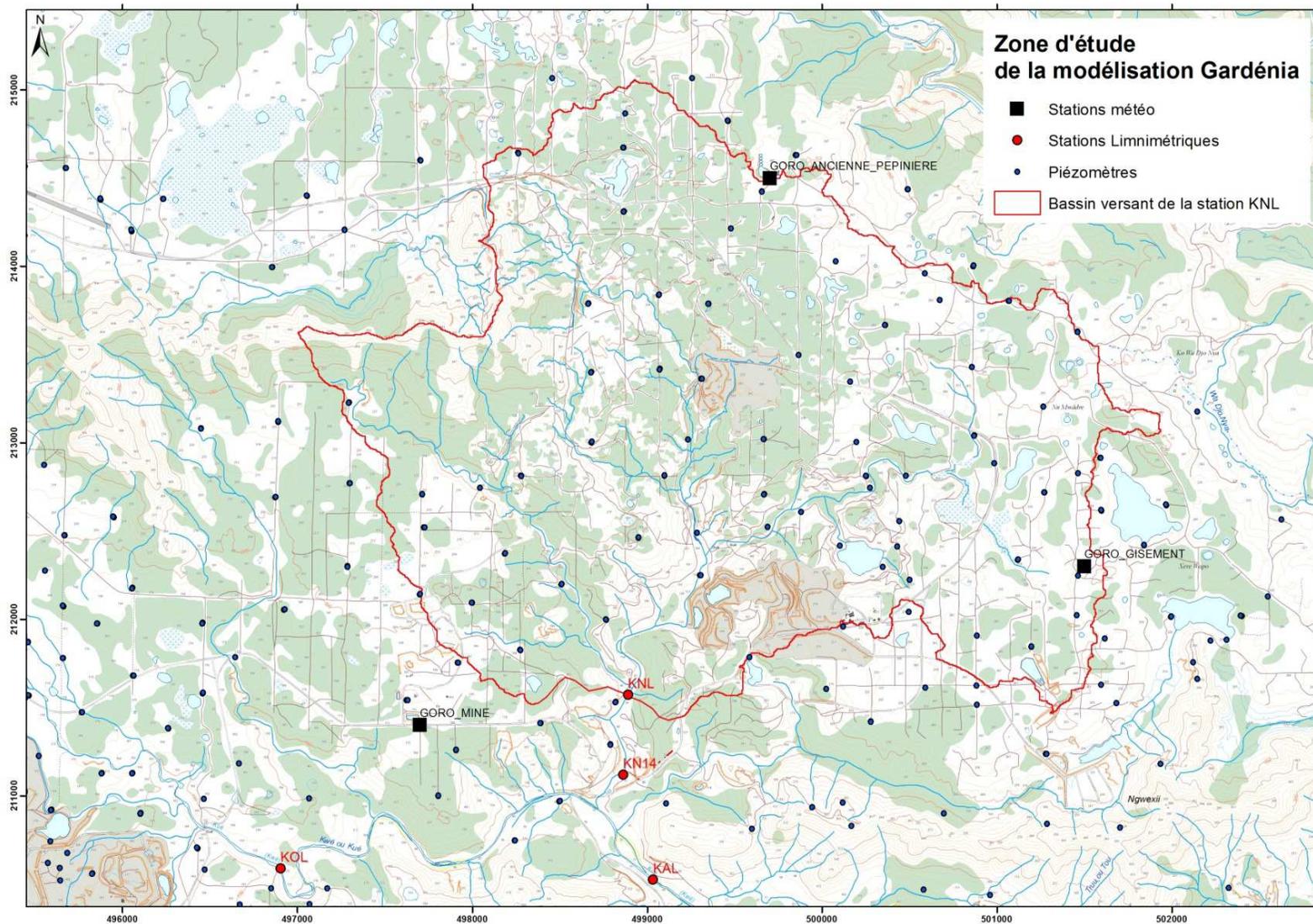


Figure 11 : Carte de la zone d'étude : station KNL et bassin versant de la Kué Nord (coordonnées en mètres RGNC91 Lambert).

Les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) proviennent de la base de données de Météo France. L'ETP est calculée selon la méthode de Penman-Monteith. Les données sont disponibles sur les stations de Goro_Mine (entre 2002 et 2007), Goro_Usine et Goro_Ancienne pépinière entre 2011 et 2014. La chronique des ETP est construite à partir des données de ces différentes stations Météo France en calculant la valeur moyenne quotidienne et la chronique annuelle est répétée sur toute la période du modèle. La Figure 12 présente les chroniques d'ETP calculées par Météo France et utilisée pour la modélisation Gardénia. Pour ne pas surcharger la figure les données de la station Goro-Usine ne sont pas représentées car elles s'éloignent de la zone d'étude.

La chronique ainsi créée moyenne les ETP quotidiennes mais permet de retrouver l'ETP annuelle égale à 1230 mm/an ; l'ETP calculée sur les stations Météo France à partir des chroniques complètes en 2009, 2012 et 2013 est comprise entre 950 et 1290 mm/an et est égale en moyenne à 1138 mm/an.

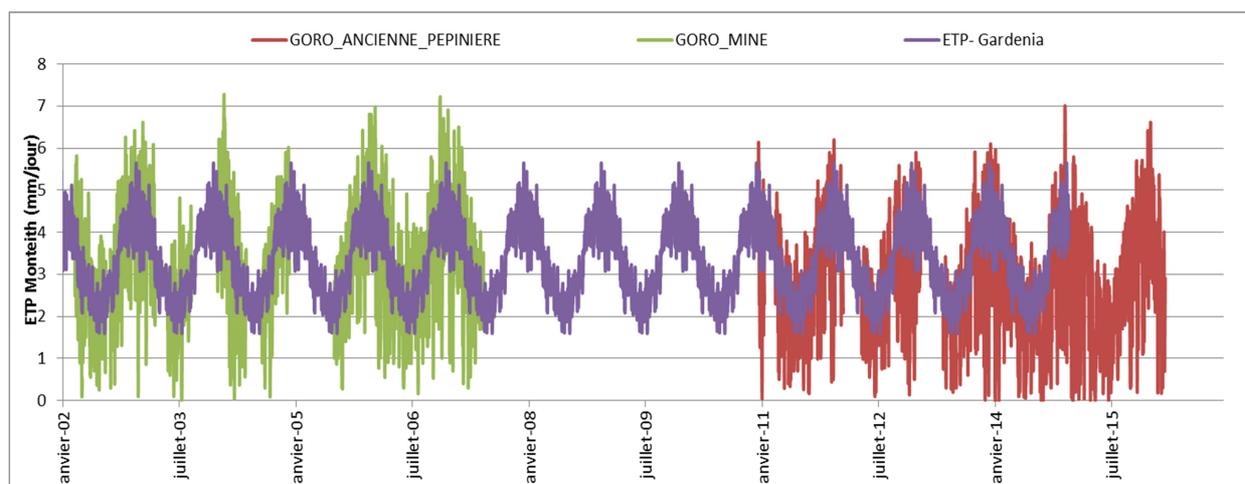


Figure 12 : Chroniques d'évapotranspiration potentielle calculée aux stations Météo France (Goro- Ancienne Pépinière et Goro-Mine) et utilisée pour le modèle Gardénia (en violet).

Données hydrométriques

La station de la Kwé Nord (station « KNL ») est utilisée pour la modélisation Gardénia car elle draine le bassin versant de la Kué Nord qui intègre la fosse minière, le secteur des lacs (lacs Goro Sud, Xere Wapo) et le secteur sur lequel un nombre important d'essais hydrodynamiques *in situ* ont été réalisés dans le cadre du projet HYPERK et de cette thèse. La chronique de débit s'étend d'octobre 1995 à juillet 2011 (données de leur base HYDRO transmises par Vale NC au programme CNRT HYPERK) (A2EP, 2012a), soit quinze années mais ces données présentent des lacunes importantes : les années 2003, 2009 et 2010 sont manquantes, les années 1995, 2000, 2004, et 2008 et 2011 incomplètes (Figure 13).

La chronique comprend des valeurs de débits entre octobre 1995 et juillet 2011 dont la valeur maximale est égale à 100 m³/s. Dans une étude réalisée par A2EP sur l'hydrologie du secteur de Goro (A2EP, 2012a), la valeur maximale présentée sur la station de KNL est de 40 m³/s. La chronique utilisée par A2EP et la chronique brute se distinguent sur la période de juillet à octobre 2008 durant laquelle cette valeur maximale a été mesurée ; cette période semble avoir été supprimée pour l'étude d'A2EP. Ainsi il a été décidé d'appliquer la valeur maximale du débit de 40 m³/s sur notre chronique pour la modélisation Gardénia afin de ne pas perturber la calibration par des valeurs qui ont été jugées aberrantes. De plus, l'objectif étant d'estimer la recharge, il a été choisi de privilégier les débits à l'étiage.

La chronique de débit utilisée pour la modélisation Gardénia correspond à la période 1997 – 2014 construite à partir des données brutes transmises par Vale NC ; elle est présentée sur la Figure 13.

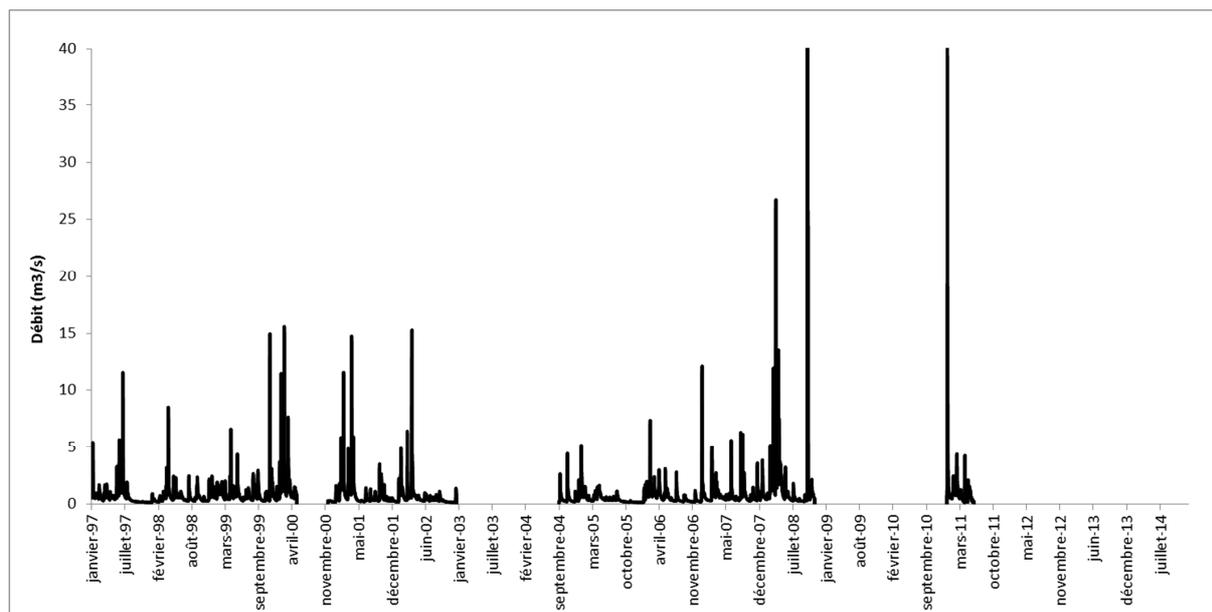


Figure 13 : Chronique de débit mesuré à la station KNL (données Vale NC) utilisée pour la modélisation Gardénia.

Données piézométriques

La zone étudiée se situe sur la zone d'exploitation de l'entreprise Vale NC. Elle fait l'objet d'un suivi environnemental et la densité de piézomètres est élevée (6 à 12 ouvrages par km²). La Figure 11 présente le réseau de piézomètres. Souvent, les plateformes de piézomètres comprennent deux ouvrages : l'un captant le niveau semi-perméable des latérites (piézomètre dit « court » : PEC) et un second captant le niveau aquifère des saprolites (piézomètre dit « long » : PEL).

La modélisation Gardénia a été appliquée aux deux types d'ouvrages, en testant le modèle simple à 1 réservoir souterrain, ou complexe à 2 réservoirs. Sur les 116 piézomètres situés dans le bassin versant de la Kué Nord, 13 piézomètres captant les latérites et 18 captant les saprolites grossières font ou ont fait l'objet d'un suivi en continu. Tous ces ouvrages du secteur ont été utilisés pour la modélisation Gardénia.

Propriétés de l'aquifère

Certains paramètres du modèle doivent être initialisés pour s'assurer de la validité de la solution calculée. La convergence du modèle est plus rapide, et la modélisation des paramètres est plus réaliste. Il s'agit notamment des paramètres représentant le système sol d'abord, avec la valeur de la réserve superficielle progressive. La connaissance des sols sur massif ultrabasique (L'Huillier *et al.*, 2010) et le bilan hydrologique calculé sur un autre massif (Retour, 2005) nous permet de fixer la valeur initiale de la réserve superficielle progressive à 30 mm.

Par ailleurs, le coefficient d'emmagasinement doit également être initialisé avec une valeur proche des mesures. La valeur moyenne résultant des essais hydrauliques *in situ* (Vale Nouvelle-Calédonie, 2014) est utilisée soit $4,0 \cdot 10^{-2}$ pour les latérites (PEC), et $7,5 \cdot 10^{-3}$ pour les saprolites grossières (PEL).

Résultats de la modélisation

Le calage sur les piézomètres courts captant la latérite s'est révélé insatisfaisant. L'analyse s'est donc focalisé sur le calage des piézomètres longs captant la saprolite grossière et qui correspond, rappelons-le, à l'aquifère drainé par les creeks.

Les calculs ont été réalisés sur les modèles à 1 ou 2 réservoirs en utilisant les 16 piézomètres longs. Les deux systèmes donnent des résultats très proches en termes de critères d'erreur et autres paramètres du modèle. Le Tableau 6 présente les résultats de la modélisation sur les piézomètres longs pour le modèle à 2 réservoirs souterrains. Les critères de Nash (sur les niveaux piézométriques et global) sont quasi identiques et alternativement légèrement plus élevés dans un cas ou l'autre. Ainsi la géométrie du système modélisé n'est pas un critère pour la modélisation et pour la suite l'ensemble des calculs est réalisé dans le cas d'un système complexe à deux réservoirs souterrains.

Dans le cas du modèle à 2 réservoirs, le critère de Nash global est compris entre 0,63 et 0,84 avec une valeur moyenne de 0,76 et un écart-type de 0,5. Le critère de Nash sur les débits est compris entre 0,66 et 0,72 avec une valeur moyenne de 0,71 et un écart-type de 0,02. Enfin le critère de Nash sur les niveaux piézométriques est compris entre 0,45 et 0,91 avec une valeur moyenne de 0,73 et un écart-type de 0,12. Plus précisément il existe deux points pour lesquels le modèle ne permet pas de caler la piézométrie : le 11EX0453 et le 10EX0305 (Nash_piezo = 0,45 et 0,51 respectivement).

Ces deux piézomètres présentent des variations piézométriques faibles (respectivement 1,3 et 2,3 m pour une moyenne de 11 m sur l'ensemble des piézomètres du bassin versant). L'analyse de la piézométrie classée² montre également des pentes très faibles comparativement aux autres piézomètres. Ces deux points sont donc peu représentatifs de l'aquifère et ne seront pas considérés pour le reste de l'analyse.

Le coefficient d'emmagasinement calculé est compris entre 0,15 et 0,006 et vaut $5,2 \cdot 10^{-2}$ en moyenne. Selon le contexte la nappe est libre ou captive ce qui peut expliquer cette gamme de variation du paramètre. Malheureusement les coupes géologiques ne sont pas toujours connues et cette hypothèse ne peut être systématiquement vérifiée.

Quantification de la recharge et termes du bilan hydrologique

Les termes du bilan hydrologique sont considérés dans le cas de la modélisation des piézomètres dans un modèle à 2 réservoirs souterrains avec la piézométrie calée sur l'aquifère profond.

Le Tableau 6 présente les termes du bilan hydrologique et leurs valeurs limites. Un calcul en pourcentage des précipitations est également effectué.

La recharge varie entre 1000 et 1450 mm/an soit 36% ±4% des précipitations ; la réserve utile de l'ordre de 14 mm est faible mais dans l'ordre de grandeur attendu au vu des caractéristiques du sol et de la latérite. Enfin, l'évapotranspiration réelle est comprise entre 800 et 950 mm/an, soit 27% ±1% des précipitations. Ces valeurs sont cohérentes avec les termes du bilan hydrologique présentés précédemment.

Une cartographie de la recharge a été réalisée (Figure 15). Le secteur Sud Est de la zone étudiée semble favoriser l'infiltration. La pente n'est pas un critère car toute la partie Est de la zone est peu pentée, de même que la géologie qui est majoritairement de type cuirasse à l'affleurement. La zone en question se distingue par une végétation moins développée qui pourrait favoriser la pluie efficace

² Les niveaux piézométriques sont classés par pourcentage du temps durant lequel le niveau piézométrique est égal ou supérieur à un niveau donné, quel que soit l'ordre chronologique.

et l'infiltration. De même, on y note la présence de petites lacs de surface qui pourraient aussi favoriser l'infiltration.

La comparaison des taux d'infiltration simulés avec les coefficients d'emmagasinement obtenus avec le modèle Gardénia montre une corrélation linéaire de qualité moyenne (Figure 14). Celle-ci pourrait être liée à un phénomène de non-unicité de la solution du modèle : équivalence de niveaux piézométriques simulés entre un aquifère très poreux avec recharge élevée et un aquifère peu poreux avec faible recharge.

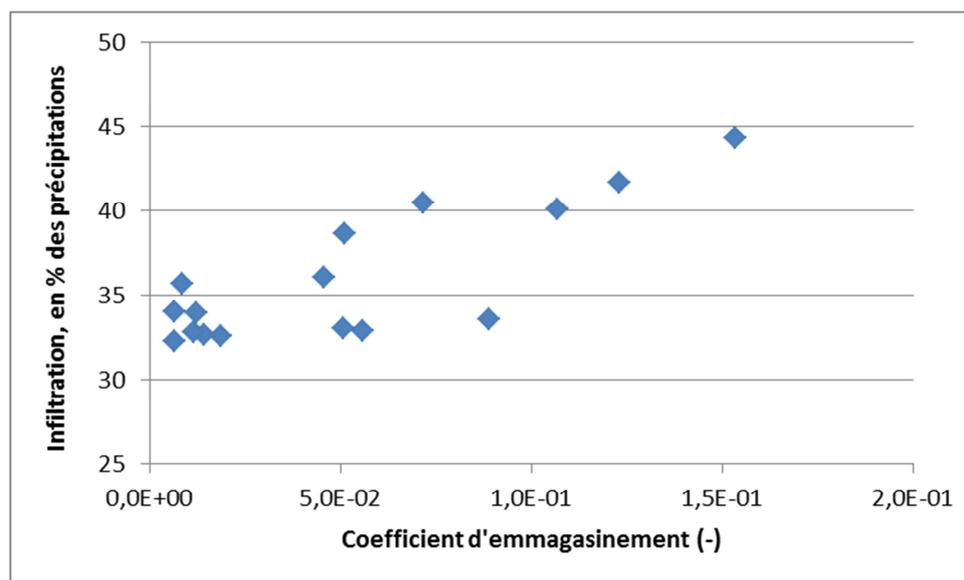


Figure 14 : Analyse des résultats de la modélisation Gardénia : variation du pourcentage de précipitations infiltrées en fonction du coefficient d'emmagasinement.

Conclusion

La simulation des niveaux piézométriques et du débit de la rivière Kué Nord sur le massif de Goro a permis d'estimer les principales composantes du cycle hydrologique sur ce massif : sur une pluie moyenne de 3250 mm/an, la pluie efficace représente de l'ordre de 73 % (2400 mm/an) et l'évapotranspiration le reste (850 mm/an). **L'infiltration vers l'aquifère des péridotites est estimée à environ 1150 mm/an, soit 36 % de la pluie totale.** Le coefficient de ruissellement peut également être calculé, pour une hauteur ruisselée égale à 1250 mm/an, soit un **coefficient de ruissellement de l'ordre de 0,38**, ce qui est cohérent avec les études précédentes (Motto, 2013).

Tableau 6 : Paramètres et résultats de la modélisation sur les piézomètres longs, captant l'aquifère, dans un modèle à 2 réservoirs souterrains.

NomPiezo	Critères d'erreur			Caractéristiques de l'aquifère		Paramètres du modèle à 2 réservoirs souterrains					
	Nash Q Nat	Nash Niveau	Nash Global	Coef_Emma g	Niv_Base-m	Rsup_Progr mm	Rui_Perco mm	T1/2_Perco mois	T1/2_Taris1 mois	T1/2_Perco 2 mois	T1/2_Taris2 mois
10EX0225	0,72	0,74	0,78	1,40E-02	180,7	18,60	67,07	0,32	1,19	3,28E-03	1,19
10EX0234	0,71	0,82	0,79	1,22E-02	247,3	16,05	71,57	0,31	0,74	2,05E-02	0,74
10EX0247	0,70	0,77	0,77	5,11E-02	215,0	9,83	79,36	0,22	0,55	3,28E-03	0,55
10EX0296	0,71	0,83	0,80	8,33E-03	242,8	18,58	74,26	0,25	1,00	3,28E-03	1,00
10EX0302	0,71	0,76	0,78	8,89E-02	261,1	13,47	66,90	0,30	1,10	3,28E-03	1,10
10EX0317	0,72	0,82	0,80	5,06E-02	226,7	21,25	67,46	0,30	1,14	3,28E-03	1,14
10EX0334	0,71	0,70	0,75	4,55E-02	180,4	12,01	74,07	0,26	0,78	3,28E-03	0,78
10EX0342	0,69	0,57	0,70	1,23E-01	187,4	11,24	87,52	0,17	0,64	3,28E-03	0,64
10EX0344	0,70	0,71	0,75	7,16E-02	161,6	11,23	84,14	0,19	0,65	3,28E-03	0,65
10EX0368	0,69	0,68	0,73	1,53E-01	219,4	9,85	97,56	0,15	0,55	3,28E-03	0,55
11EX0366	0,70	0,70	0,74	1,07E-01	237,3	8,01	85,07	0,22	0,53	3,28E-03	0,53
11EX0443	0,72	0,91	0,84	6,29E-03	187,2	18,54	69,42	0,35	1,45	3,28E-03	1,45
11EX0446	0,71	0,80	0,79	6,32E-03	199,0	18,23	70,18	0,28	0,95	3,28E-03	0,95
11EX0447	0,72	0,83	0,80	1,13E-02	174,3	20,48	67,76	0,31	1,13	3,28E-03	1,13
11EX0450	0,72	0,81	0,80	1,85E-02	159,0	19,08	66,71	0,32	1,10	3,28E-03	1,10
11EX0451	0,72	0,73	0,77	5,57E-02	160,6	25,69	68,87	0,30	1,15	3,28E-03	1,15
10EX0305	0,69	0,51	0,68	1,37E-01	262,2	8,15	79,82	0,19	0,70	3,28E-03	0,70
11EX0453	0,66	0,45	0,63	3,45E-01	141,9	9,15	114,52	0,09	0,52	3,28E-03	0,52

NomPiezo	Termes du bilan hydrologique													
	Pluie	ETR	Pluie_Effic	Q_rapide	Q_souterr1	Q_souterr2	Dif Stock	%Q souterr	%Q rapide	Alim sout1	Alim sout2	ETR (%P)	Ruissellement (%P)	Infiltration (%P)
10EX0225	3266	910	2357	1290	20	1045	2	45	55	1067	1047	28	39	33
10EX0234	3266	890	2377	1267	48	1059	2	47	53	1109	1061	27	39	34
10EX0247	3266	824	2443	1181	49	1210	2	52	48	1262	1213	25	36	39
10EX0296	3266	910	2357	1191	26	1138	2	49	51	1166	1140	28	36	36
10EX0302	3266	866	2401	1304	22	1072	2	46	54	1096	1074	27	40	34
10EX0317	3266	928	2339	1261	21	1055	2	46	54	1078	1057	28	39	33
10EX0334	3266	850	2416	1237	33	1143	2	49	51	1179	1146	26	38	36
10EX0342	3266	842	2425	1066	46	1311	3	56	44	1360	1314	26	33	42
10EX0344	3266	841	2425	1105	44	1274	3	54	46	1320	1276	26	34	40
10EX0368	3266	824	2443	995	56	1388	3	59	41	1448	1391	25	30	44
11EX0366	3266	797	2470	1162	53	1251	3	53	47	1307	1254	24	36	40
11EX0443	3266	909	2358	1303	16	1037	2	45	55	1054	1038	28	40	32
11EX0446	3266	907	2360	1247	26	1084	2	47	53	1112	1086	28	38	34
11EX0447	3266	923	2344	1273	21	1048	2	46	54	1071	1050	28	39	33
11EX0450	3266	913	2354	1290	21	1040	2	45	55	1064	1042	28	39	33
11EX0451	3266	953	2314	1240	21	1051	2	46	54	1073	1053	29	38	33
10EX0305	3266	799	2468	1151	41	1274	3	53	47	1317	1276	24	35	40
11EX0453	3266	814	2453	829	66	1554	3	66	34	1624	1558	25	25	50

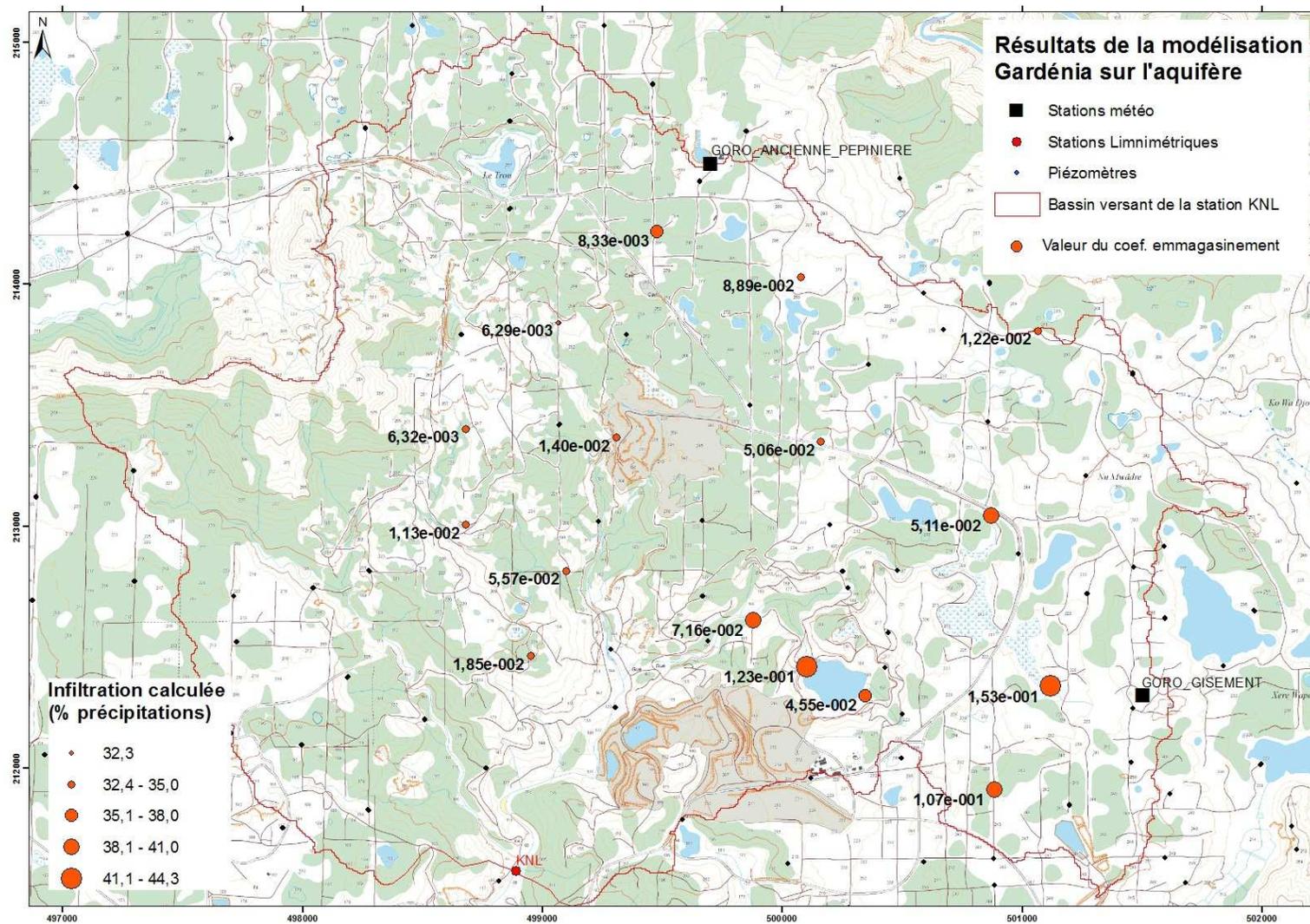


Figure 15 : Cartographie de l'infiltration calculée par modélisation Gardénia sur les piézomètres de l'aquifère dans un modèle à géométrie complexe et valeur du coefficient d'emmagasinement calculé.

III. Estimation de la recharge à partir de l'analyse du débit de base des cours d'eau

La recharge annuelle peut être estimée à partir du débit d'étiage des cours d'eau. Pour cela, il est supposé que le débit de base du cours d'eau est représentatif de la recharge annuelle de l'aquifère.

a) Application aux données existantes sur le massif du Koniambo

L'étude hydrologique et hydrogéologique menée par Golder Associates en 2004 – 2005 sur le massif de Koniambo a permis une estimation de la recharge sur plusieurs bassins versants du massif à partir du débit de base des cours d'eau. Le Tableau 7 présente les valeurs estimées par bassin versant.

Tableau 7: Valeurs de la recharge estimée à partir des débits de base des principaux creeks du massif du Koniambo en 2004 (Golder Associates, 2005).

Bassin versant	Surface du BV (km ²)	Précipitations (Mm3/an)	Précipitations (mm/an)	Débit spécifique (l/s/km ²)	Recharge estimée (% Pluie totale)
Pandanus	6,31	8,9	1410	9,6	21
Village Chinois-1	1,54	2,2	1429	4,2	9
Village Chinois-2	1,78	2,5	1404	8,8	20
Taléa 1	13,71	19,4	1415	7,2	16
Taléa 1 (bras rive droite)	1,58	2,2	1392	11,9	27
Résurgence Taléa 2	2,43	3,4	1399	7,9	18
Taléa 2	9,79	13,8	1410	6,5	14
Puits pied de mine	0,49	0,7	1429	4,4	10

Les précipitations annuelles mesurées sur la station Koniambo entre 2000 et 2004 permettent d'estimer les précipitations annuelles moyennes à 1730 mm/an. A partir de ces données, **la recharge sur ce massif est comprise entre 9 et 27 % des précipitations, soit 155 à 470 mm/an**, avec une valeur **moyenne de l'ordre de 240 mm/an, soit 17 % des précipitations totales et un écart-type de 6 %**. Notons que la station de débit Village Chinois-1 est située très en amont et sur un secteur très impacté par les aménagements miniers ; la valeur de 9% pourrait résulter de ces aménagements et de la gestion des eaux qui en est associée.

b) Application aux données existantes sur le massif de Tiébaghi

Une estimation de l'infiltration a été réalisée à partir de données de débits d'étiage mesurés en 2008 sur certains creeks du massif de Tiébaghi (MICA Environnement NC, 2009). Cinq stations ont été considérées et le débit à l'étiage a été utilisé pour calculer la recharge moyenne annuelle. La Figure 16 présente la localisation de ces stations et les valeurs de la recharge ainsi estimée. Elle est en moyenne de 232 mm/an pour un écart-type de 150 mm/an. Sur le flanc Ouest où les stations de jaugeage sont situées plus en aval du massif et plus représentatives du drainage de l'aquifère, **l'infiltration moyenne sur Tiébaghi est de l'ordre de 280 mm/an, soit 17 % des précipitations annuelles** (P moyenne annuelle = 1500 mm/an sur la station de Tiébaghi de la DAVAR et 1810 mm/an sur la station SLN « Alpha » entre 1982 et 1999, la valeur moyenne de 1660 mm/an est retenue).

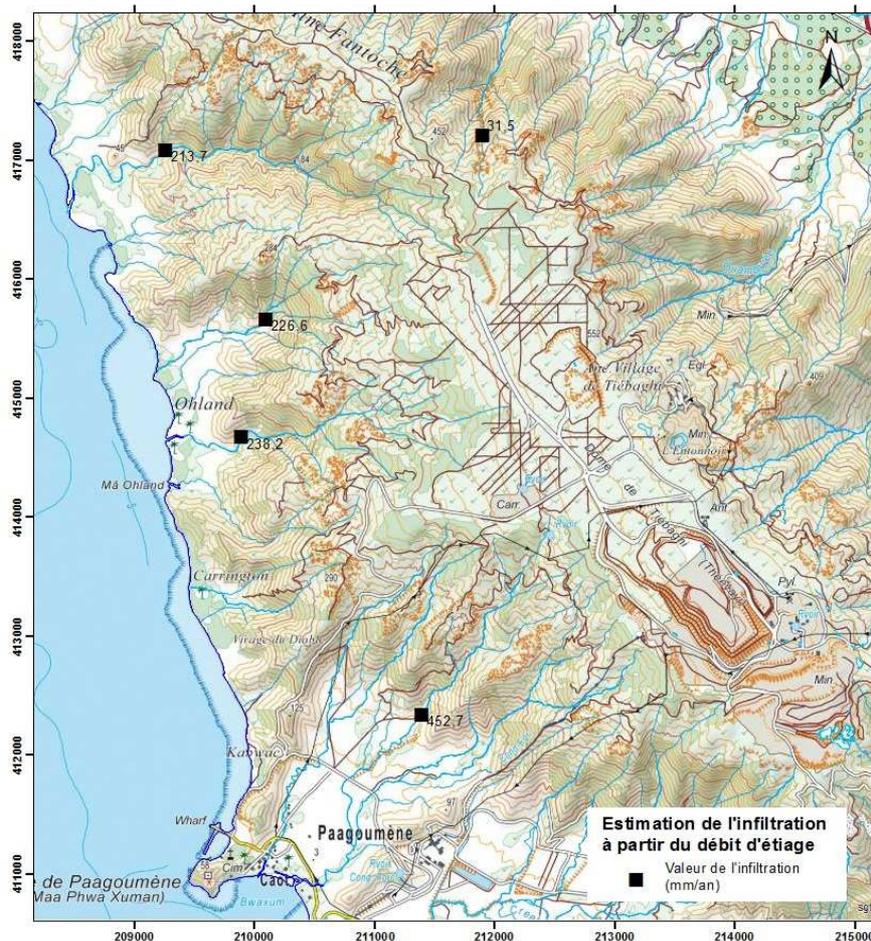


Figure 16 : Localisation des stations de jaugeage utilisées pour l'estimation de l'infiltration à partir du débit d'étiage, et valeur estimée de la recharge en mm/an, Massif de Tiébaghi.

c) Estimation de la recharge à partir du débit de base sur le secteur de Goro

L'outil ESPERE (Lanini et Caballero, 2015) a été développé pour estimer la recharge ou la pluie efficace selon plusieurs approches : des méthodes empiriques, des méthodes de bilan, une méthode d'analyse des variations piézométriques ou des méthodes de filtre des chroniques de débits. Cette dernière approche est appliquée au site de Goro.

La chronique de débit utilisée est identique à celle utilisée pour la modélisation avec Gardénia. La période durant laquelle la valeur de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ est atteinte et qui n'est pas considérée dans l'étude de (A2EP) est également éliminée de la chronique (pas de valeur de débit pour la période comprise entre juillet et octobre 2008).

Le coefficient de récession exponentielle, noté k , est calculé à partir d'un feuille excel développé par Kristijan Posavec de l'université de Croatie. La valeur moyenne obtenue égale à 0,872 est utilisée pour le calcul dans l'outil ESPERE qui l'utilise pour le filtre de Chapman et Maxwell et pour le filtre d'Eckardt. Le second paramètre à évaluer est le BFI_{max} (Base Flow Index) ; il est fixé de manière itérative à partir d'une valeur initiale de 0,3.

Les résultats des méthodes de filtres sur la chronique de débit de la station KNL établissent que le BFI_{max} est égal à 0,72, soit une valeur proche de celle d'une rivière pérenne mais plus faible que celui d'une source karstique. Par ailleurs **l'infiltration mensuelle ainsi calculée varie entre 20 et 150 mm/mois, et annuellement entre 770 et 1980 mm/an et vaut 1260 mm/an en moyenne.** Les

variations sont importantes et la **proportion de l'infiltration est quant à elle comprise entre 30 et 60 % des précipitations, soit 39% en moyenne**. Les méthodes de Wallingford et Chapman semblent globalement proches mais la méthode d'Eckardt montre quant à elle des valeurs de recharge plus élevées notamment en saison humide.

Les résultats sont présentés sur la Figure 17.

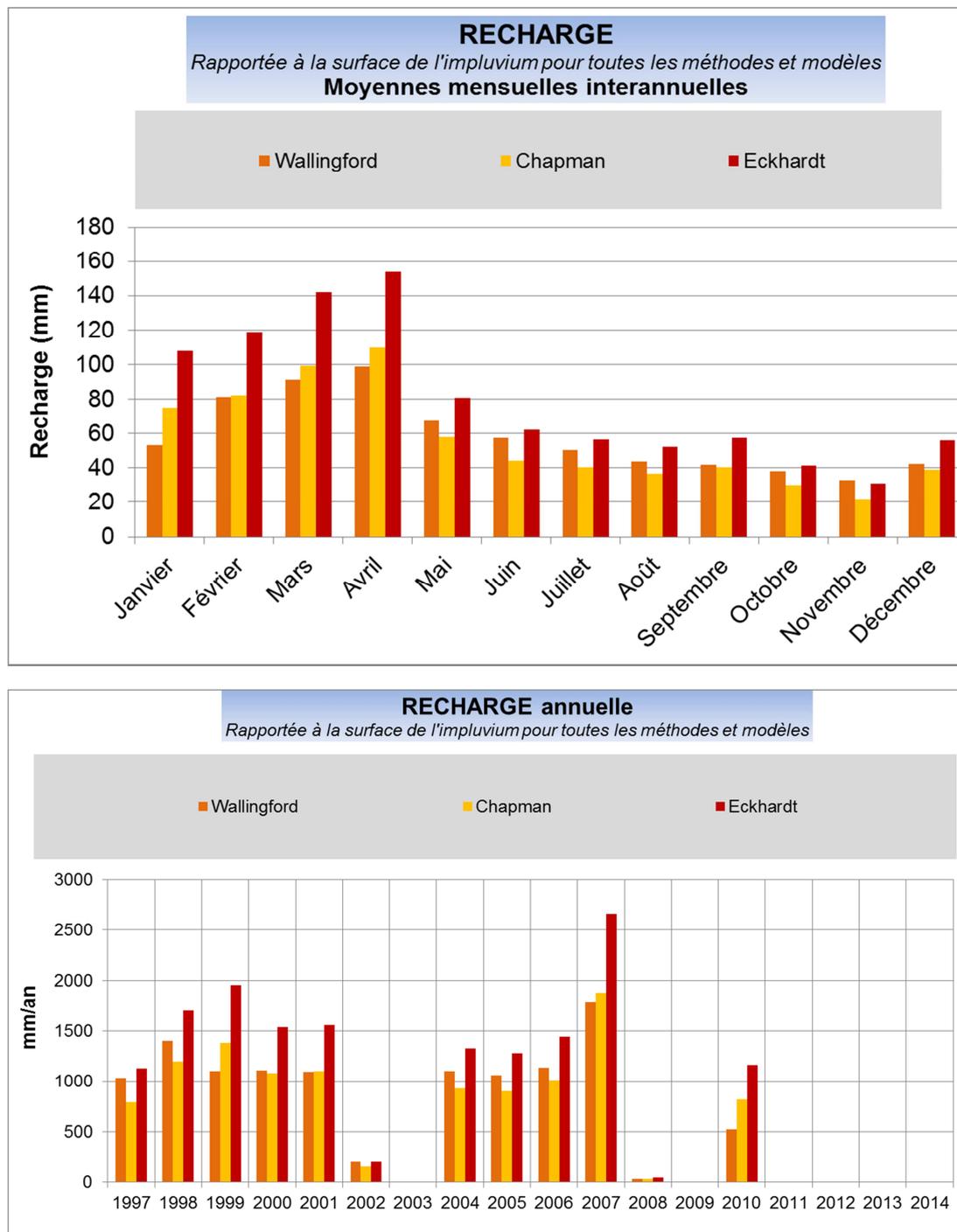


Figure 17 : Estimation de la recharge par les méthodes de filtre de la chronique de débit de la station KNL avec l'outil ESPERE. Recharge moyenne mensuelle, et recharge annuelle.

IV. Valeurs de l'infiltration issues des modèles numériques hydrogéologiques à l'échelle du bassin versant

La recharge peut également être un paramètre de calage pour les modèles numériques. Dans les modèles construits sur les massifs de péridotites, la recharge n'est pas uniforme et selon le contexte morphologique la valeur appliquée varie fortement. Un état des lieux des études existantes est présenté ici.

a) Modélisations du secteur de Goro, Massif du Sud

Les valeurs de la recharge utilisées pour les modélisations sur Goro sont présentées dans le Tableau 8. Pour une pluviométrie de l'ordre de 3200 mm/an, **la recharge estimée à partir des modèles numériques est donc comprise entre 800 mm/an et 2430 mm/an, soit entre 25 et 75 % des précipitations.** Cette hétérogénéité met en évidence la méconnaissance de ce paramètre qui est utilisée comme un paramètre de calage pour les modèles numériques.

Tableau 8: Valeurs de la recharge utilisées pour le calage des modèles numériques en régime permanent et transitoire sur Goro (Vale Nouvelle-Calédonie, 2015).

	Modèle Feflow sur le secteur KO4 (Artélia)	Modèle Feflow sur le secteur FM25 (Artélia)	Modèle Modflow (Hydriad)
Recharge utilisée	40% Peff dans les zones plates 35% Peff dans les crêtes 30% Peff dans les versants de vallée 100% Peff dans les bassins endoréiques	24% de la pluie totale	100 % Peff

En utilisant la pluie efficace en entrée du modèle, ce dernier est libre de définir l'infiltration pour reproduire au mieux les niveaux piézométriques.

b) Modélisations du massif de Tiébaghi

Un modèle numérique du **plateau de Tiébaghi** réalisé en 2005 établit la valeur de la recharge à partir du débit de 0,02 l/s pour une surface de 1000 m², soit une **recharge de 630 mm/an, c'est-à-dire 38 % des précipitations annuelles** (Join *et al.*, 2005).

En 2014, un modèle numérique hydrogéologique a été développé sur ce massif (Golder Associates, 2014) pour modéliser l'impact du développement de la mine de Tiébaghi sur la ressource en eau souterraine. La description des données et du calcul de la recharge est extraite du rapport de Golder Associates : « Les calculs sont réalisés à partir de données météorologiques entre 1998 et 2010. Durant cette période les précipitations moyennes annuelles sont de 1508 mm/an. L'ETR a été calculée à partir des données d'ETP de Météo France corrigées. L'ETR est calculée en considérant qu'après chaque pluie, l'ETP peut être appliquée pendant 2,5 jours. Ce nombre de jours a été déterminé lors du calage du modèle en régime transitoire.

Des coefficients de ruissellement de surface différents ont été supposés pour le sommet du massif, une zone de faible pente, et les flancs du massif, fortement pentus. Les coefficients de ruissellement considérés pour le sommet et les flancs du massif sont de 0 % et 45 %, respectivement. Ces paramètres ont été ajustés lors de la calibration du modèle hydrogéologique. Le ruissellement hypodermique (sous-cuirasse) est représenté dans le modèle par la représentation explicite de la cuirasse. Cette couche favorise le drainage latéral de l'infiltration vers les limites du modèle.

Le Tableau 9 présente le bilan hydrologique sur le sommet et les flancs du massif. **La recharge au sommet (sur le plateau) du massif est estimée à 525 mm/an (32 % des précipitations moyennes) et à 49 mm/an (3 % des précipitations moyennes) sur les flancs de ce dernier ».**

Tableau 9 : Paramètres du bilan hydrologique estimés et utilisés pour le modèle numérique du massif de Tiébaghi (Golder Associates, 2014).

Paramètre	Au sommet (mm/an)	Sur les flancs (mm/an)
Précipitations	1508	1508
Ruissellement de surface	0	679
Evapotranspiration réelle	983	780
Recharge	525	49

V. Estimation de la recharge à partir des isotopes stables de l'eau

Sur le secteur de Goro, un suivi des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et δD a été réalisé sur les pluies mensuelles de la station de l'Ancienne Pépinière entre 2013 et 2016. Le Tableau 10 présente les teneurs en isotopes stables et les quantités de pluie mensuelles entre 2013 et 2016.

Ainsi, 37 valeurs sont utilisées et comparées aux teneurs mesurées dans les eaux souterraines. Le dénivelé maximum sur le secteur étudié est de 200 m, l'effet de l'altitude n'est donc pas considéré. La Figure 18 présente les analyses dans les pluies et les piézomètres de Goro. Les piézomètres captant les latérites sont distingués des piézomètres captant les saprolites grossières.

La teneur isotopique moyenne dans les pluies pondérée par la hauteur précipitée est calculée selon l'équation : $\delta^{18}\text{O}_{\text{moy pondérée}} = \frac{\sum_n \delta^{18}\text{O} * P}{\sum_n P}$.

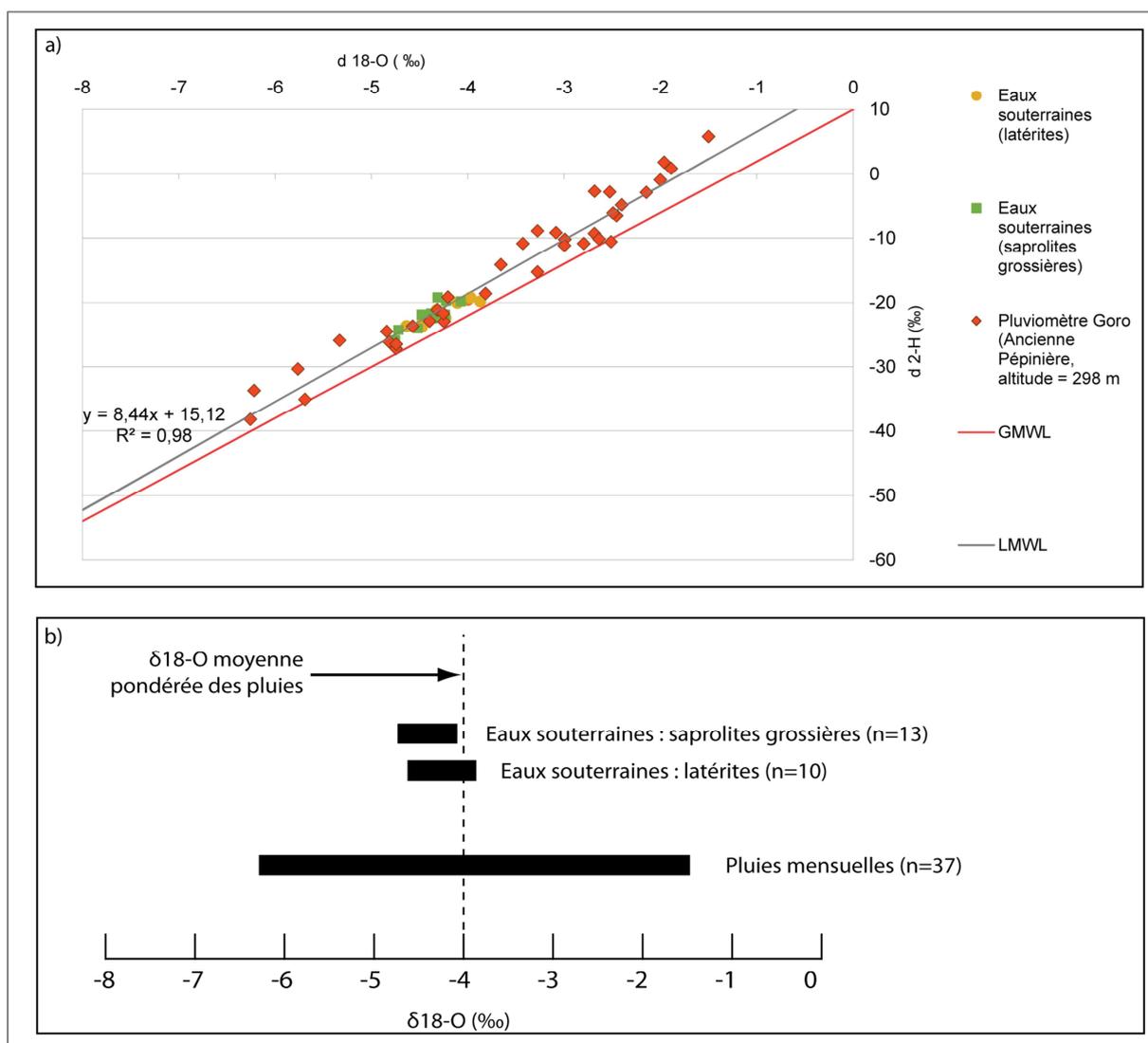


Figure 18 : Teneurs en isotopes stables mesurées dans les pluies et dans les eaux souterraines sur le secteur de Goro, Massif du Sud. a) $\delta^{18}\text{O}$ - δD des pluies mensuelles (n=37) et des eaux souterraines (n=10 dans les piézomètres captant les latérites, et n=13 dans les piézomètres captant les saprolites grossières, soit n= 23 au total); b) gamme de variation des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ dans les pluies, les eaux souterraines et valeur moyenne des pluies pondérée par la hauteur précipitée.

L'alignement des points de mesures dans les eaux souterraines sur la LMWL de pente 8,4 (Figure 18-a), permet d'affirmer que l'évaporation par surface libre est négligeable avant la recharge. **L'infiltration des eaux est donc quasi directe**, ce qui est observé en contexte karstique ou dans des milieux très perméables. Ceci peut très probablement s'expliquer par la présence de la cuirasse très perméable à forte capacité d'infiltration.

Par ailleurs, la gamme de variation réduite des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines des péridotites sur le secteur de Goro suggère un effet tampon des teneurs isotopiques des mois pluvieux, correspondant à la saison humide, sur plusieurs années (Jones, 2000).

De plus, l'appauvrissement observé dans les eaux souterraines en comparaison avec la moyenne pondérée des pluies (Figure 18-b) suggère que la recharge est associée aux mois les plus pluvieux dont les pluies présentent des teneurs appauvries par l'effet de masse. Ceci est observé en contexte tropical karstique aux Barbades (Jones *et al.*, 2000) et également sur l'île de Lifou en Nouvelle-Calédonie (Nicolini *et al.*, 2016).

La recharge annuelle est calculée à partir des données de précipitations mensuelles et des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ selon la méthode présentée par Jones (2000) et appliquée sur Lifou (Nicolini *et al.*, 2016). Sur Goro, cette analyse permet d'évaluer la hauteur de pluie mensuelle correspondant à **la valeur seuil qui permet la recharge de la nappe. Elle est évaluée à 265 mm par mois**. Ainsi sur Goro, **la période de recharge de la nappe a lieu durant trois à quatre mois par an**, durant la saison humide.

La recharge annuelle est ensuite calculée en sommant les précipitations durant les mois où la valeur seuil est dépassée et après avoir soustrait la quantité ruisselée et la quantité évapo-transpirée. Le coefficient de ruissellement utilisé est de 0,3 selon les estimations de Motto (2013) et l'évapotranspiration réelle est évaluée à 23 % des précipitations mensuelles d'après les calculs mensuels. **La quantité infiltrée annuelle calculée ainsi est comprise entre 450 et 1100 mm/an, soit 20 à 32 % des précipitations annuelles, et 27 % en moyenne**.

Cette estimation est cohérente avec les autres approches et apporte des résultats intéressants concernant le processus de recharge directe, et la recharge limitée dans le temps.

Tableau 10 : Mesures isotopiques dans les pluies de la station de l'Ancienne Pépinière à Goro. En gras, les mois durant lesquels l'infiltration a lieu.

Annee	Mois	P (mm/mois)	d 18O	dD	d exc
2013	janvier	55,6	-2,99	-10,2	13,7
2013	février	192	-3,00	-11,2	12,8
2013	mars	408,1	-4,32	-21,1	13,4
2013	avril	341,4	-4,84	-24,5	14,3
2013	mai	238,5	-3,43	-10,9	16,6
2013	juin	155,3	-3,65	-14,2	15,0
2013	juillet	1146,6	-4,57	-23,7	12,9
2013	août	155,4	-3,28	-8,9	17,3
2013	septembre	122,3	-2,45	-6,5	13,1
2013	octobre	148,3	-3,81	-18,6	11,9
2013	novembre	212,4	-6,26	-38,2	11,8
2013	décembre	234,8	-2,80	-10,9	11,5
2014	janvier	707,8	-4,81	-26,1	12,4
2014	février	389,8	-4,81	-26,1	12,4
2014	mars	264	-2,14	-2,9	14,3
2014	avril	98	-2,14	-2,9	14,3
2014	mai	242,2	-2,53	-2,8	17,4
2014	juin	149,7	-2,53	-2,8	17,4
2014	juillet	81,4	-6,22	-33,7	16,0
2014	août	113	-2,40	-4,8	14,4
2014	septembre	208	-4,40	-22,9	12,3
2014	octobre	117,3	-4,40	-22,9	12,3
2014	novembre	73	-4,74	-27,2	10,8
2014	décembre	470,7	-4,74	-27,2	10,8
2015	janvier	283,9	-4,74	-27,2	10,8
2015	février	396,7	-3,27	-15,3	10,9
2015	mars	185,3	-4,25	-22,9	11,0
2015	avril	268,7	-5,76	-30,4	15,7
2015	mai	208,3	-2,49	-6,1	13,8
2015	juin	226	-2,68	-2,7	18,8
2015	août	136,9	-1,96	1,8	17,5
2015	septembre	35,3	-1,50	5,8	17,8
2015	octobre	237,2	-4,74	-26,5	11,4
2015	novembre	54,4	-2,51	-10,6	9,5
2015	décembre	147,6	-2,69	-9,3	12,2
2016	janvier	133,5	-4,25	-21,7	12,3
2016	février	354,2	-2,64	-10,1	11,0
2016	mars	491,2	-5,69	-35,1	10,4
2016	avril	176,3	-2,00	-0,9	15,1
2016	mai	77,1	-4,20	-19,2	14,5
2016	juin	428,2	-5,33	-25,9	16,7
2016	juillet	143,4	-1,89	0,9	16,0
2016	août	267,7	-3,08	-9,2	15,5

VI. Comparaison des méthodes et estimations de la recharge dans les péridotites

a) Comparaison des méthodes sur le site de Goro

Les résultats des méthodes de calcul de la recharge à partir du débit de base sont comparés aux estimations de l'infiltration à partir du bilan hydrologique selon Thornthwaite et enfin à partir de la modélisation Gardénia sur le site de Goro.

Annuellement l'infiltration varie entre 700 et 2000 mm/an pour une moyenne de 1270 mm/an, et en pourcentage de la hauteur précipitée, l'infiltration annuelle est comprise entre 30 % et 61 % des précipitations annuelles. La Figure 19 présente les recharges estimées à partir des différentes méthodes pour les années complètes. Les méthodes de filtre de Wallingford et Eckardt sont les moins bien adaptées. La dispersion annuelle est la plus faible à partir de la modélisation Gardénia et elle est maximale pour la méthode de Wallingford. Si l'on considère une seule méthode par filtre (méthode Chapman) et un bilan de Thornthwaite (avec ETP Penmann-Monteith) **l'infiltration annuelle moyenne calculée sur Goro est de 1150 mm/an soit 36 % des précipitations.**

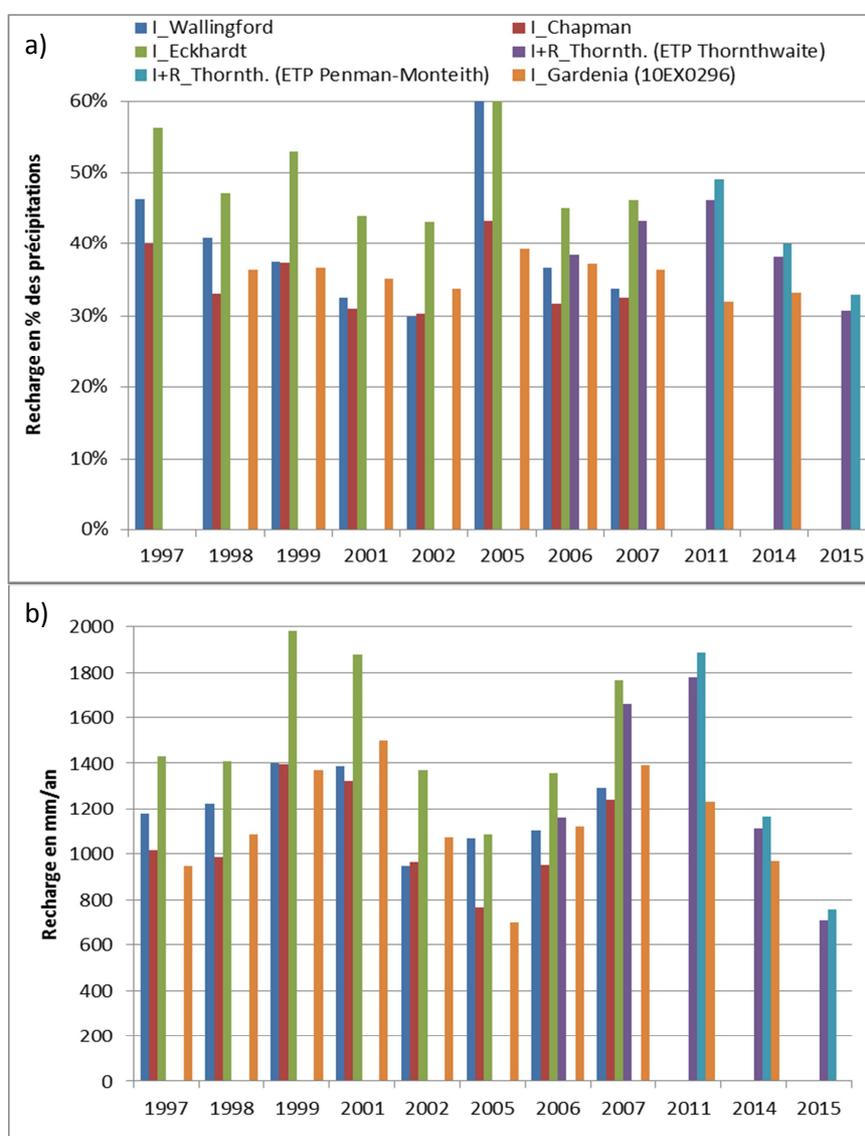


Figure 19: Infiltration annuelle estimée selon différentes méthodes sur le site de Goro a) en % des précipitations ; b) en mm/an ;

b) Estimation de la recharge sur les massifs miniers

Les différentes études menées convergent vers une estimation de l'infiltration comprise entre 10 et 35 % des précipitations selon le massif et le bassin versant. Le Tableau 11 présente les estimations de la recharge selon les différentes approches sur les massifs de Tiébaghi, Koniambo et le secteur de Goro dans le Massif du Sud.

Il a également été montré que l'infiltration dépend de la pente et de la présence de cuirasse, ces deux paramètres étant liés (Beauvais *et al.*, 2007), mais aussi du type de végétation.

Une étude plus approfondie des valeurs de la recharge calculée et des valeurs de la pente topographique n'a pas permis d'établir si c'est ce paramètre qui contraint l'infiltration. La Figure 20 présente les valeurs de précipitations et les pentes associées par massif et par bassin versant. Cependant, les résultats préliminaires montrent que **l'infiltration est proche de 35 % des précipitations sur les secteurs où la pente topographique est faible (<10°), et réduite à 15 % lorsque la pente est élevée (>10°)**. Une étude plus approfondie devra tenir compte de la végétation et de la cuirasse pour établir proprement la variabilité de l'infiltration à l'échelle d'un bassin versant.

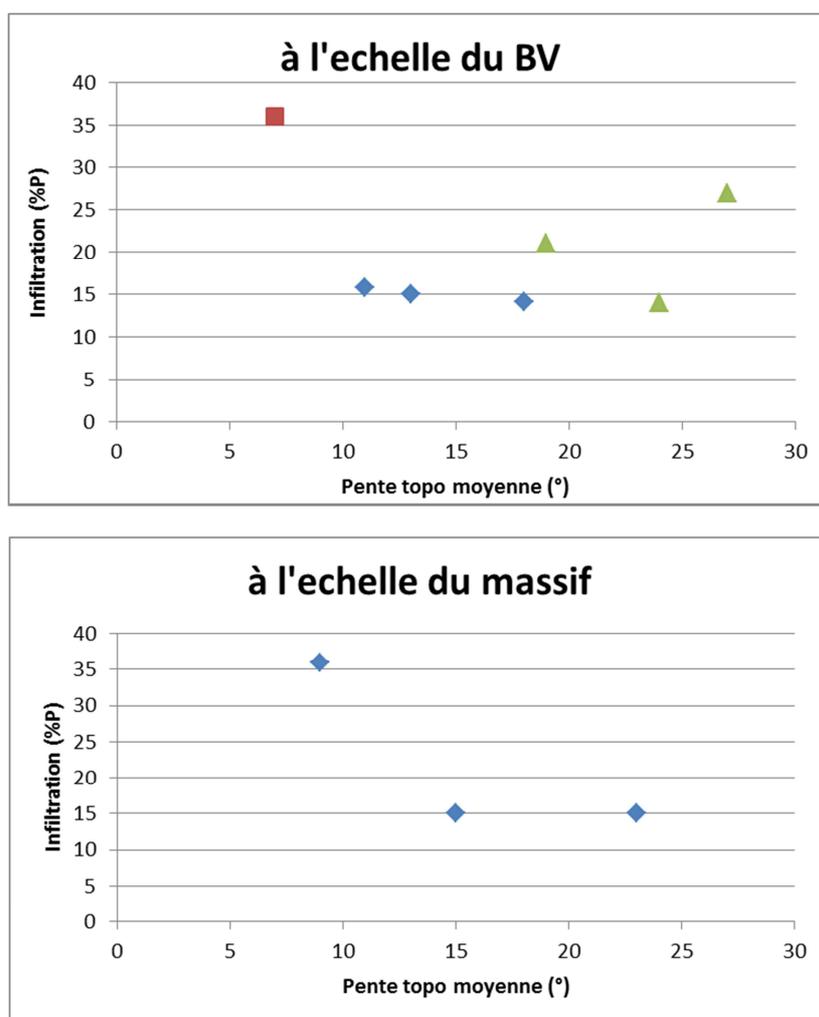


Figure 20 : Relation entre la valeur infiltrée et la pente topographique : à l'échelle du bassin versant, et à l'échelle du massif.

En moyenne, la recharge correspond sur Goro à $31\% \pm 6\%$ des précipitations (990 mm/an), $17\% \pm 6\%$ sur le Koniambo (290 mm/an), et $15\% \pm 8\%$ sur le massif de Tiébaghi (250 mm/an). La Figure 21 présente graphiquement les paramètres calculés et mesurés.

Cette variabilité entre massifs et la part de la recharge beaucoup plus élevée sur le Massif du Sud peut s'expliquer par la morphologie du massif qui présente une zone de replat beaucoup plus forte que les massifs de type plateau.

Tableau 11: Estimation de la recharge de l'aquifère des péridotites de Nouvelle-Calédonie, en pourcentage des précipitations et en mm/an.

Données en % P et en mm/an	Massif		
	Goro	Tiébaghi	Koniambo
Calcul par bilan hydrologique	38 1220		
Calcul à partir du débit d'étiage	29 930	14 230	17 290
Calcul à partir des isotopes stables	27 860		
Estimation par modèle hydrogéologique	24 à 73 770 à 2340	38 (630) ou 32 (530) plateau et 3 (50) flancs	
RECHARGE MOYENNE	31 990	15 250	17 290
ECART TYPE	6 195	8 150	6 100

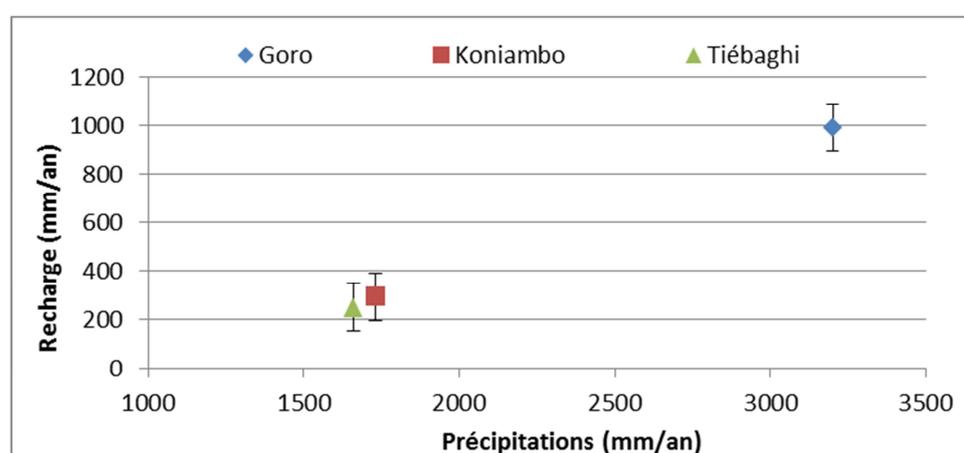


Figure 21 : Estimations de la recharge sur les massifs de Koniambo, Tiébaghi et Goro.

VII. Bibliographie complémentaire pour l'estimation de la recharge

- A2EP. 2012a. Synthèse hydrologique - Secteur de Goro - Vale NC - 042/11/O/HG/NC.
- A2EP. 2012b. Bilans hydrologiques - Bassin versant de la Kwé et Plaine des Lacs - Vale NC - 042/11/O/HG/NC.
- Beauvais A., Parisot J.-C., et Savin C. 2007. Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment. *Geomorphology* 83: 13 p.
- Chamayou H., et Legros J.-P. 1989. *Les Bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol*: Presses universitaires de France.
- Chillou A. 2012. Etude de la gestion des flux sédimentaires par bassin de décantation en contexte minier : cas de la Nouvelle-Calédonie. CNRT "Nickel et son Environnement". Rapport de stage ENGEES / IRSTEA. 100 p.
- De Marsily G. 1994. Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants.
- Dörfliger N., et Plagnes V. 2009. Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin. 105.
- Duchaufour P. 1995. Pédologie, 4eme éd. Masson.
- Guyonneau A. 2012. Analyse comparative des réponses hydro-sédimentaires des petits bassins versants miniers de Nouvelle-Calédonie. CNRT "Nickel et son Environnement". Rapport de stage ENGEES, ENGEES.
- Jeanpert J. 2005. Quantification de l'infiltration à l'entrée d'un système hydrogéologique. Application au site CEA de Valduc, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, INPL, Nancy.
- Jones I.C., Banner J.L., et Humphrey J.D. 2000. Estimating recharge in a tropical karst aquifer. *Water Resources Research* 36 no. 5: 1289-1299.
- Lanini S., et Caballero Y. 2015. Manuel utilisateurs ESPERE - Version 1.5 - BRGM/RP 65164-FR 31 p., 14 fig.
- Monteith J.L. 1965. Using springs to study groundwater flow and active geologic processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 29: p. 205-234.
- Musy A., et Soutter M. 1991. *Physique du sol*: PPUR presses polytechniques.
- Oudin L. 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, ENGREF (AgroParisTech).
- Penman H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding of the Royal Society*.
- Thiéry D. 2013. Didacticiel du code de calcul Gardénia v8.1. Vos premières modélisations. Rapport BRGM/RP-61720-FR 127 p.
- Thiéry D. 2014. Logiciel GARDÉNIA, version 8.2. Guide d'utilisation. BRGM/RP-62797-FR. 137 p.
- Thiéry D. 2015. Validation du schéma de fonctionnement du code de calcul GARDÉNIA. BRGM/RP-64500-FR. 48 p.
- Vale Nouvelle-Calédonie. 2014. Livret D : Gestion et protection des eaux superficielles et souterraines - Volet E : Etat des lieux hydrologique et hydrogéologique. DAEM 2014.

Annexe 2 :

Publication à *Earth Surface Processes and Landforms* : Jeanpert J., Genthon P., Maurizot P., Folio J.L., Vendé-Leclerc M., Serino J., Join J.L., et Iseppi M. 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific) *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1854-1868.

Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific)

Julie Jeanpert,^{1,4*} Pierre Genthon,² Pierre Maurizot,¹ Jean-Luc Folio,³ Myriam Vendé-Leclerc,¹ Jeremy Sérino,^{1,2} Jean-Lambert Join⁴ and Marion Iseppi^{1,5,6}

¹ DIMENC/Geological Survey of New Caledonia, Nouméa, New Caledonia

² IRD/HydroSciences Montpellier, University of Montpellier, France

³ Department of Geology, Vale NC, New Caledonia

⁴ Laboratoire Géosciences Réunion – IGP – University of La Réunion, Saint-Denis, Reunion Island

⁵ BRGM New Caledonia, Nouméa, New Caledonia

⁶ University of Nouméa, Nouméa, New Caledonia

Received 17 May 2015; Revised 18 March 2016; Accepted 24 March 2016

*Correspondence to: Julie Jeanpert, DIMENC/Geological Survey of New Caledonia, 4 rue Galliéni, BP 465, Nouméa Cedex, New Caledonia. E-mail: julie.jeanpert@gouv.nc

ESPL

Earth Surface Processes and Landforms

ABSTRACT: Dolines are closed geomorphological depressions which are surface manifestations of karstic systems. Usually developed on limestones, they also typify the morphology of the New Caledonian landscape, particularly on the southern massif of the main island (known as Massif du Sud). The specificity of dolines here lies in their development on ultramafic rocks. They are evidences of subsidence, suffosion and collapse phenomena resulting from dissolution weathering of peridotites. However, extensive underground drainage systems are still not yet recognized.

Semi-automatic mapping of dolines is carried out on a 148 km² area of the Massif du Sud from a high accuracy LiDAR digital elevation model. In this area 8601 dolines ranging from 1 m² to 2 km² are identified and morphologically characterized with precision. Most are small, shallow and round-shaped, yet more complex shapes are locally observed. Size distribution analysis allows the setting of a threshold of 20 000 m² above which surface processes rather than chemical weathering control doline evolution. Doline density analysis reveals high concentrations on flat areas where ferricrete overlies the complete weathering profile, especially in the case of elevated rainy watersheds. Dolines are aligned and elongated along a north 135° ± 5° major fracture direction, which is inherited from the obduction of the Pacific Plate upper mantle in the Late Eocene.

Finally, we propose a pioneering morphometric typology of dolines that provides important clues as to pseudokarstic activity. We define collapse, bowl-shaped and flat bottom dolines. Collapse and bowl-shaped dolines are assumed to denote active pseudokarst. They may widen and deepen, or eventually be filled by sediments. They are distinguished from flat bottom dolines that are partially to completely filled, which suggests that they are associated with paleo-pseudokarsts. However the groundwater flow paths associated with the genesis and evolution of dolines must be clarified, thus collapse and bowl-shaped dolines should be hydrologically monitored. Copyright © 2016 John Wiley & Sons, Ltd.

KEYWORDS: dolines; peridotites; LiDAR; New Caledonia; fracture control

Introduction

Dolines – also termed sinkholes – are closed depressions and widespread features of karstic system landscapes (Ford and Williams, 2007). Several mechanisms have been proposed for their formation, which are described in Waltham and Fookes (2003). All the mechanisms require voids, either generated by dissolution of the host rocks focused by the doline itself or by growth and upward propagation of pre-existing voids. As voids can be observed in a variety of geological protoliths, dolines alone cannot be considered as proof of an underlying active

karstic system. Collapse dolines result from sudden collapse of hardened roof above existing voids (Gabrovsek and Stepisnik, 2011); suffosion dolines result from the entrainment of fine-grained non-cohesive material in the underlying karstic network. Dolines present a threat to surface infrastructures such as roads, houses and industrial areas (Mendonça *et al.*, 1994). Therefore several studies are dedicated to the statistical analysis of doline distribution in karstic areas (Milanovic, 2004; Basso *et al.*, 2013).

Morphometric analysis of dolines is commonly used as a quantitative tool in karst environment analysis and enables

the generation of hypotheses on the evolution and dynamics of karstic systems (Jennings, 1975; Day, 1983; Bondesan *et al.*, 1992). Further studies are encouraged by new and precise digital terrain models (DTMs) (Lyew-Ayee *et al.*, 2006; Telbisz *et al.*, 2009; Pardo-Iguzquiza *et al.*, 2013), which are now increasingly available thanks to light detection and ranging (LiDAR) technology (Shan and Toth, 2008; Vosselman and Maas, 2010; Höfle *et al.*, 2013; Siart *et al.*, 2013). According to McIlroy de la Rosa (2012), the use of the fast and sub-millimeter accurate LiDAR system with associated geographic information system (GIS) analysis allows an evolution from field data collection and personal interpretation to morphometric techniques in karst studies: this is our objective in this study, using a LiDAR DTM on the Massif du Sud, which is well known in New Caledonia for its numerous doline-type lakes.

Spatial analyses of dolines can provide new insights into their formation mechanism as illustrated by the pioneering work of Kemmerly (1976). A wide range of literature on their relationships with faulting (Gao *et al.*, 2005; Closson and Karaki, 2009) is available and numerical detection of the alignment of point-like features can be used (Lutz, 1986; Le Corvec *et al.*, 2013). Doline occurrence is linked to morphologic features of the drainage pattern (Segura *et al.*, 2007). Their mutual influence, as reflected by clustering, is usually assessed with nearest neighbor analyses (Clark and Evans, 1954; Kemmerly, 1982). Some of these well-known tools will be applied to the original context of ultramafic rocks.

The specificity of dolines in New Caledonia (Southwest Pacific) lies in their development on ultramafic protoliths, the Peridotite Nappe (Avias, 1967) obducted onto the New Caledonia basement

during the Late Eocene (Cluzel *et al.*, 2001; Cluzel *et al.*, 2012b). New Caledonia presents an exceptional surface of peridotites cropping out on nearly one third of Grande Terre, especially in the south (Figure 1a). Peridotites present extensive evidence for chemical weathering (lapiaz, dolines) but no extensive underground drainage system is recognized (Trescases, 1975; Genna *et al.*, 2005a, 2005b). Whereas limestone rocks are subject to almost 100% dissolution, weathering of ultramafic rocks leaves an insoluble *in situ* residue (Fritsch, 2012) that is able to clog voids generated by dissolution. Therefore, in New Caledonia, dissolution features on ultrabasic rocks are termed pseudokarstic. The weathering profile hosts economic concentrations of nickel (Ni) and cobalt (Co). Hence dolines are of general concern in mining operations, since these localized heterogeneities may impact both the consistency of Ni ore deposits and underground drainage systems.

After a presentation of the geology of the study area and of weathering of peridotites in a tropical climate, the method used to build a dataset of 8601 dolines is described. Then, a quantitative analysis of doline shape and spatial distribution is presented. Finally, a typology of dolines based on their morphological parameters is proposed and possible mechanisms governing their formation and evolution are discussed.

Geology and geomorphology of the study area

From a structural point of view, fracturing and related serpentinization of the Peridotite Nappe span a long period (c. 100 Ma) and correspond to general low temperature

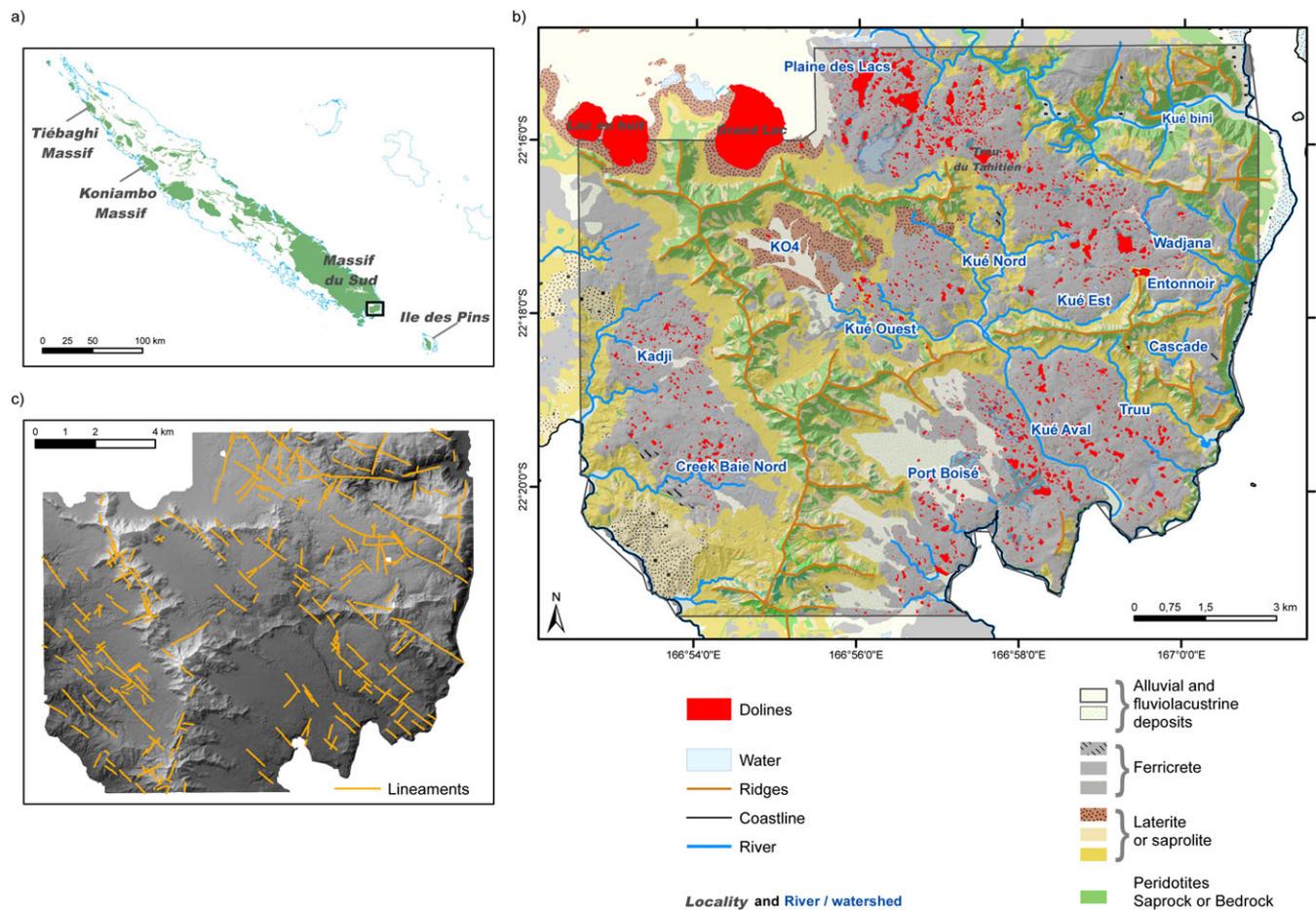


Figure 1. (a) General map of the Grande Terre island of New Caledonia with ultramafic formations mapped in green; (b) doline and main geological (Sevin *et al.*, 2012a), morphological and hydrological features mapped on part of the Massif du Sud. The area considered in this study is shaded; (c) geological lineaments of the study area superposed on the LiDAR DTM map.

hydration and cooling of the mantle protolith. The following geodynamic events are involved in the fracturing of the Peridotite Nappe: (i) Late Cretaceous oceanic seafloor spreading of the South Loyalty Basin (SLB) (Cluzel *et al.*, 2001); (ii) Palaeocene-Early Eocene convergence and subsequent Eocene subduction (Cluzel *et al.*, 2006; Maurizot, 2011, 2013; Maurizot and Cluzel, 2014); (iii) high-pressure/low-temperature exhumation of the Norfolk Ridge and obduction of the SLB oceanic lithosphere over the Norfolk Ridge during the Late Eocene (Cluzel *et al.*, 2001; Baldwin *et al.*, 2007); (iv) post-obduction unroofing of the obducted ultramafic terrane related to isostatic re-equilibrium (Lagabrielle *et al.*, 2005; Sevin *et al.*, 2014); (v) arrival of the New Caledonia block in Vanuatu's east-dipping active subduction zone and its forebulge (Dubois *et al.*, 1974).

Unravelling this complex succession of deformations is still an ongoing challenge. However, there is general agreement that major fracture directions observed in the Peridotite Nappe are N 130°–N 150° (Leguéré, 1976; Moutte and Paris, 1976), which also corresponds to the main elongation direction of Grande Terre. According to the same authors, subordinate conjugated N 90°, N 45° and N 0° directions are also locally observed. To explain these fracture directions, the following events may be identified: (1) the Late Cretaceous seafloor spreading period resulted in high temperature foliation, associated with dunite/harzburgite layering, and stretching lineation corresponding to asthenospheric flow. A north–south-oriented, kilometer-scale shear zone with vertical foliation is interpreted as a paleo-transform fault (Prinzhofer *et al.*, 1980; Titus *et al.*, 2011); (2) the Peridotite Nappe is cross-cut at all levels by a pervasive dyke system of dolerite, micro-diorite and felsic gabbros emplaced within a narrow span of time, (55–50 Ma or Early Eocene, Cluzel *et al.*, 2006) which, together with amphibolite lenses dated at 56 Ma in the basal serpentinite sole, are interpreted as evidence of the initiation of a subduction at the spreading ridge of the SLB (Ulrich *et al.*, 2010; Cluzel *et al.*, 2012a). These dyke networks are associated with the main N 130° and N 45° fracture fields (Maurizot, 2013); (3) Late Eocene obduction is marked by the development of porphyroclastic mylonitic serpentinite, 10 to 200 m thick, at the base of the Peridotite Nappe; (4) subsequent post-obduction deformation episodes occur at higher structural levels and in extensional regimes. Consequently, directions of fractures are scattered, although inherited structures are still dominant. In the north of New Caledonia, on the Tiébaghi massif (Figure 1a), the ultramafic protolith is covered by an extensive ferricrete with elongated dolines aligned along a dominant N 130° and a subordinate N 0° direction which corresponds to a fracture field associated with felsic dykes and developed in successive dextral, transtensional, and extensional regimes (Robineau and Join, 2005; Robineau *et al.*, 2007). A similar pattern is to be found in the Massif du Sud (Figure 1c); (5) late post-obduction evolution is characterized by limited vertical motions and eustatic variations (Folcher *et al.*, 2015). The forebulge resulting from the eastward dipping subduction of Vanuatu affects the Loyalty Islands (Dubois *et al.*, 1974; Bogdanov *et al.*, 2011) and likely the southeast coast of the Massif du Sud and Ile des Pins, where the 125-ka-old fringing reef is uplifted by c. 10 m (Cabioch *et al.*, 1996). In the study area, these late-stage events resulted in a tilt of the ferricrete surfaces which are uplifted to the north and lowered southward.

From a lithological and geochemical point of view, the Massif du Sud protolith is mostly formed by upper mantle rocks (i.e. harzburgite, dunite). Olivine and orthopyroxene, the main constitutive silicates, are reactive and soluble minerals in a humid tropical climate (Thomas, 1994). Pervasive weathering removes elements such as magnesium (Mg), calcium (Ca) and

silicon (Si), and leaves *in situ* less soluble elements such as aluminum (Al), iron (Fe), manganese (Mn), nickel (Ni), and cobalt (Co), with the latter two forming economic deposits. As a consequence of this subtractive process, the remaining laterite profile is mainly constituted of Fe oxi-hydroxides. A complete differentiated profile comprises, from base to top (Figure 2), saprock (20% of weathered rock), saprolite, where inherited bedrock textures are still recognized but mass loss is significant, laterite where all initial textures are removed, and ferricrete on top. Thickness of the profile may reach 40 m to 80 m (Freyssinet *et al.*, 2005; Sevin, 2014). However, weathering is a complex process that includes chemical reactions such as leaching and precipitation of matter, but also mechanical processes such as compaction, collapse, and underground water transport of particles either in solution or in suspension. It is currently admitted that complete chemical weathering of ultramafic rocks is associated with volume reduction as 1 m of laterite results from the weathering of 6 m to 9 m of unaltered peridotites (Fritsch, 2012; Fritsch *et al.*, 2014).

Thorne *et al.* (2012) specify that climate is a major control on Ni laterite formation. Areas currently conducive to Ni formation receive more than 1000 mm/yr precipitation, have a cold month mean (CMM) temperature of between 15 °C and 27 °C and a warm month mean (WMM) temperature of between 22 °C and 31 °C. Current meteorological conditions in the study area involve between 2200 and 3100 mm annual rainfall and a 22 °C mean temperature (19.2 °C for CMM and 25.9 °C for WMM), according to Météo France (2007), which is consistent with tropical weathering. According to Sevin (2014), in comparison with Australia, the New Caledonian climate is moderate to warm and humid from Oligocene to Miocene, warm humid to semi-arid during Miocene, and probably arid/semi-arid to humid during Pliocene. Therefore, combined with eustatic variations, New Caledonia recorded several superimposed phases of weathering (Chevillotte *et al.*, 2006; Sevin *et al.*, 2012b).

The hydrogeological model of weathered peridotites (Figure 2) is a multilayered model (Join *et al.*, 2005) with, from top to bottom: (i) a temporary perched aquifer on ferricrete; this layer favors infiltration and temporary springs flow from its bottom; (ii) an aquitard on semi-pervious laterite and saprolite; (iii) the principal aquifer included in saprock and upper fractured peridotites; (iv) bedrock. Underground circulation can take place in the fresh peridotites through deeper fractures.

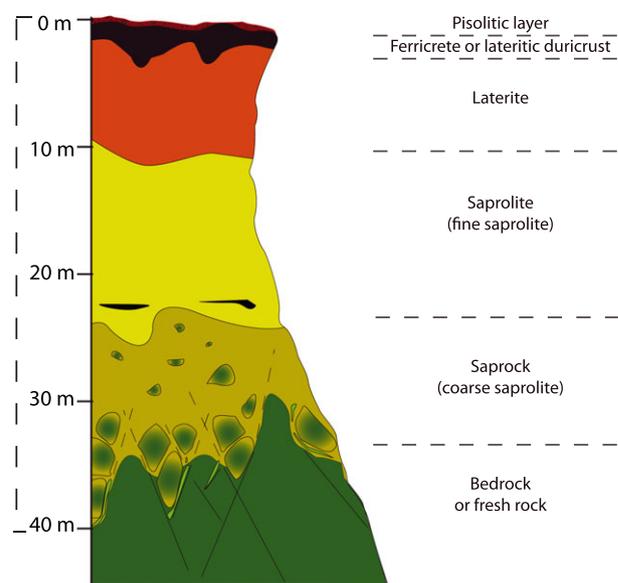


Figure 2. Weathering profile of New Caledonia peridotites.

Pseudokarst network is assumed to develop in the saprock aquifer since hydraulic conductivities larger than 10^{-4} m/s are recorded in this layer (Jeanpert, 2010). Thickness of the principal aquifer including saprock and fractured peridotites is an ongoing research topic. In Oman, where weathering processes are very weak due to the arid climate (absence of ferricrete, laterite and saprolite), the thickness of the fractured peridotites has been estimated at around 50 m (Dewandel *et al.*, 2005). In New Caledonia, according to initial results from borehole data on the Koniambo Massif (see Figure 1a), fractures can occur down to a depth of 200 m (Jeanpert and Dewandel, 2013).

From a geomorphological viewpoint, weathering leads to flattened landscapes. The downward progression of the weathering front tends to isolate individual cells or basins covered by thick soft laterite, capped by resistant ferricrete, and surrounded by residual unweathered peridotite ridges (Trescases, 1975). On the west coast of Grande Terre, erosion has isolated klippe of peridotites (Figure 1a) which are highly incised and surface drained. In the Massif du Sud, initial morphology such as basins and cells surrounded by peridotitic bedrock is preserved. Sinks, springs and endorheic watersheds are observed. Tracer tests revealed pseudokarstic behavior on some parts of the study area (Entonnoir and Cascade watersheds, see Figure 1b). Two domains are delimited by a complex set of faults (Folcher *et al.*, 2015); to the northeast the ferricrete basins are uplifted and incised by active river systems while to the south and west continuous smooth landscapes are exposed and fluviolacustrine deposits are observed (Figure 1b). Dolines constitute the main, and nearly the only, surface expressions of pseudokarst; consequently their spatial distribution and characterization may give important information on groundwater systems and Ni ore distribution.

Materials and Methods

Materials

Vale NC, a subsidiary of the major mining company Vale, operates a world-class nickel-cobalt deposit in the south of the Massif du Sud (Goro plateau open pit and related infrastructures). LiDAR data were acquired by Vale NC on a commercial basis through an airborne survey at 600 m altitude along east-west (E-W) lines between October 26 and November 2, 2006, i.e. during the slightly cloudy season. The airborne operation was associated with a ground global positioning system (GPS) field survey. The position of the aircraft was recovered using an inertial unit and continuous GPS recording. Elevation data were subsequently classified into ground and non-ground points using a single software and cross-checking the elevation values and the reflected intensity of the laser beam. The laser scanning frequency was in the order of 50 000 Hz and the average footprint of the laser beam was 25 cm. Data were delivered to Vale NC both as a raw file including nearly 95 000 000 data points and as an interpolated $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ DTM. This DTM, provided by Vale NC for the purpose of this study,

covers an area of around 148 km^2 . Elevation ranges from 0 m to 587 m. The vertical accuracy of the DTM was assessed by the company against ground GPS data and the resulting standard error was 3.3 cm RMS (root mean square).

Geomorphological and geological data are extracted from the Geological Survey of New Caledonia (SGNC) database at a 1:50 000 scale. Major lineaments are defined by orthophoto-interpretation, from scarps as well as doline elongations and alignments. Topographic features like coastline, rivers and ridges are extracted from the Direction of Topography and Terrestrial Transport (Government of New Caledonia) topographic database at a 1:10 000 scale.

Annual rainfall is provided by Météo France as a $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ grid computed from regression as a function of topography of 120 rain gauges in New Caledonia (Benichou and Le Breton, 1987). The method (AURELHY model) uses 10 eigenvectors computed by principal component analysis (PCA) over New Caledonia (Leou Tham, 2005); the first eigenvector characterizes the positive correlation between rainfall and altitude, while other vectors refer to topographic features influencing rainfall, such as exposure to trade winds.

Methodology used for doline mapping

Dolines are mapped using the ArcGis 10.2@ software by filling depressions up to the water overflow level, according to the method discussed in Telbisz *et al.* (2009) and Pardo-Iguzquiza *et al.* (2013). Since the majority of large dolines were flooded at the time of the LiDAR survey and as LiDAR is reflected by the water surface, individual sinkholes within these dolines were not detected. Fieldwork during the dry season revealed that smaller sinkholes did exist in some of the large dolines. This prevents the definition of a rank for each sinkhole according to the method set out in Obu and Podobnikar (2013) and Kobal *et al.* (2015).

Mapping results from several calculation steps are summarized in Figure 3. Of particular note is that although steps 1, 2 and 3 can be completely automated, step 4 requires processing to remove some depressions manually. This involves validation from aerial photography to eliminate artifacts like roads, tracks, pits due to mining activity, and unrealistic objects like LiDAR artifacts.

Definition of morphometric parameters and correlation analysis

Morphometric analysis presented in this paper is built on previous limestone doline analysis (Sustersic, 1994) and uses parameters described later.

Automatic calculations and mapping involve approximations on the values of real doline parameters (surface, depth or slope for example). Nevertheless, since the same methodology is applied on all 8601 dolines, comparison between their morphological parameters is consistent. The following parameters are

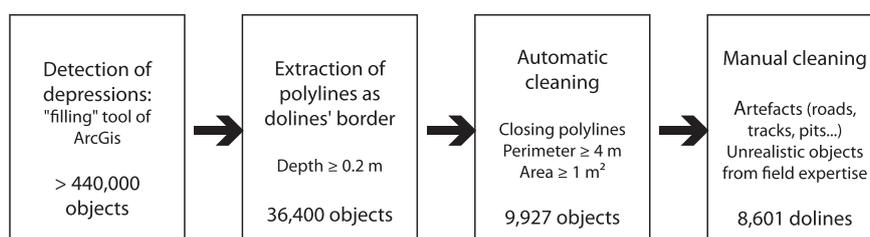


Figure 3. Flow chart of the methodology used in doline detection and mapping.

computed: the area (A), perimeter (P), lengths of the longest and shortest axis. Depth and volume of the dolines are computed from the results of the filling tool of ArcGis® 10.2. It should be noted that since the laser beam of the LiDAR is reflected on water surfaces, the volume and depth of ponded dolines are underestimated. The equivalent radius R_{eq} is calculated considering the radius of the circle which has an area equal to the doline's area. The Gravelius coefficient

$$C_g = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}}$$

is estimated, and characterizes the compactness of the doline outline. It is equal to one for a circular doline and larger than one otherwise. The local slope is computed for each cell of the DTM. Mean slope is then extracted for each doline. The distance between the centroid of the doline and its deepest point is considered as an indication of the gap between its shape and a perfect conical shape. The direction of the major axis of each doline is extracted, and the direction of the vector from centroid to deepest point is also calculated.

These parameters are referred to as morphometric parameters in contrast with environmental parameters such as rainfall or distance to the nearest river. The dataset of morphometric parameters is analyzed using PCA: it includes the 11 individual parameters of each doline: length, width, perimeter, area, mean slope, depth, volume, equivalent radius, Gravelius coefficient, distance between the centroid and the deepest point of the doline, and lastly, the direction of the major axis.

Fieldwork

Extensive fieldwork is associated with the computational analysis of the LiDAR DTM. In particular, special attention is given to features bounding dolines, the shape of dolines, and the smallest dolines, as it is generally considered that dolines should have diameters larger than 10 m (Kobal *et al.*, 2015) whilst the LiDAR DTM allowed the detection of sinkholes down to 1 m². Moreover, fault analysis is carried out where outcrops are available to complete and validate remote sensing lineament detection.

Methods used for spatial distribution analysis

Spatial distribution of dolines is firstly analyzed through doline density models obtained at various length scales by computing for each point of a regular mesh grid the convolution of the doline centroid distribution with a normalized Gaussian kernel (Wand and Jones, 1995):

$$\rho(x_0, y_0) = \frac{1}{\pi L^2} \sum_{i=1}^{Ndol} \exp\left(-\frac{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2}{L^2}\right) \quad (1)$$

where L is the length scale of the density model, $\rho(x_0, y_0)$ the doline density at point (x_0, y_0) , and (x_i, y_i) the coordinates of doline i , while N_{dol} is the total number of dolines, i.e. 8601.

Spatial distribution of the dolines is also analyzed by a PCA applied to an environmental parameter dataset including distance to characteristic morphologic features such as ridges and rivers. Only the perennial river sections are considered in the spatial analysis. Faults are not considered here since geologists use doline alignments to infer and draw faults in this area, which can lead to spurious results. Annual rainfall, doline density, and elevation are linearly interpolated at the doline

position. Strictly speaking, the doline density at a doline point is infinite, therefore a smooth density is interpolated from the $L=250$ m density model, after checking that the correlation results are not strongly sensitive to the length scale L of the density model. Moreover, as no hydraulic head map is currently available for the region, smoothed topography deduced from LiDAR data is used as a proxy for hydraulic heads, which are known to closely follow topography in basement aquifers. Estimation of the hydraulic gradient is calculated from the slope of the smoothed LiDAR grid on a 500 m resolution grid, in order to represent the regional hydraulic gradient. Moreover, the topographic slope is calculated on a 50 m resolution grid as a local slope, representative of the doline's geomorphologic environment.

Then, size distribution of dolines is compared to distribution of lakes in either flat or mountainous areas. Shorelines are known to present fractal geometries (Mandelbrot, 1983). Matsushita *et al.* (1991) have shown that this resulted in a power law distribution of lake sizes, which corresponds to a linear trend on a log-abundance log-size plot, and that the slope of the regression line is equal to minus half of the fractal dimension of the shorelines. In the case of mountainous areas, where lakes are far from mean altitude, Seekell *et al.* (2013) show that their size distribution deviates from a power law distribution, but can be approximated by a more general law of the form:

$$N = c \times A^{-b} \times e^{-dA} \quad (2)$$

where N is the abundance, A the area, and b , c and d are fitting parameters with b equal to half of the fractal dimension of shorelines as in the power law distribution. The second term introduces a faster decrease of N with increasing areas, which can be interpreted as the effect of the lack of sufficiently flat areas to produce large lakes in mountainous zones. Seekell *et al.* (2013), using a dataset of 1469 lakes with areas in the range of $[10^{-3}; 2]$ km², show that in the Adirondack Mountains the power law relationship does not apply but that Equation 2 is valid. Up to now, Equation 2 has not been checked in any karstic or pseudokarstic areas such as the Massif du Sud in New Caledonia. Moreover, the accuracy of LiDAR data will allow the checking of extension of Equation 2 to metric-sized features.

Lastly, as fractures are known to control early stages of karst development in limestones (Ford and Williams, 2007), the relationship between dolines and fractures is carefully explored. However as doline alignments are used to define fractures, an analysis independent of known fractures is required. Two methods are compared: the two-point alignment method based on the azimuth distribution of straight lines joining two dolines chosen randomly (Lutz, 1986), and a second method, developed for the study, in which alignment statistics are deduced from the number of aligned dolines along kilometeric length strips of various orientations.

Results

Doline dataset and morphological analysis

General mapping

The spatial distribution of dolines, extracted from LiDAR DTM data, is represented in Figure 1b. Automatic mapping identified 36 400 dolines; further processes, including manual cleaning (Figure 3), allowed the final dataset to be refined down to 8601 dolines. The map (Figure 1b) firstly reveals that dolines

are mostly clustered and almost exclusively on ferricrete. In addition, dolines are unevenly distributed among the different watersheds of the study area.

Morphometric parameters: overall characteristics

Frequency distributions of morphometric parameters are presented in Figure 4. These data show that the depressions are dominantly small: 80% of them have a R_{eq} smaller than 8 m, and 15% are smaller than 4 m², 35% less than 10 m² and

70% less than 100 m². Depression depths are lower than 4 m for 97% of them, and lower than 1 m for 80%. One single object, known as the Trou du Tahitien, is deeper than 25 m. 83% of the slopes are lower than 10°. More than 60% of dolines are nearly circular and characterized by a Gravelius coefficient equal or smaller than 1.1. The direction of the major axis (doline elongation) of the dolines is characterized by one maximum at around N 140°, although the direction of the shift of doline centers is maximum at around N 160°–170°.

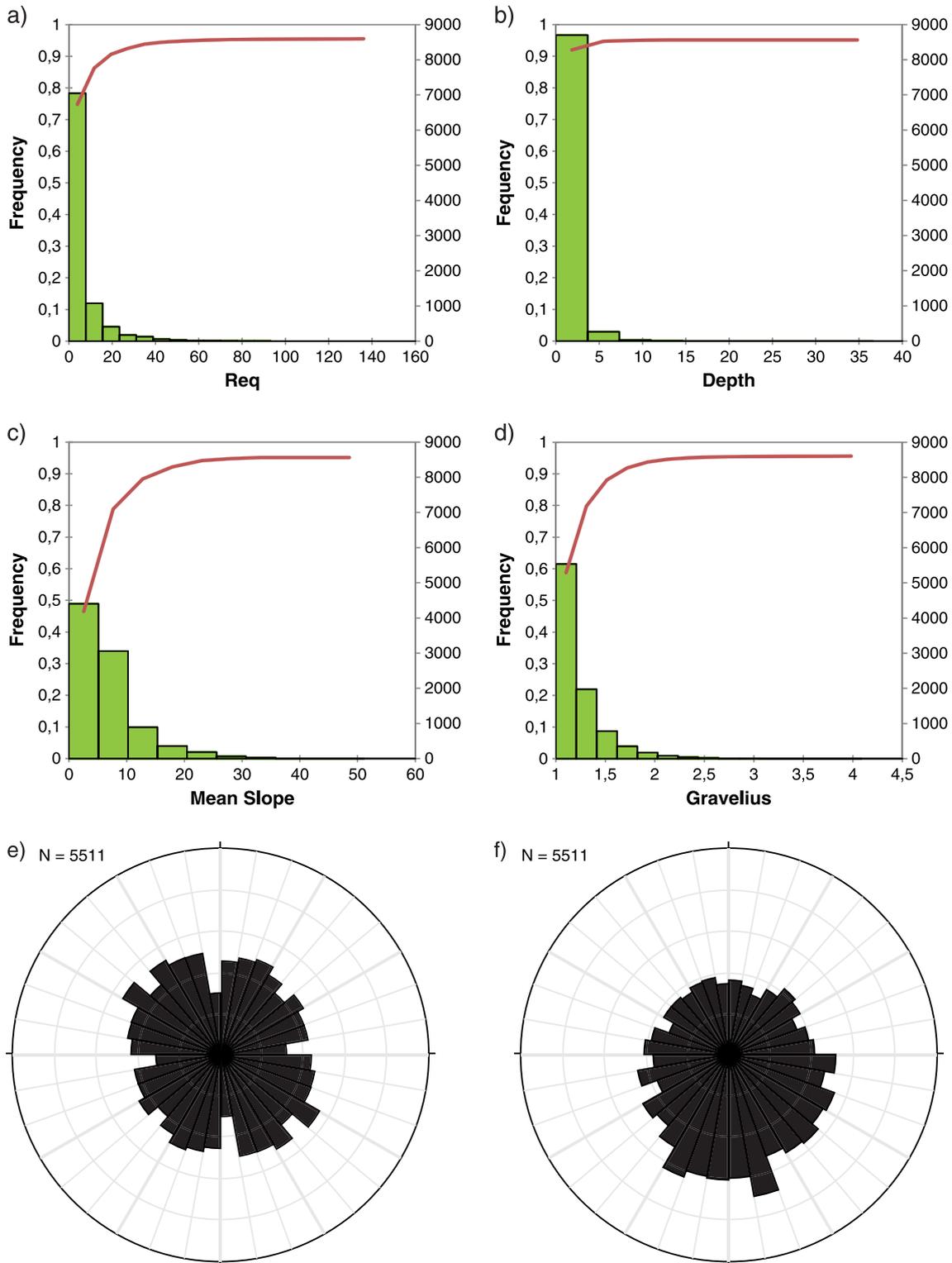


Figure 4. (a)–(d) Morphometric parameter distributions represented as graph frequency histogram and cumulative number of doline curves. (a) Equivalent radii (in meters). The largest dolines corresponding to $R_{eq} > 180$ m are not included; (b), (c) and (d) refer to the maximum depth (in meters), mean slope (°), Gravelius coefficient (compactness) C_g ; (e) is the direction of the major axis of the 5511 dolines larger than 10 m²; (f) is the direction of the vector joining the centroid to the deepest point for the 5511 dolines larger than 10 m².

Doline spatial distribution analysis

Density models

Doline density models obtained for various length scales L are displayed in Figure 5. For a length scale $L = 50$ m (Figure 5a) doline density is visually similar to their actual distribution. With an increasing scale, dolines appear to be organized as a series of high-density bands oriented between $N 120^\circ$ and $N 160^\circ$ (Figure 5b). When L continues to increase above 500 m, these bands are smoothed (Figure 5c) and two high concentration zones of dolines occur at the northern and south-eastern part of the modeled area. Maximum density increases with decreasing L . When L continues to increase beyond 1000 m, modeled doline density tends to reach the total number of dolines over the entire modeled area, i.e. 58.1 doline/ km^2 . A common feature of all these maps is that high-density areas are located in the main north and southeast watersheds, in the Plaine des Lacs and Kué Aval (see locations on Figure 1b). Density maps (not shown here) built for the smallest dolines ($1 \text{ m}^2 < \text{area} < 4 \text{ m}^2$ or $4 \text{ m}^2 < \text{area} < 10 \text{ m}^2$), are very similar to those of the entire dataset when normalized to the total number of considered dolines. These doline density maps clearly show high heterogeneity in doline distribution which could lead to strong anisotropy in an azimuth distribution analysis.

Principal component analysis (PCA)

A correlation matrix and a PCA are calculated for two datasets: the former describes the shape and size of dolines (morphometric parameters, Figure 6a), whereas the latter describes the doline environment (Figure 6c). Axes with a weight greater than 10% are considered as representative (Figures 6b and 6d). As expected, morphometric parameters of individual dolines, i.e. length, width, perimeter, area, equivalent radius and distance between the centroid and deepest point, are highly correlated (Figure 6a). The Gravelius coefficient presents some slightly positive correlation with the doline size (i.e. larger dolines have complex outlines) and a slightly negative correlation with slope (i.e. circular dolines tend to be small and steep). As expected too, mean slope and depth are correlated but no correlation is observed with size parameters. However, the direction of the major axis is not correlated with any other shape parameter and represents the third axis of the PCA with a weight equal to 9.2%.

Similar calculations on environmental parameters indicate that altitude and rainfall are strongly correlated (Figure 6c). Doline density is slightly correlated with these two parameters

and with the distance to rivers and ridges also. Local slope and regional hydraulic gradient present a slightly negative correlation with doline density. The first two axes are held by altitude, rainfall, slopes, density and distance to rivers (Figure 6d). Distance to ridges is not well correlated to any other environmental parameters and represents the third axis of the PCA with a weight equal to 14.0%. Dolines are located on flat areas (where the weathering profile is preserved) rather than on ridges where mechanical erosion prevails or in the vicinity of rivers where headward erosion occurs. The present hydraulic gradient does not have any control on doline distribution while altitude, rainfall and distance to rivers explain 34% of the data variance. The other correlations provided in Figure 6c relate to the morphology of the watersheds: local slope decreases when the distance to rivers increases, especially on the largest watersheds located in the northern area (i.e. the Plaine des Lacs region).

Size versus frequency analysis

The log abundance – log size plot of the entire dataset (Figure 7) does not fit a single straight line (power law relationship) or Equation 2. However, Figure 7 shows two different trends: (i) dolines that are smaller than $20\,000 \text{ m}^2$ can be closely fitted by Equation 2 with $[b; c; d] = [0.5; 2.0 \times 10^4; 1.0 \times 10^{-4}]$. Since b is half of the fractal dimension of the shorelines of dolines, this implies that their dimension is one and these shorelines are therefore not fractal. This is due to the fact that most dolines are nearly circular or ellipsoidal in shape; (ii) dolines that are larger than $20\,000 \text{ m}^2$ are significantly shifted compared to the previous curve, and can be fitted by a straight line with a 0.8 slope corresponding to a 1.6 fractal dimension of shorelines. This is consistent with the observation that larger dolines are non-circular and probably result from coalescence of several individual dolines. However, this last result should be considered carefully since the regression only relies on six points of the plot, which corresponds to a cumulated number of 30 dolines, and only two dolines larger than $250\,000 \text{ m}^2$. In contrast, no rupture in the log abundance – log size plot for smallest dolines is observed.

Alignment analysis

Doline density models of Figure 5 define kilometric-long bands of dolines along a $N 130^\circ$ – $N 140^\circ$ direction, which is the main known fracture direction observed in the Peridotite Nappe in New Caledonia (Cluzel *et al.*, 2001). These bands are visible on the $L = 50$ m and $L = 250$ m models and are smoothed on the $L = 1000$ m model. This observation is mathematically verified later and resulting directions are compared with

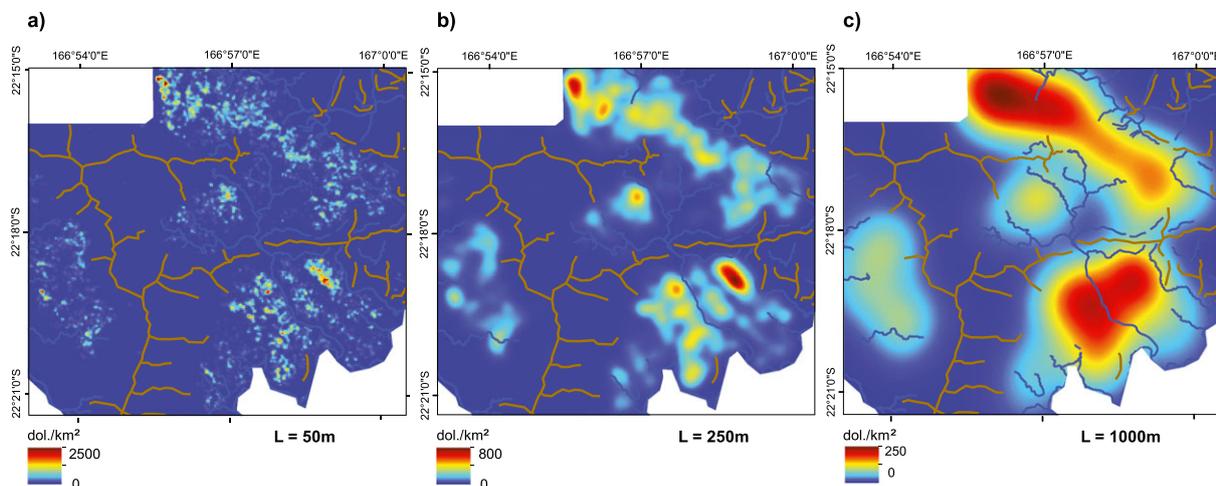


Figure 5. Doline density estimates computed by convolution with a Gaussian kernel of radius L : (a) $L = 50$ m, (b) $L = 250$ m, (c) $L = 1000$ m. Major topographic features are represented (ridges and rivers).

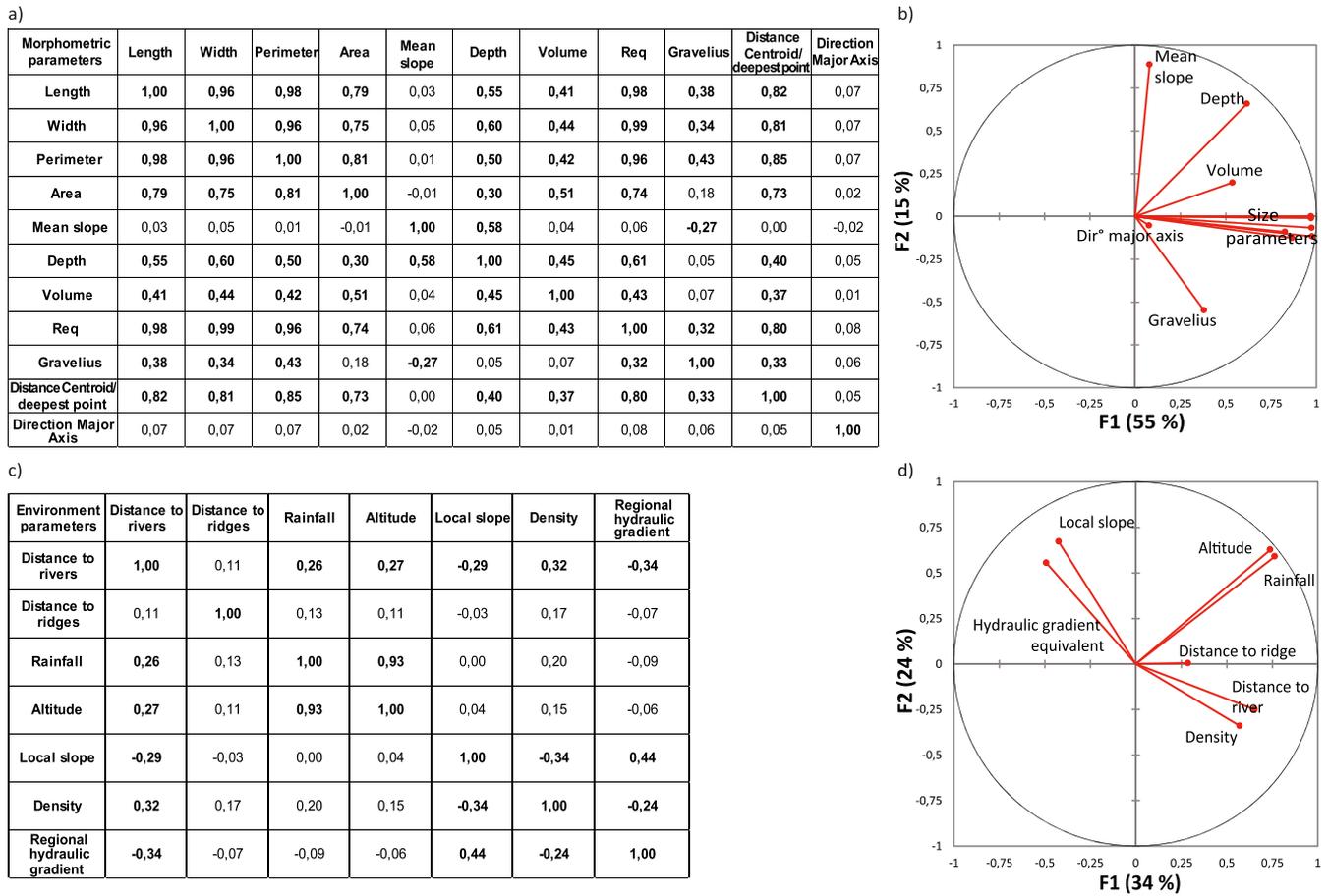


Figure 6. Principal component analysis (PCA) results: correlation matrix and projection of the main variables on the F1–F2 planes, F1, F2 being the principal components with decreasing explained variances; (a) and (b) refer to morphometric parameters, size parameters on (b) refer to R_{eq} , width, area, perimeter, length and distance from centroid to deepest point; (c) and (d) refer to environmental parameters.

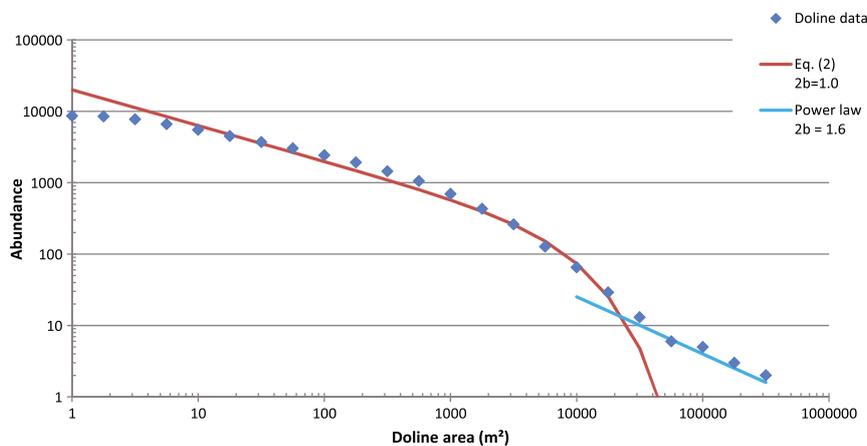


Figure 7. Cumulated number of dolines as a function of their area. The distribution can be fitted by Equation 2 for dolines between 4 m² and 20 000 m² and by a straight line above.

lineament detection from remote sensing and additional fracture outcrop measurements.

Fracture orientation from remote sensing and field data

Two datasets of lineaments defined by orthophoto-interpretation are extracted from the geological database of the SGNC: the first one corresponds to observations on bedrock whereas the second one refers to observations on the regolith (Figure 8). Overall there is good coherence between the two datasets, which shows that regolith lineaments reflect the deeper bedrock structuration.

The major N 130° structural direction appears on both lineaments and measured fractures on outcrops (Figures 8b–8d). A minor N 40°–50° direction is also observed on lineaments and measured fracture data (Figures 8b and 8c), while a N 0° is only observed on bedrock lineaments (Figure 8d).

Two-point azimuth distribution

Results of azimuth distribution of straight lines joining two dolines randomly chosen are displayed in Figure 9 for real data and for synthetic data randomly generated according to the

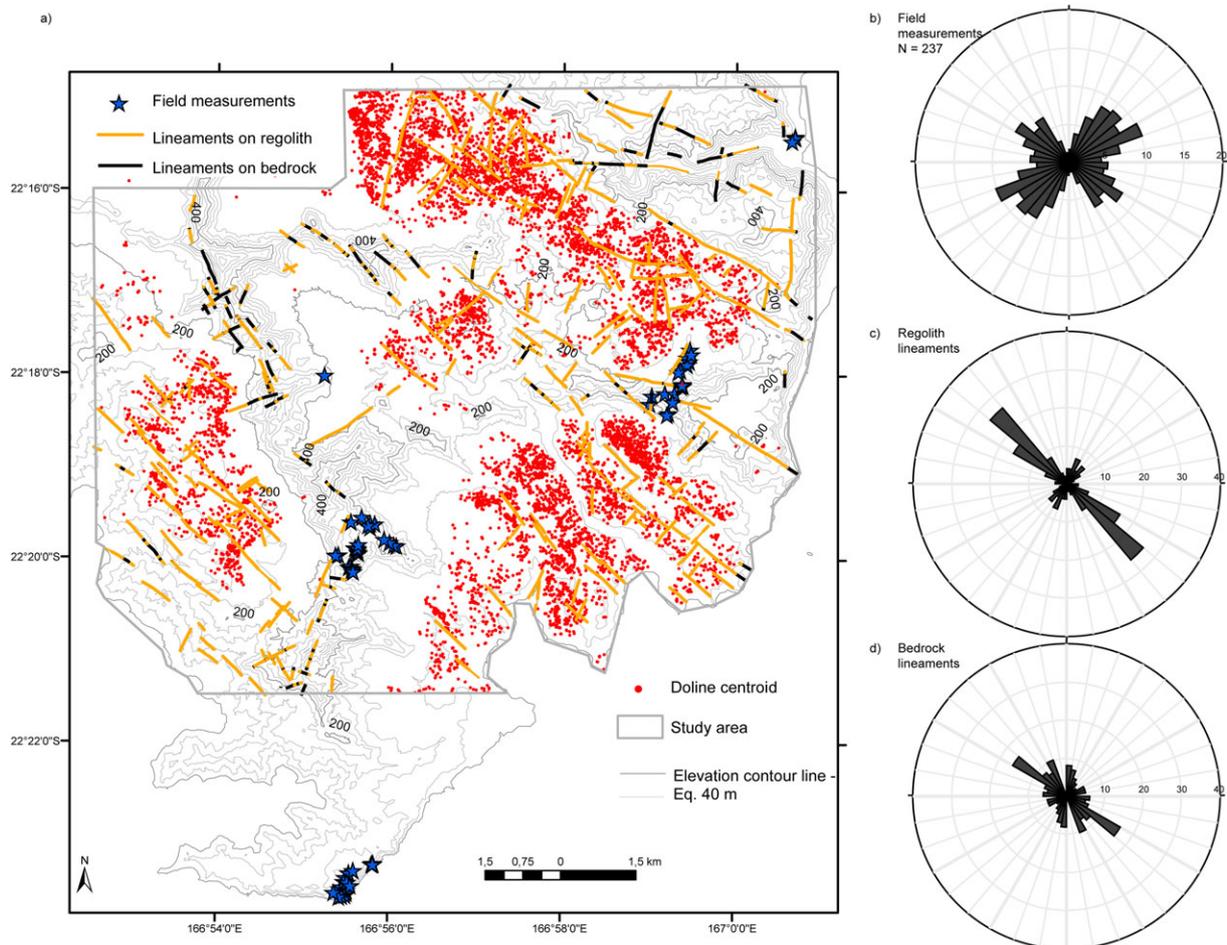


Figure 8. Fracture measurements: (a) map of field observation points and lineaments on 10 m resolution DTM map; (b), (c) and (d) are azimuth distribution of field measured fractures at outcrop, of lineaments on regolith and of lineaments on bedrock. Lineaments are weighted by their length.

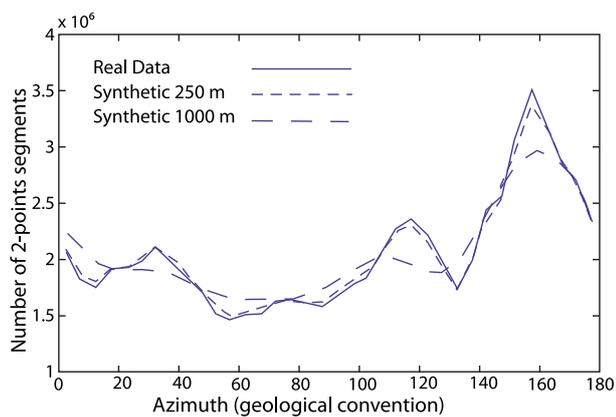


Figure 9. Two-point azimuth distribution for real dolines and for synthetic density models.

density models displayed in Figure 5. Since the real two-point azimuth distributions and those computed from randomly distributed synthetic data generated with density models up to a length scale of 250 m are almost identical, we conclude that the density distribution of dolines, rather than their exact location, is responsible for anisotropy in the two-point azimuth distribution. Distributions are characterized by a main peak at N 157.5°, and two minor peaks at N 32.5° and N 117.5°.

Doline alignment

Kilometer-scale alignments consisting of up to 20 dolines are observed by careful examination of the doline distribution map (Figure 1b). We therefore try to determine an alignment detection based on the features observed on real data. For each of the 8601 dolines, we compute the number of dolines included within a 1-km-long and 2 l-wide strip extending in a given direction and centered on the doline. The half-width l corresponds to the distance at which fractures control doline generation. As previously mentioned, this orientation distribution is compared with those obtained with synthetic doline distributions generated randomly according to the different density models of Figure 5. A value of $l = 10$ m is selected, as deduced from the visual alignment of real dolines and after having checked that increasing this value to $l = 25$ m does not affect the position of alignment peaks. The associated results are displayed in Figure 10. Similar results (not provided in this paper) are obtained when selecting the smallest dolines only. Alignment of real dolines is clearly different from those obtained with synthetic data. It presents a peak near N 140°, which corresponds roughly to the main fracture direction of Grande Terre. Yet some local N 50° alignments are visible on the map in Figure 1b. This direction is also observed on the field measurements and remote sensing data (Figure 8), but not enough dolines are involved to be detected in the statistical analysis, which only extracts the main N 140° direction. When introducing a smoothed doline distribution, even with a kernel of radius 50 m, this peak is smoothed, and the mean number of aligned doline decreases. With a smoothing length of 250 m, the

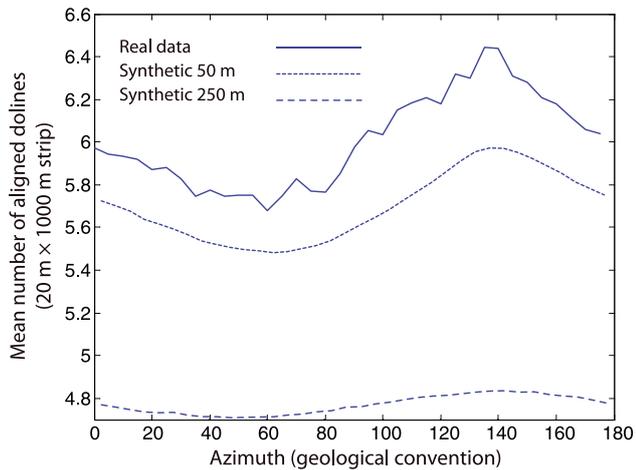


Figure 10. Doline alignment (number of dolines in a 1 km × 20 m strip) for real dolines and for synthetic density models.

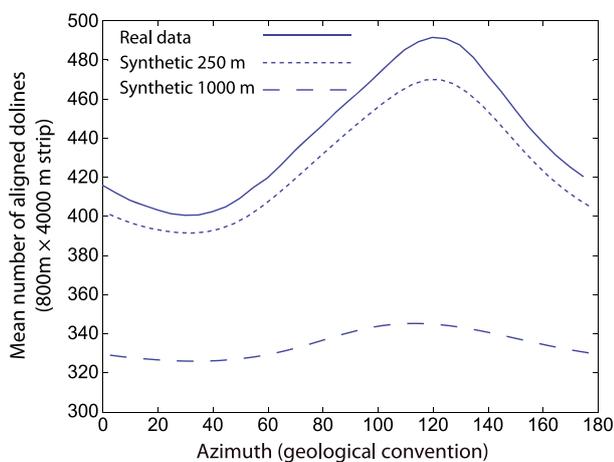


Figure 11. Same as Figure 10 for a 4 km × 800 m strip.

peak almost disappears, and the mean number of aligned dolines subsequently decreases to nearly 4.7. If doline distribution is smoothed further, curves continue to flatten and the mean number of aligned dolines decreases as well. The minimum number is obtained with a uniform doline distribution in the modeled area, i.e. 58.1 dolines/km². For this uniform distribution, the number of aligned dolines is given by the surface of a 1-km long and 20-m wide strip, i.e. nearly 1.16. Since the single peak near N 137.5° is reduced by smoothing the actual doline location with a 50-m wide Gaussian kernel, it is concluded that dolines are aligned with a tolerance of less than 50 m. Slightly different alignment statistics are obtained if larger strips are considered, for example with 4-km long strips and $l = 400$ m (Figure 11). This is interpreted as a consequence of the high-density doline bands observed on Figure 5.

Consequently, all these results evidence that dolines are concentrated on two watersheds. The alignment of these two watersheds is oriented N 157°. Within these watersheds, dolines are concentrated in high-density strips along a mean N 120° direction, whereas individual dolines defined alignments along a mean N 137.5° direction.

Discussion

Inclusion of the smallest topographic depressions detected by LiDAR in the doline dataset

Depressions smaller than the resolution of LiDAR data are considered as artifacts and are discarded. However, the dataset

still reveals a large number of small depressions (15% are smaller than 4 m² and 35% smaller than 10 m², see also Figure 4), while only depressions larger than 10 m in diameter are considered as dolines in limestone karst (Kobal *et al.*, 2015). Fieldwork confirmed that dolines larger than 4 m² are always identified as depressions limited by ferricrete blocks, indicating a collapse origin. Moreover, small dolines (surface <4 m² or 4 m² < surface <10 m²) present similar density and alignment statistics to the entire dataset. These results validate the choice made to include them in the doline dataset. Furthermore, they represent a potential hazard due to their possible evolution toward large dolines.

Doline abundance and density

Doline abundance as a function of their size presents two different trends below and above a threshold area of 20 000 m². Below this limit, doline abundance can be reasonably accounted for in the general equation proposed by Seekell *et al.* (2013) for lakes in mountainous areas, yet with a dimension of one. This dimension indicates that the shape of doline shorelines does not depend on the scale of observation, as opposed to lake and sea shores. This also highlights the observation that small dolines are slightly elongated objects, as evidenced by their moderate Gravelius coefficient. However, the 30 dolines larger or equal to 20 000 m² differ from this relation and are aligned along a 0.8 sloped regression line, corresponding to a fractal dimension of 1.6. Indeed, large dolines present more complex shapes and seem to result from the coalescence of several initially round-shaped dolines. This could be an indication that, as for lakes, the shorelines of these large dolines are controlled by mechanical erosion and sedimentation.

According to the PCA and field observations, doline density is strongly controlled by three parameters. The first one is the weathering state, dolines being observed only on ferricrete, and more precisely on flat areas where the entire weathering profile is preserved (Figure 1b). Thus, doline initiation seems to require the presence of ferricrete, which matches with the fact that the smallest dolines usually result from ferricrete collapse. The second parameter is altitude (or annual rainfall, since rainfall increases markedly with altitude). The highest doline densities are found on the north and southeast of our study area, in the Plaine des Lacs and Kué Aval watersheds, which correspond to uplifted areas. Considering that increasing altitude means increasing rainfall and decreasing temperature (i.e. less evaporation), one might conclude that doline density is partly governed by the amount of rain that infiltrates. Since the high porosity of ferricrete promotes infiltration, both the first and second parameters connect doline density to the weathering power of rain. The last parameter is the distance to topographic ridges. This can be understood by considering that ridges consist of outcropping rocks, and that mechanical erosion removes weathered material. The role of mechanical erosion is also consistent with the positive correlation between doline density and distance to rivers since development of a river network in a pre-existing doline network could result in dolines disappearing in the high slope area surrounding the river.

No clear relationships between doline density and hydraulic gradient (estimated from the regional topographic slope) have been found. On the Plaine des Lacs, the highest doline density is found at the north-western part of a northwest–southeast (NW–SE) trending watershed, 2 km away from the coast, while its central part presents nearly half of the maximum doline density, although it is located along the Kué Bini River, flowing inside a deeply incised valley down to below 100 m in altitude.

The present hydraulic gradient is thus not the most significant parameter in the doline density versus altitude relationship.

Relationship between dolines and fractures

There is a clear relationship between doline density and fractures, especially when considering the N 130°–140° major fracture direction of Grande Terre commonly observed in the field (Figure 8). This fracturing is inherited from the initial obduction of ophiolitic rocks, and repetitively re-activated during subsequent tectonic events (Moutte and Paris, 1976; Cluzel *et al.*, 2001). Two-point alignment statistics provided information on the general density distribution of dolines but not on the alignment of dolines themselves. However, a more efficient method, based on the number of dolines included in a 1 km × 20 m strip allows the detection of a single alignment peak along the N 137.5 ± 5° direction. The peak decreases if the doline distribution is randomized at scales greater than 50 m. This is a clear indication that dolines define alignments along the major fracture direction within ±25 m. Since this 50-m width corresponds to a reasonable width for fracture zones in this area, it suggests that the shear zone associated with faulting

promotes doline formation. Applying the same method to larger strips enables the detection of a second level of linear organization of dolines, which is composed of kilometer-wide strips along an average N 120° direction. Three strips are clearly evidenced in the south-eastern part of the L=50 and L=250 m maps of Figure 5. They are cross-cut by two low-density zones, which correspond to the Kué Aval River and to a topographic slope break between two flat areas of the same watershed, both features oriented N 135°. Since dolines only develop on flat areas, none of them are observed on these two zones. Therefore, it is concluded that the kilometer-wide high-density strips are not controlled by any concentration of fractures but rather by topography, according to parameters already evidenced by the PCA.

Toward a typology of dolines in southern New Caledonia

Field surveys allowed five different morphological types of dolines to be recognized. Small objects bounded by steep ferricrete walls appear as collapse features and some can cross-cut road-tracks no older than a few tens of years (Figure 12a). Bowl-shaped objects

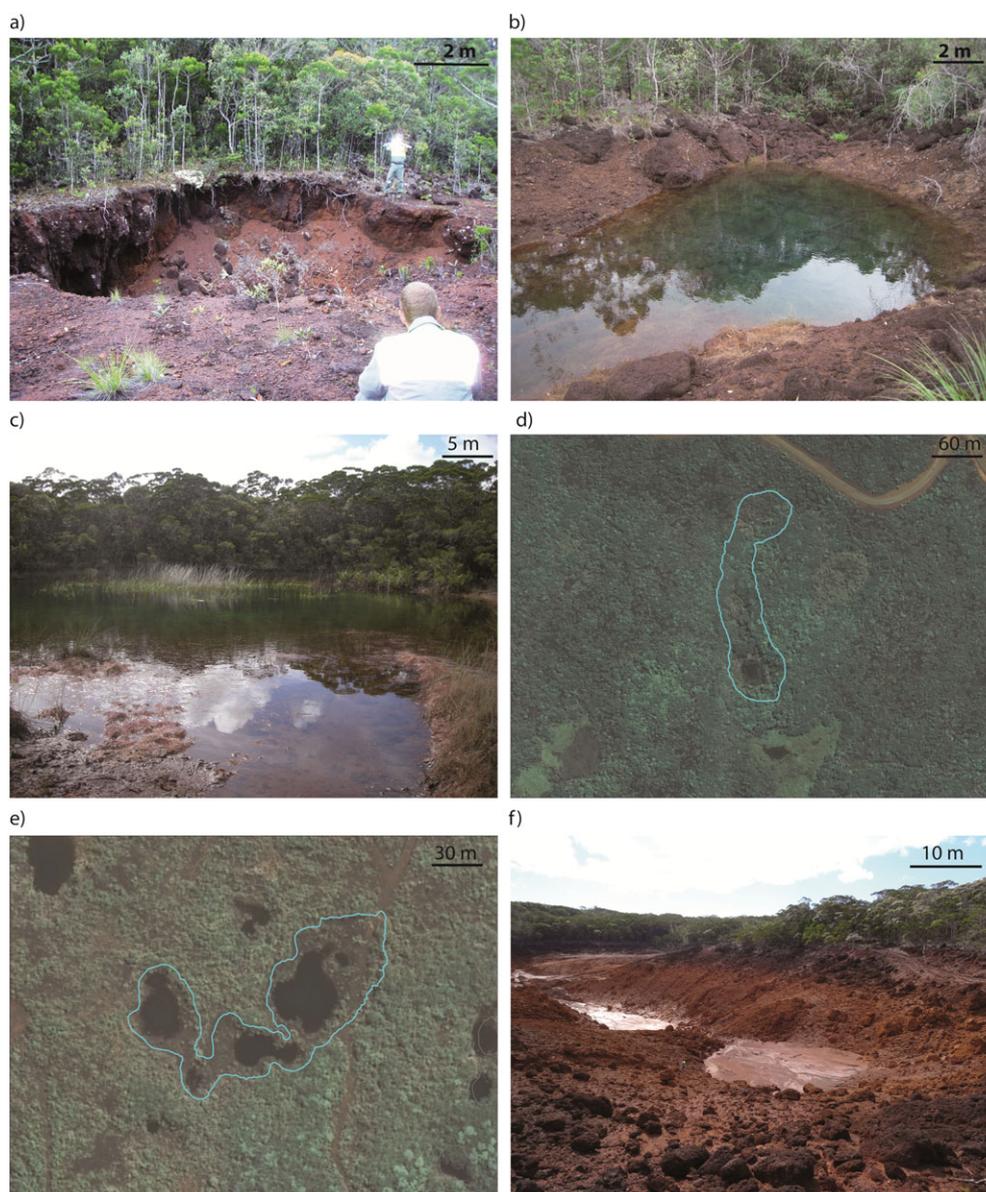


Figure 12. Doline typology based on field observations and DTM analysis: (a) recent collapse; (b) bowl-shaped; (c) flat bottom; (d) and (e) coalescent objects; (f) the Trou du Tahitien.

(Figure 12b) present similar morphology with a larger extension and smoother walls. Flat bottom dolines (Figure 12c), characterized by wetland vegetation and sedimentation, are most commonly observed; several of them appear to be the result of coalescence of at least two closed depressions (Figures 12d and 12e) which could correspond to the elongated objects detected in the previous section (Figure 4). Finally, only one object, the Trou du Tahitien (Figure 12f) is more than 25 m deep; its bottom reaches the base of the weathering profile, and it is known to undergo fast water level fluctuations.

From these field observations, an automatic classification of dolines from LiDAR data is proposed. The mean slope of dolines is used. Collapse dolines are defined by a mean slope steeper than 30° (Salomon, 2000), while the mean slope of bowl-shaped dolines is comprised between 15° and 30° . Other objects, presenting mean slopes lower than 15° are termed as flat bottom. Among them, a threshold value of 10 m is considered for their equivalent diameter. All objects above these threshold values have sediment deposits at their bottom; the largest ones result from coalescence of several dolines. Below the 10 m threshold, dolines present various shapes and sediment infill. The proposed typology defines 36 collapse dolines, 605 bowl-shaped, 5618 small flat bottom and 2342 large flat bottom dolines (Figure 13). Flooded dolines could be abusively included into the flat bottom doline type but field observations reveal that most are actually shallow.

Possible mechanisms involved in the formation and evolution of dolines

The formation of dolines requires a mechanical instability process generating collapse of the ferricrete overlying lateritic

profile. Rainwater infiltrating through ferricrete is trapped at its lower boundary with semi-pervious laterites and forms a superficial perched aquifer, as well as surface runoff when infiltration capacity of the aquifer is exceeded. Void generation at the base of ferricrete is therefore a result of a combination of chemical erosion at the base of the lateritic layer and mechanical erosion at its top (Genna *et al.*, 2005b). Moreover, pervasive circulation of water through the laterite layer may transport fine particles downward by eluviation, thus enhancing the volume reduction associated with dissolution, widening existing joints and leading to suffosion dolines. Eluviation phenomena are also known to produce gullies (Wells and Andriamihaja, 1993), widespread throughout New Caledonia.

The mechanisms involved in the enlargement of dolines are not however clearly understood. We are not able to detect any generation of secondary dolines except near the Trou du Tahitien. Therefore flow focusing toward a main doline should not be a significant parameter for doline generation except for the largest ones. The similarity between the general size distribution of lakes and that observed for dolines indicates that margin erosion and sedimentation play a significant role in doline enlargement. However, these two mechanisms cannot contribute to doline deepening (indeed, they counteract deepening). Doline growth by dissolution of the underlying protolith requires that water arriving in the doline is conveyed through the semi-pervious laterite layer toward the dissolution front. A limited number of pipes can be observed near the lowest point of dolines. Moreover, stability of pipes in a non-cohesive material such as laterite can be questioned.

Bowl-shaped and collapse dolines are anchored to the weathering profile and connected to the hydrogeological system; therefore it is proposed that they are representative of

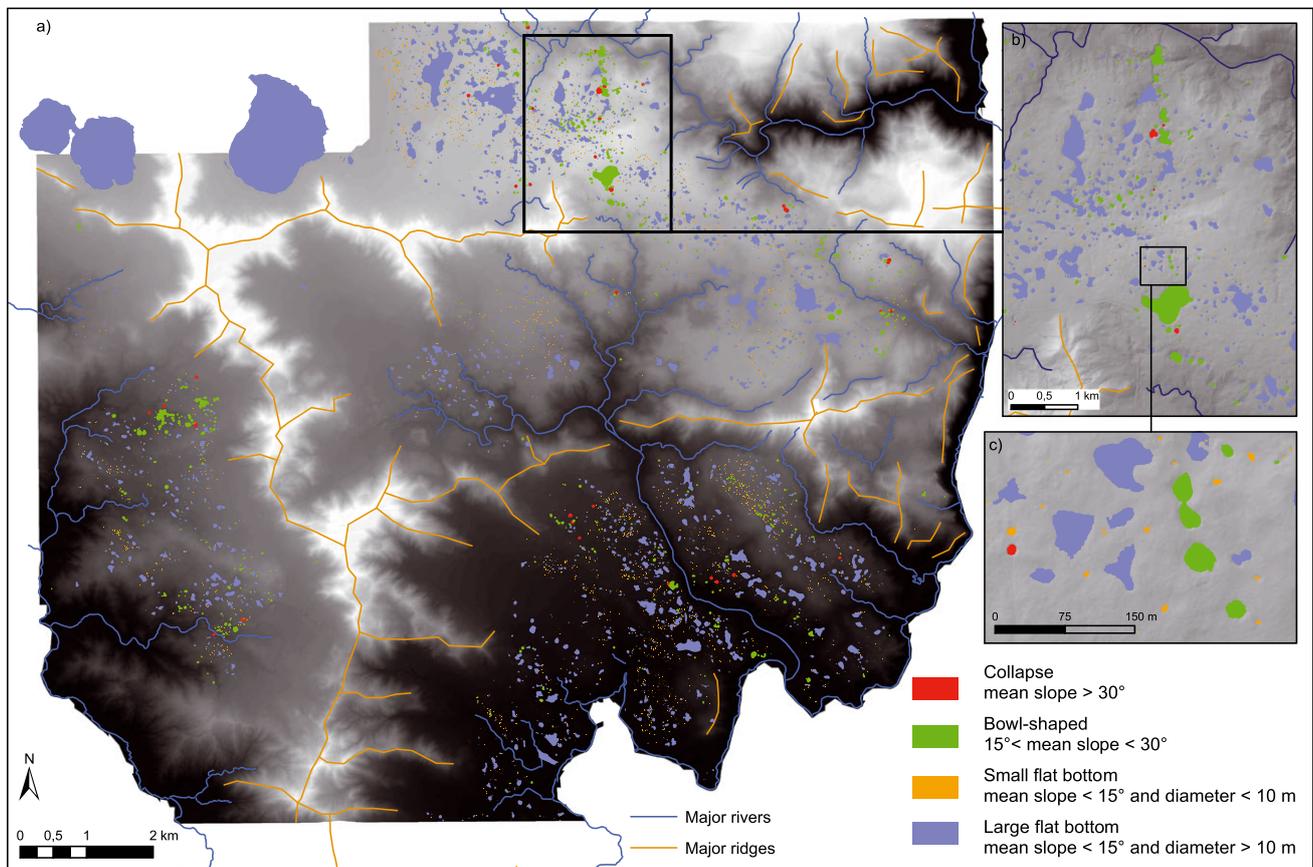


Figure 13. Map of dolines by morphometric types: (a) study area. Collapse and bowl-shaped dolines are slightly expanded (buffer 20 m and 10 m respectively) for better visibility; (b) and (c) enlargements of the Trou du Tahitien area.

an active pseudokarst. By contrast, large flat bottom objects are hydraulically disconnected from the hydrosystem by a low permeability sediment layer. They often correspond to coalescence of several dolines. They are related to a former and now inactive pseudokarst. The small flat bottom type encompasses a larger number of different objects, some of which are infilled by sediments, some others being very similar to shallow bowl-shaped dolines. Therefore, the evolution of small flat bottom dolines is uncertain.

Collapse and bowl-shaped dolines are mainly located within two areas (Figure 13a), one of which is a N–S strip near the Trou du Tahitien (Figures 13b and 13c). This is the only known doline where the bottom reaches the base of the weathering profile with complete removal of the upper regolith. It is located at the intersection of two N–S and E–W lineaments, as indicated by its cross-like shape; this may have promoted deep drainage below the doline. However, the Trou du Tahitien constitutes a unique example and the probable general evolution of dolines goes toward a sediment-filled flat type and the merging of several dolines in a larger, more complex shaped one.

Conclusion

Semi-automatic detection from LiDAR data allowed us to build a dataset of 8601 dolines with areas ranging from 1 m² to 2 km², which constitute a unique dataset on ultramafic pseudokarst. Doline density is linked to rainfall, altitude and watershed morphology mainly because flat basins preserve the weathering profile and hence dolines. They are distributed over 50-m wide zones related to tectonic fracture. Depressions smaller than 10 m² present density and alignment statistics similar to those of larger dolines; they should therefore be considered as dolines.

Based on field studies and on statistical analyses, a typology is proposed for dolines in ultramafic rocks that provides important clues as to pseudokarstic activity. Collapse dolines are small and bounded by vertical walls of ferricrete. Bowl-shaped dolines are larger, present smoother walls within ferricrete and saprolite and little or no sediment infill. Both collapse and bowl-shaped dolines are active features which may enlarge and deepen. Flat bottom dolines are bounded by smooth slopes and generally contain partial to complete sediment infill. The largest ones tend to have the general shapes and size of lakes and are therefore thought to be inactive features, inherited from previous pseudokarsts. Smaller flat bottom dolines present various shapes and may be subjected to a more complex evolution. This study demonstrates the karstic origin of dolines in the ultramafic massif of southern New Caledonia. These results provide a framework for future management of water resources in this type of formation. However, groundwater flow paths associated with the genesis and the evolution of dolines need to be clarified. Hence, this work could lead up to hydrological monitoring of the bowl-shaped or collapse dolines.

Acknowledgements—The authors thank Vale NC for providing the high accuracy DTM data. B. Robineau is thanked for his constructive remarks. Thanks to Celia Northam of the University of Reunion for her reworking and proofreading of the English. This work was supported by the Center for Technological Research on ‘Nickel and its Environment’ (Centre National de Recherche Technologique, CNRT ‘Nickel et son environnement’) within the programs ‘Doline diagnosis’ (2012–2015) and Hyperk (2013–2016). The authors thank the anonymous reviewers and the Editor for their useful remarks and suggestions for improving the manuscript.

References

- Avias J. 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. *Tectonophysics* **4**: 531–541.
- Baldwin SL, Rawling T, Fitzgerald PG. 2007. Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: implications for middle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific. *Geological Society of America Special Papers* **419**: 117–134.
- Basso A, Bruno E, Parise M, Pepe M. 2013. Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environment and Earth Science* **70**: 2545–2559. DOI:10.1007/s12665-013-2297-z.
- Benichou P, Le Breton O. 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques [Use of topography on mapping of statistical rainfall fields]. In *La Météorologie*, 7th Series; 23–34.
- Bogdanov I, Huaman D, Thovet J-F, Genthon P, Adler PM. 2011. Tectonic stresses seaward of an aseismic ridge—trench collision zone. A remote sensing approach on the Loyalty Islands, SW Pacific. *Tectonophysics* **499**: 77–91. DOI:10.1016/j.tecto.2010.12.007.
- Bondesan A, Meneghel M, Sauro U. 1992. Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology* **21**: 1–55.
- Cabioch G, Recy J, Jouannic C, Turpin L. 1996. Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**: 729–742.
- Chevillotte V, Chardon D, Beauvais A, Maurizot P, Colin F. 2006. Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology* **81**: 361–375. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.04.020.
- Clark PJ, Evans FC. 1954. Distance to nearest neighbor as a measure of spatial relationships in populations. *Ecology* **35**: 445–453.
- Closson D, Karaki NA. 2009. Salt karst and tectonics: sinkholes development along tension cracks between parallel strike-slip faults, Dead Sea, Jordan. *Earth Surface Processes and Landforms* **34**: 1408–1421. DOI:10.1002/esp.1829.
- Cluzel D, Aitchison JC, Picard C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* **340**: 23–59.
- Cluzel D, Jourdan F, Meffre S, Maurizot P, Lesimple S. 2012a. The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite: ⁴⁰Ar/³⁹Ar, U–Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge. *Tectonics* **31**. DOI:10.1029/2011TC003085.
- Cluzel D, Maurizot P, Collot J, Sevin B. 2012b. An outline of the geology of New Caledonia; from Permian – Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergenese. *Episodes* **35**(1): 72–86.
- Cluzel D, Meffre S, Maurizot P, Crawford AJ. 2006. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova* **18**: 395–402. DOI:10.1111/j.1365-3121.2006.00704.x.
- Day M. 1983. Doline morphology and development in Barbados. *Annals of the Association of American Geographers* **73**: 206–219. DOI:10.1111/j.1467-8306.1983.tb01408.x.
- Dewandel B, Lachassagne P, Bourdier F, Al-Hattali S, Ladouche B, Pinault J-L, Al-Suleimani Z. 2005. A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeology Journal* **13**: 708–726. DOI:10.1007/s10040-005-0449-2.
- Dubois J, Launay J, Recy J. 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics* **24**: 133–150.
- Folcher N, Sevin B, Quesnel F, Lignier V, Allenbach M, Maurizot P, Cluzel D. 2015. Neogene terrestrial sediments: a record of the post-obduction history of New Caledonia. *Australian Journal of Earth Sciences* **62**: 479–492. DOI:10.1080/08120099.2015.1049207.
- Ford D, Williams P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons: Chichester.
- Freyssinet P, Butt CRM, Morris RC, Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology 100th Anniversary* 681–722.
- Fritsch E. 2012. Planche 15: Les sols/Chapitre II: Les milieux. In *Atlas de la Nouvelle-Calédonie*, Bonvallot J, J-C G, Habert E (eds). IRD-Congrès de la Nouvelle-Calédonie: New Caledonia.

- Fritsch E, Juillot E, Dublet G, Fandeur D, Fonteneau L, Martin E, Auzente AL, Morin G, Robert JL, Galois L, Calas G, Grauby O, Boulvais P, Cathelineau M. 2014. Analyse fine de minerais latéritiques (approches pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique), Rapport final 2014. CNRT Noumea, New Calédonia.
- Gabrovsek F, Stepisnik U. 2011. On the formation of collapse dolines: a modelling perspective. *Geomorphology* **134**: 23–31. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.06.007.
- Gao Y, Alexander E, Jr, Tipping RG. 2005. Karst database development in Minnesota: design and data assembly. *Environmental Geology* **47**: 1072–1082. DOI:10.1007/s00254-005-1240-3.
- Genna A, Bailly L, Lafoy Y, Augé T. 2005a. Les karsts latéritiques de Nouvelle-Calédonie. *Kardiologia* **45–46**: 19–28.
- Genna A, Maurizot P, Lafoy Y, Augé T. 2005b. Contrôle karstique de minéralisations nickélfères de Nouvelle-Calédonie. *Comptes-Rendus Géoscience* **337**: 367–374.
- Höfle B, Griesbaum L, Forbriger M. 2013. GIS-Based Detection of Gullies in Terrestrial LiDAR Data of the Cerro Llamoca Peatland (Peru). *Remote Sensing* **5**: 5851–5870. DOI:10.3390/rs5115851.
- Jeanpert J. 2010. Hydrogéologie des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Bilan des connaissances et hypothèses de travail. SGNC: 49p Noumea, New Calédonia
- Jeanpert J, Dewandel B. 2013. Analyse préliminaire des données hydrogéologiques d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie – SGNC/DIMENC. BRGM/RP-61765-FR, Report.
- Jennings JN. 1975. Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples. *New Zealand Geographer* **31**: 6–28. DOI:10.1111/j.1745-7939.1975.tb00793.x.
- Join J-L, Robineau B, Ambrosi J-P, Costis C, Colin F. 2005. Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. *Comptes-Rendus Géoscience* **337**: 9.
- Kemmerly PR. 1976. Definitive doline characteristics in the Clarksville quadrangle, Tennessee. *Geological Society of America Bulletin* **87**: 42–46.
- Kemmerly PR. 1982. Spatial analysis of a karst depression population: clues to genesis. *Geological Society of America Bulletin* **93**: 1078–1086.
- Kobal M, Bertoncelj I, Pirotti F, Dakskobler I, Kutnar L. 2015. Using Lidar data to analyse sinkhole characteristics relevant for understory vegetation under forest cover—case study of a high karst area in the Dinaric Mountains. *PLoS One* **10**. DOI:10.1371/journal.pone.0122070.e0122070
- Lagabrielle Y, Maurizot P, Lafoy Y, Cabioch G, Pelletier B, Régnier M, Wabete I, Calmant S. 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics* **403**: 1–28.
- Le Corvec N, Spörl KB, Rowland J, Lindsay J. 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews* **124**: 96–114. DOI:10.1016/j.earscirev.2013.05.005.
- Legueré J. 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, PhD. Thesis. Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier; 80.
- Leou Tham O. 2005. Etude pour la paramétrisation optimale du modèle AURELHY en Nouvelle-Calédonie. Météo France; 14 pp. Noumea, New Calédonia
- Lutz T. 1986. An analysis of the orientations of large-scale crustal structures: a statistical approach based on areal distributions of pointlike features. *Journal of Geophysical Research* **91**: 421–434.
- Lyew-Ayee P, Viles H, Tucker G. 2006. The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. *Earth Surface Processes and Landforms* **32**: 165–179.
- Mandelbrot B. 1983. *The Fractal Geometry of Nature*. Freeman: New York.
- Matsushita M, Ouchi S, Honda K. 1991. On the fractal structure and statistics of contour lines on a self-affine surface. *Journal of the Physical Society of Japan* **60**: 2109–2112. DOI:10.1143/JPSJ.60.1109.
- Maurizot P. 2011. First sedimentary record of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the 'Montagnes Blanches' nappe. *Bulletin de la Société Géologique de France* **182**: 479–491. DOI:10.2113/gssgfbull.182.6.479.
- Maurizot P. 2013. Palaeocene age for the Adio Limestone, New Caledonia: stratigraphic and regional context. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **56**: 16–26. DOI:10.1080/00288306.2012.735677.
- Maurizot P, Cluzel D. 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **57**: 300–311. DOI:10.1080/00288306.2014.885065.
- de la Rosa J MI. 2012. Chapter: 3.6.1. Karst landform classification techniques. In *Geomorphological Techniques*, Clarke L (ed). British Society for Geomorphology: London.
- Mendonça A, Pires A, Barros J. 1994. Pseudosinkhole occurrences in Brasília, Brazil. *Environmental Geology* **23**: 36–40.
- Météo France. 2007. Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie. Météo France; 128 pp. Noumea, New Calédonia
- Milanovic PT. 2004. *Water Resources Engineering in Karst*. In Taylor & Francis Group. CRC Press: London.
- Moutte J, Paris J. 1976. Anatomy and structure of the great southern massif (New Caledonia). In *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*, Noumea; 229–234.
- Obu J, Podobnikar T. 2013. Algoritem za prepoznavanje kraških kotanj na podlagi digitalnega modela reliefa [Algorithm for karst depression recognition using digital terrain model]. *Geodetski Vestnik* **57**: 260–270.
- Pardo-Iguzquiza E, Duran JJ, Dowd PA. 2013. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. *Acta Cardiologica* **42**: 17–24.
- Prinzhofer A, Nicolas A, Cassard D, Moutte J, Leblanc M, Paris JP, Rabinovitch M. 1980. Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust. *Tectonophysics* **69**: 85–112. DOI:10.1016/0040-1951(80)90128-6.
- Robineau B, Join J-L. 2005. Tectonique et microtectonique cassante du massif de Tiébaghi. Géométrie des sillons d'altération sous cuirasse imagée par la Tomographie de Résistivité Electrique. IRD - UR Nouméa, New Caledonia
- Robineau B, Join J-L, Beauvais A, Parisot J-C, Savin C. 2007. Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. *Australian Journal of Earth Sciences* **54**: 773–781. DOI:10.1080/08120090701305277.
- Salomon J-N. 2000. Précis de karstologie. Presses universitaires de Bordeaux
- Seekell DA, Pace ML, Tranvik LJ, Verpoorter C. 2013. A fractal-based approach to lake size-distributions. *Geophysical Research Letters* **40**: 1–5. DOI:10.1002/grl.50139.
- Segura FS, Pardo-Pascual JE, Rossello VM, Fornos JJ, Gelabert B. 2007. Morphometric indices as indicators of tectonic, fluvial and karst processes in calcareous drainage basins, South Menorca Island, Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* **32**: 1928–1946. DOI:10.1002/esp.1506.
- Sevin B. 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélfères, PhD Thesis. Université de Nouvelle-Calédonie; 402 pp.
- Sevin B, Cluzel D, Maurizot P, Ricordel-Prognon C, Chaproniere G, Folcher N, Quesnel F. 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. *Tectonics* **33**: 15. DOI:10.1002/2014TC003588.
- Sevin B, Maurizot P, Vendé-Leclerc M. 2012a. Carte géologique du Grand Sud de Nouvelle-Calédonie au 1/50 000. Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie – Bureau de Recherches Géologiques et Minières Noumea, New Calédonia.
- Sevin B, Ricordel-Prognon C, Quesnel F, Cluzel D, Lesimple S, Maurizot P. 2012b. First paleomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and paleoweathering of 'Grande Terre'. *Terra Nova* **24**: 77–85. DOI:10.1111/j.1365-3121.2011.01041.x.
- Shan J, Toth CK. 2008. *Topographic Laser Ranging and Scanning: Principles and Processing*. CRC Press: Boca Raton, FL.
- Siart C, Forbriger M, Nowaczinski E, Hecht S, Höfle B. 2013. Fusion of multi-resolution surface (terrestrial laser scanning) and subsurface geodata (ERT, SRT) for karst landform investigation and geomorphometric quantification. *Earth Surface Processes and Landforms* **38**: 1135–1147. DOI:10.1002/esp.3394.

- Sustersic F. 1994. Classic dolines of classical site. *Acta Cardiologica* **23**: 123–154.
- Telbisz T, Dragusica H, Nagy B. 2009. Doline morphometric analysis and karst morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on field observations and digital terrain analysis. *Hrvatski geografski glasnik* **71**(2): 5–22.
- Thomas MF. 1994. *Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. John Wiley & Sons: Chichester.
- Thorne RL, Roberts S, Herrington R. 2012. Climate change and the formation of nickel laterite deposits. *Geology* **40**: 331–334. DOI:10.1130/g32549.1.
- Titus SJ, Maes SM, Benford B, Ferre EC, Tikoff B. 2011. Fabric development in the mantle section of a paleotransform fault and its effect on ophiolite obduction, New Caledonia. *Lithosphere* **3**: 221–244. DOI:10.1130/l122.1.
- Trescases J-J. 1975. L'évolution géologique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. *Mémoire ORSTOM* **78**: 1–259.
- Ulrich M, Picard C, Guillot S, Chauvel C, Cluzel D, Meffre S. 2010. Multiple melting stages and refertilisation process as indicators for ridge to subduction formation: the New Caledonia Ophiolite. *Lithos* **115**: 223–236.
- Vosselman GV, Maas H-G. 2010. *Airborne and Terrestrial Laser Scanning*. Whittles: Caithness.
- Waltham AC, Fookes PG. 2003. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **36**: 101–118 .DOI. 1470-9236/03
- Wand MP, Jones MC. 1995. *Kernel Smoothing*. Chapman and Hall: London.
- Wells N, Andriamihaja B. 1993. The initiation and growth of gullies in Madagascar: are humans to blame? *Geomorphology* **8**: 1–46.

Annexe 3 :

Publication à *Journal of Hydrology* : Dewandel B., Jeanpert J., Ladouche B., Join J.-L., et Maréchal J.-C. 2017. Inferring the heterogeneity of crystalline aquifers and evaluating transmissivity or hydraulic conductivity fields, an attempt from a detailed water table map *Journal of Hydrology* 550: 118-129.



Research papers

Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map



Benoît Dewandel ^{a,*}, Julie Jeanpert ^{b,c}, Bernard Ladouche ^a, Jean-Lambert Join ^c, Jean-Christophe Maréchal ^a

^a BRGM, D3E/NRE-University of Montpellier, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^b DIMENC/Geological Survey of New Caledonia, Nouméa, New Caledonia

^c LSTUR, Université de la Réunion, BP 7151, 97715 Saint-Denis, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 November 2016

Received in revised form 21 March 2017

Accepted 23 March 2017

Available online 28 April 2017

This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Mohsen M. Sherif, Associate Editor

Keywords:

Regionalization of aquifer parameters

Transmissivity

Fractured aquifer

Hard-rock aquifer

Crystalline aquifer

ABSTRACT

Estimating the transmissivity or hydraulic conductivity field to characterize the heterogeneity of a crystalline aquifer is particularly difficult because of the wide variations of the parameters. We developed a new approach based on the analysis of a dense network of water-table data. It is based on the concept that large-scale variations in hydraulic head may give information on large-scale aquifer parameters. The method assumes that flux into the aquifer is mainly sub-horizontal and that the water table is mostly controlled by topography, rather than recharge. It is based on an empirical statistical relationship between field data on transmissivity and the inverse slope values of a topography-reduced water-table map. This relationship is used to compute a transmissivity map that must be validated with field measurements. The proposed approach can provide a general pattern of transmissivity, or hydraulic conductivity, but cannot correctly reproduce strong variations at very local scale (less than 10 m), and will face of some uncertainties where vertical flows cannot be neglected.

The method was tested on a peridotite (ultramafic rock) aquifer of 3.5 km² in area located in New Caledonia. The resulting map shows transmissivity variations over about 5 orders of magnitude (average LogT: -5.2 ± 0.7). Comparison with a map based on measured water-level data ($n = 475$) shows that the comparison between LogT-computed values and LogT data deduced from 28 hydraulic tests is estimated with an error less than 20% in 71% of cases ($\text{LogT} \pm 0.4$), and with an error less than 10% ($\text{LogT} \pm 0.2$ on average) in 39% of cases. From this map a hydraulic-conductivity map has been computed showing values ranging over 8 orders of magnitude. The repeatability of the approach was tested on a second data set of hydraulic-head measurements ($n = 543$); the mean deviation between both LogT maps is about 11%. These encouraging results show that the method can give valuable parameter estimates, and can characterize aquifer heterogeneity. The computed LogT and LogK maps highlight the spatial distribution of parameters that show a pattern clearly controlled by the fault network of this ultramafic massif. However, the faults are mainly characterized by low-permeability zones; this differs from results on other crystalline aquifers and may be due to the fact that weathering products of peridotite are clay-like materials.

The resulting transmissivity map can be used as a starting point for modelling or to direct additional fieldwork.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Estimating the spatial variations of aquifer parameters is one of the most difficult tasks to ensure a correct calibration of hydrogeological tools and models and, therefore, a correct description of flow and transport into a groundwater system. Though it is relatively easy to evaluate these properties at a local scale, for instance

hydraulic conductivity and effective porosity deduced from hydraulic tests, it is more difficult to assess their variability at aquifer-system scale, where spatial variations may occur over several orders of magnitude. This is particularly true in crystalline rocks where hydraulic conductivity can vary over 12 orders of magnitude (Tsang et al., 1996; Hsieh, 1998).

Over the past decades, various methods, combining hydrodynamic parameters, geostatistics, geological facies, inverse-modelling techniques, geophysical data, etc., have been proposed for estimating hydraulic conductivity, transmissivity or storativity

* Corresponding author.

E-mail address: b.dewandel@brgm.fr (B. Dewandel).

at the scale of groundwater systems (e.g. Carrera et al., 2005; de Marsily et al., 2005). However, most methods were designed for alluvial and sedimentary aquifers, and require thorough field investigations.

In crystalline aquifers, the regionalization of these hydrogeological properties makes the problem much more complex because of their strong natural heterogeneity. Indeed, various degrees in fracturing and connection between fracture networks induce strong variations of properties at all scales (e.g., Paillet, 1998; Maréchal et al., 2004; Le Borgne et al., 2004, 2006). Moreover, where exposed to deep weathering, such rocks can develop several stratiform layers parallel to the weathering surface, in which hydrogeological properties are closely related to the degree of weathering (Taylor and Howard, 2000; Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2011). This increases the difficulty for regionalizing hydrodynamic parameters. Few works describe the spatial heterogeneity of aquifer parameters in crystalline aquifers, and mainly focus on transmissivity or hydraulic-conductivity mapping based on data from hydraulic tests (Razack and Lasm, 2006; Chandra et al., 2008), on classified transmissivity (i.e. indexed) maps, or on potential aquifer-zone maps (Krásný, 1993; Krásný, 2000; Lachassagne et al., 2001; Darko and Krásný, 2007; Madrucci et al., 2008; Dhakate et al., 2008; Courtois et al., 2010).

More recently other approaches have been proposed, based on the concepts of stratiform layers and that large-scale variations in hydraulic head may characterize large-scale properties (Dewandel et al., 2012, 2017). They base the regionalization of hydraulic conductivity on an empirical statistical relationship between the hydraulic-conductivity distribution from small-scale tests and linear-discharge rates from numerous pumped wells. For effective porosity, in the absence of recharge from rainfall, the method combines—at a cell scale—water-table fluctuation and groundwater-budget techniques, and a coarse-graining (i.e. aggregation) method. First developed for regionalizing the effective porosity for that part of the aquifer where the water table fluctuates, it has been extended in 3-D to the entire aquifer thickness while introducing the geometrical structure of the weathering profile (Dewandel et al., 2017). The methods for regionalization hydraulic conductivity and effective porosity were tested on several unconfined granitic aquifers exposed to deep weathering in southern India (50–1000 km²), showing very good estimates when compared with existing data (Maréchal et al., 2004, 2006; Dewandel et al., 2006, 2010).

The present study describes a new method for estimating the spatial distribution of transmissivity and hydraulic conductivity in naturally drained crystalline aquifers. Previous methods required that aquifers were significantly influenced by pumping to cause large depressions in the water table, and/or that numerous data were available on linear-discharge rates of exploited wells (Dewandel et al., 2012, 2017). The proposed approach has also advantage over other methods that use inverse modelling techniques where prescribed boundary flux and recharge can introduce large uncertainties on the generated hydrodynamic parameters. The present method is still based on the concept that large-scale variations in hydraulic head can provide information on large-scale hydrogeological properties. It uses detailed water-table maps, hydraulic tests and data on aquifer thickness. Its application is illustrated on a small peridotite aquifer in New Caledonia (Fig. 1a). The main objective of this study is to show that, with a few assumptions on groundwater flux and basic hydrogeological data, the method gives a reliable picture of the spatial aquifer heterogeneity as well as valid estimates of transmissivity and hydraulic conductivity. Information on deep aquifer properties of fault zones in this ultramafic environment is also given. Furthermore, we provide additional information on the functioning of aquifers in these geological environments that are still poorly understood (Boronina

et al., 2003; Dewandel et al., 2004, 2005; Join et al., 2005; Nikić et al., 2013).

2. Site description and field data

2.1. Location, geological history and climate

One third of the main island of New Caledonia, Grande Terre, is underlain by a giant ophiolitic nappe (Paris, 1981), represented by a large massif in the south and several isolated massifs (klippe) on the west coast and in the northern part of the island (Fig. 1a). This Peridotite Nappe is highly fractured, resulting from its complex geodynamic history that can be summarized by: (i) Seafloor spreading of the South Loyalty Basin (SLB) during the Late Cretaceous, (ii) Paleocene–Early Eocene convergence and subsequent Eocene subduction, (iii) Obduction of the SLB over the Norfolk Ridge during the Late Eocene, (iv) Post-obduction unroofing, and finally (v) Arrival of the New Caledonia block in Vanuatu's active east-dipping subduction zone (Dubois et al., 1974; Cluzel et al., 2001). Post-obduction extensional tectonics and uplift related to isostatic re-equilibrium during the Oligocene and Miocene took place along major listric normal faults bounding the obducted ultramafic klippe (Lagabrielle and Chauvet, 2008), isolating the massifs at various altitudes (Leguéré, 1976; Sevin, 2014). Since the latest Oligocene, the massifs are exposed to deep weathering (e.g. Routhier, 1953; Sevin et al., 2012) that have generated thick laterite profiles in which nickel and cobalt ores are concentrated and mined (Trescases, 1975; Llorca, 1993).

The study area is located in the north of 'Grande Terre' over a small aquifer, 3.5 km² in area, of the Tiébaghi Massif (Fig. 1a). The massif is prospected and mined by Société Le Nickel (SLN) for nickel ore found in the saprolite layer, and in the past for chrome ore through a 3-km-long tunnel within the bedrock (Moutte, 1982; Fig. 1b).

The area is characterized by an oceanic tropical climate with a hot and humid cyclonic season (December to April) followed by a cooler and drier season. Mean annual rainfall is about 1500 mm.

2.2. Geology of the study area

The Tiébaghi Massif is a 20-km long and 8-km wide tectonic peridotite klippe. A lateritic profile of 20- to 70-m thick envelopes the massif and forms a gently west-dipping plateau (8°) at about 600 m above mean sea level (Robineau et al., 2007; Beauvais et al., 2007; Fig. 1b, Fig. 3a). Fig. 2 shows a typical weathering profile of ultramafic rocks in New Caledonia (Trescases, 1975; Ouangrawa et al., 1996; Sevin, 2014). At Tiébaghi, from top to bottom, it consists of a thin ferruginous nodular layer and a ferricrete cap (about 5-m thick), a thin laterite (alloterite), yellow or fine saprolite (about 20–25 m), and a coarse saprolite layer (10–15 m) that overlies highly weathered/fractured bedrock (Join et al., 2005; Sevin et al., 2012). Below, the bedrock is fresh (unweathered) and, from a hydraulic point of view not fractured except near faults where some fractures may conduct low water flux deeper (Join et al., 2005). This weathering profile structure is similar to that observed over granite and schist (Wyns et al., 1999; Wyns et al., 2004; Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2011), though the fissured zone is thinner.

More than 30 electrical tomography profiles, each 1-km long, and about 600 exploration drill holes in the studied zone have revealed the structure of the weathering profile as well as a dense fault system with a dominant NW–SE—and minor N–S—direction, creating troughs and ridges (Fig. 3b; Robineau et al., 2007). The troughs correspond to graben or half-graben with a thickening of the weathering profile layers. Fig. 3b shows the bedrock bottom

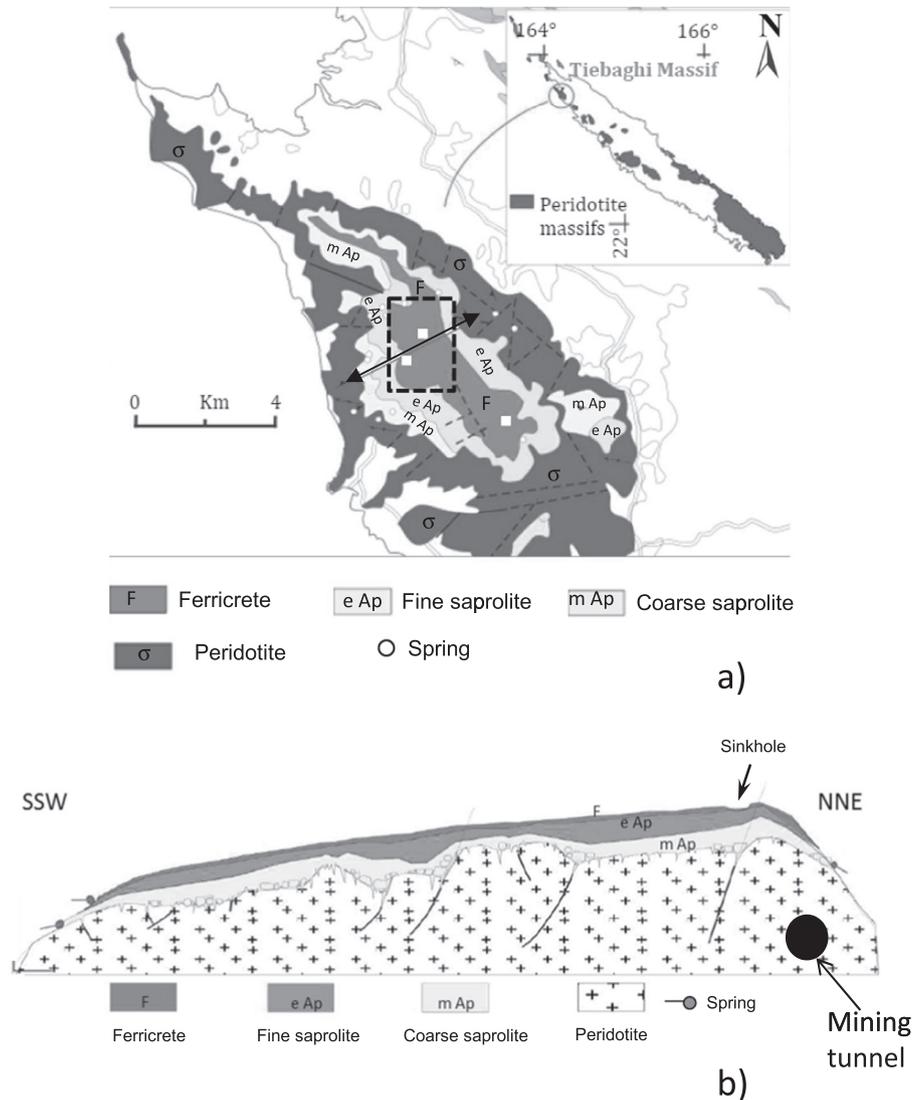


Fig. 1. a) Simplified geological map of the study area (3.5 km², Tiébaghi Massif, New Caledonia). b) Geological cross section (arrow on Fig. 1a) showing the stratiform structure of the weathering profile (modified from Join et al., 2005) and approximate location of the chrome-mining tunnel.

and the fault network (only available for the northern part). On surface, the main faulted structures are outlined in the ferricrete morphology by elongate NW-SE aligned sinkholes.

2.3. Hydrogeological setting

Much hydrogeological work has been carried out on the massif for estimating hydrodynamic parameters, investigating groundwater flow, designing observation wells for groundwater monitoring, spring- and stream-discharge measurements, etc. (e.g. A2EP, 1996; Guzik, 1996; MICA, 2009; Golder Associates, 2014). On the plateau, the static water level is at a shallow depth, typically less than 8 m and more or less following the topographic surface (Fig. 3c). Many seeps and springs, with flowrates of up to 5 L/s, occur along the edges of the plateau, feeding perennial waterfalls and streams on the bedrock. A conceptual model of the hydrogeological functioning of the aquifer was proposed by Join et al. (2005), highlighting that all weathered layers contribute to groundwater flow, but that each presents a particular behaviour. Ferricrete and a nodular layer form a temporary (perched) aquifer, but laterite (alloterite) and fine saprolite (isalterite) can be considered as a low-permeability layer (10⁻⁷ m/s) with quite high storativity because of a high clay

content. The underlying coarse saprolite forms the main aquifer (about 10⁻⁶ m/s), feeding the springs and streams of the area. Deeper down where fractures extend, some groundwater flow may be deviated into bedrock, but measurements of deep flow in a 550-m long chrome-mining tunnel (Fig. 1b, not shown on maps) at 300–400 m below ground level, show that flux is very low, less than 6.5 L/s in total.

2.4. Water table and hydrodynamic data

Based on the hydrogeological database of the mine, a detailed water-table map was drawn from 475 exploration wells for May 2007, resulting in a very high density water-table map (Fig. 3c). These wells are not equipped (no casing, no screen) and drilled down to the bedrock (typically they enter 3 to 10 m into the unfractured bedrock). Consequently, the resulting hydraulic head corresponds to an average value for the main coarse saprolite aquifer.

The map was established using standard geostatistical methods (variogram analysis and kriging). The variogram (Fig. 3d) shows that the data are spatially well-structured and that kriging results in a relevant map. A cubic model combined with a small anisotropy

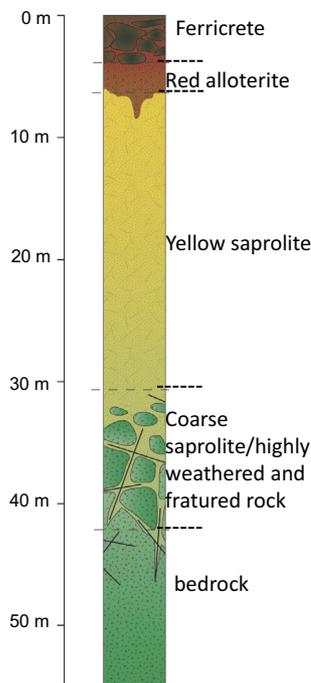


Fig. 2. Typical weathering profile of ultramafic rocks in New Caledonia (Trescases, 1975; Ouangrawa et al., 1996; Sevin et al., 2012).

ratio was necessary to fit the experimental variogram (sill: 70, length: 1200 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°). The anisotropy direction, globally parallel to the main geological structures (Robineau et al., 2007), suggests that hydraulic-head data are at least partially controlled by the fault structure of the massif. However, the main groundwater-flow direction is S-SW, at right angles to the anisotropy direction. The mean hydraulic-head value of the map is 508.2 m above sea level. Additionally, another water-table database (Oct.-Nov.2006) is used to test the repeatability of the proposed method (§ 5); data were analysed with the same method.

Hydrodynamic data for the coarse saprolite layer (Fig. 3c) consisted of short-duration pumping tests ($n = 11$, flowrate $< 1.5 \text{ m}^3/\text{h}$; duration: few tens of minutes to few hours) and one slug test (mine database), which was completed with 16 additional slug tests (this study). Pumping tests were interpreted with the standard Theis curve fitting method (method for confined aquifer), while slug tests were interpreted with the Bouwer and Rice method (1976; method for unconfined aquifer). The literature shows that the application of analytical solutions for a confined aquifer to unconfined aquifer is possible without introducing any inaccuracy, particularly on transmissivity, when drawdowns do not exceed 25% of the aquifer thickness, which is the case in our study. All these small-scale hydraulic tests provided transmissivity data for the main aquifer near the wells. The distribution of logarithm of transmissivity, LogT (logarithm to base 10) has an average of -4.98 and a standard deviation of 1.11 (Fig. 4).

3. Method for regionalizing transmissivity

The proposed method for evaluating the transmissivity field is based on the concept that large-scale variations in hydraulic head may give information on large-scale properties.

Where the aquifer is naturally drained (no groundwater abstraction), where vertical flow can be neglected, and where the water table is in pseudo-steady state and mainly controlled by topography rather than recharge (Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005), it can be assumed that the gradient of the water-table

map depends on both topographic slope and aquifer horizontal transmissivity (Fig. 5a, c). Otherwise, recharge will control the water table (Fig. 5b), leading to a gradient depending on aquifer horizontal transmissivity and not topography.

For a water table controlled by topography, as is expected for medium- to low-permeable aquifers, a flat topography, and where groundwater flow is horizontal, the continuity equation (Darcy's law) for unit aquifer width is:

$$Q = T_1 \text{grad}h_1 = T_2 \text{grad}h_2 = \dots = T_n \text{grad}h_n \quad (1)$$

where Q : is the horizontal flux ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$), T_i = aquifer horizontal transmissivity (m^2/s), $\text{grad}h_i$: hydraulic gradient (dimensionless). Because of the flat topography, the use of Eq. (1) along the same flow line will give high transmissivity values where the hydraulic gradient is low and low values where the gradient is high. However, as shown on Fig. 5c, the hydraulic gradient is also strongly influenced by topography. Therefore, where the topographic level is almost stable (left part of Fig. 5c) the variation in hydraulic gradient depends more on variations in aquifer transmissivity, in fact inversely related to the hydraulic gradient, whereas in the right part of Fig. 5c it is more controlled by topographic slope because of stronger variation in elevation.

To obtain information on transmissivity where the water table is related to topography, the problem is thus to eliminate the influence of elevation on water-table data. To verify if the water table is expected to be largely controlled by topography, the criterion proposed by Haitjema and Mitchell-Bruker (2005)—based on a Dupuit-Forchheimer model solving the problems shown on Fig. 5a and b—can be used as a bench mark:

$$C_{HMB} = \frac{RL^2}{8Td} \quad (2)$$

where R (m/s) is the average annual recharge rate, L (m) the average distance between surface waters, T (m^2/s) the horizontal aquifer transmissivity, and d (m) the maximum distance between the average surface-water levels and terrain elevation. They stated that if $C_{HMB} > 1$, the water table is largely controlled by topography (Fig. 5a); otherwise it is controlled by recharge (Fig. 5b).

However, most parameters of Eq. (2) could not be defined precisely and we thus assumed the following ranges for our study area: $100 < R < 400 \text{ mm}/\text{y}$, $500 < L < 1000 \text{ m}$ (corresponding to the minimum spacing between two streams up to the plateau width; Fig. 3a), $T = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (average of hydraulic tests data, Fig. 4) and $5 < d < 10 \text{ m}$. We found that C_{HMB} ranges between 1 and 40, and concluded that the water table is essentially controlled by topography.

Fig. 6 shows the relationship between hydraulic-head data and elevation for each of the 475 wells, and thus the effect of elevation on well-head data. This very good relationship ($R^2 = 0.99$) is also consistent with the evaluated Haitjema and Mitchell-Bruker's criterion (C_{HMB}). Therefore, subtracting this trend from the original water-level data will remove the overall effect of topography and results in flattening the hydraulic-head data, thus only leaving those variations that are controlled by transmissivity. A reduced water-table map now can be drawn (Fig. 7) from which a slope map is computed. It is expected that the low values represent the highest transmissivity zones, whereas the high values show the low-transmissivity zones. Finally, the statistical distribution of the slope data—in practice the Log of the inverse of the slope—is compared to that of the transmissivity data. Once a relationship between the two distributions is found, a transmissivity map can be computed from inverse-slope data that has to be validated by the local estimates, the ones that served to establish the statistical distribution of LogT (Fig. 4).

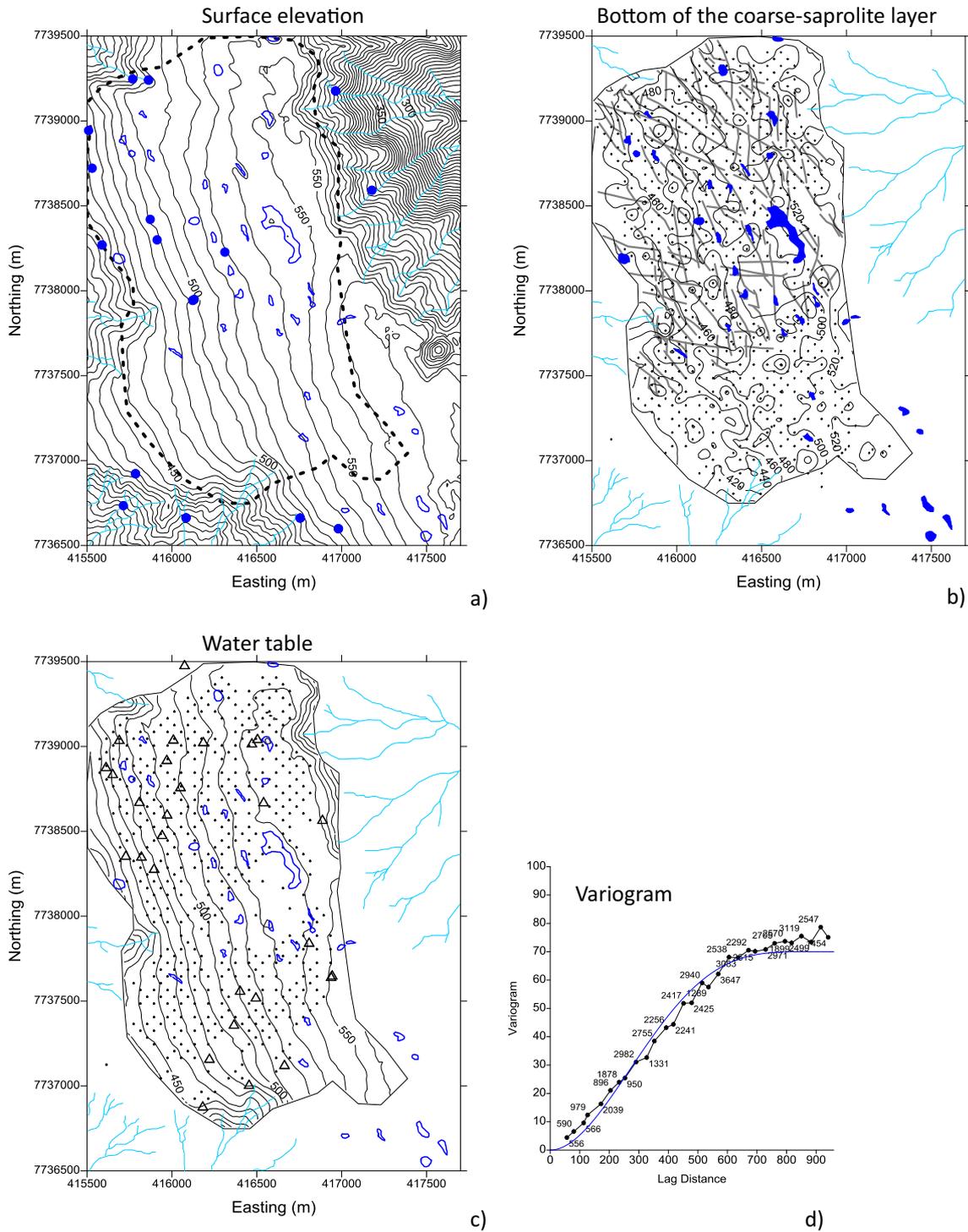


Fig. 3. Tiébaghi Massif. a) Curves: Digital Elevation Model (20 × 20 m cells); Blue circles: springs; Blue shapes: sinkholes. b) Curves: elevation of the bottom of the coarse-saprolite layer; Gray lines: faults; Crosses: exploration boreholes (n = 600). c) Curves: elevation of water table in May 2007; Crosses: location of hydraulic head data (n = 475); Triangles: location of hydraulic tests (n = 28); d) Variogram model used for establishing Fig. 3c (cubic model, sill: 70, length: 1200 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°); number near data points represents data pairs measurements.

4. Results

The studied aquifer, with only minor vertical groundwater flow compared to horizontal flow, conforms to the initially established hypotheses and allows testing the proposed methodology.

The variogram of reduced hydraulic-head data (Fig. 7a) shows that the data are spatially well-structured and that kriging results in a relevant map (Fig. 7b). An exponential model combined with a

small anisotropy ratio was also necessary to fit the experimental variogram (sill: 5.1, length: 190 m; anisotropy ratio: 1.8, dir.: N140°). The anisotropy direction is still globally parallel to the main geological structures, again suggesting a relationship of this parameter with the geological structure of the massif. The reduced-water-table map has been computed on a grid of 20 × 20 m cells (Fig. 7b), with values ranging from −3.3 to 5.3 m with an average of 0.57 m and a standard deviation of 1.67 m. From

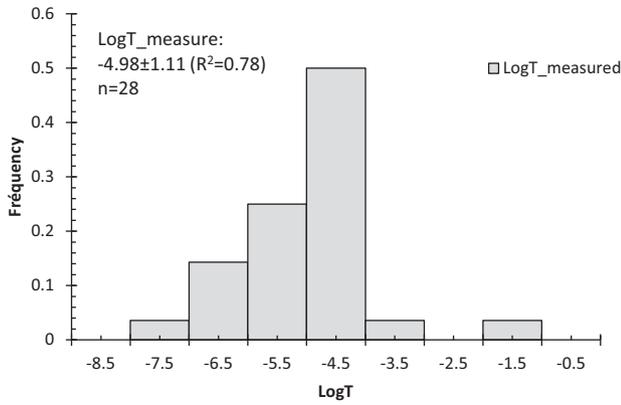


Fig. 4. Distribution on a logarithmic scale of transmissivity data (n = 28). R: linear regression coefficient, ±: standard deviation.

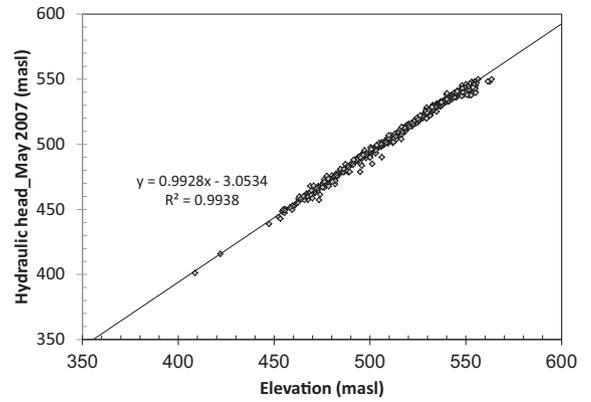


Fig. 6. Plot of hydraulic head measurements (May 2007) vs. elevation (in metres above sea level; masl), n = 475. R: linear regression coefficient.

this map, a slope map was derived (Fig. 7c), showing an alignment of structures approximately in the main NW-SE structural direction of the massif. Values vary over three orders of magnitude between 0.01 and 3 (m/m), with an average and standard deviation of 0.34 ± 0.38 (m/m). The inverse of the slope was computed and shows a near log-normal distribution with an average logarithm of 1/slope, $\text{Log}(1/\text{slope})$, of -0.33 and a standard deviation of 0.31 (Fig. 7d).

Applying the method described above, the resulting empirical relationship between both distributions of 1/slope and transmissivity shows a successful match between modelled and observed distributions, with a linear regression coefficient (square form), R^2 , of 0.91 (Fig. 8). The relation is:

$$T = 1.1 \times 10^{-5} (1/\text{slope}) - 1.6 \times 10^{-5} \quad (3)$$

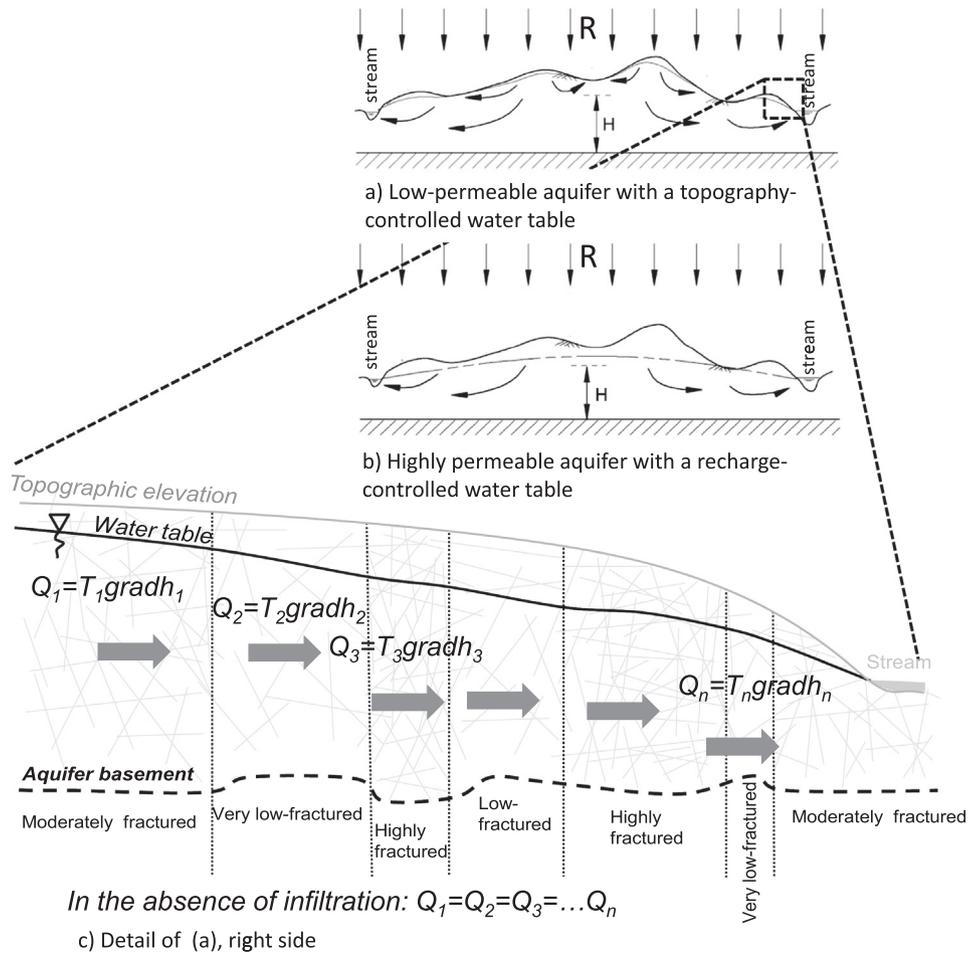


Fig. 5. Sketches showing the water table controlled by: a) Topography (low-permeable aquifers), and b) Recharge (highly permeable aquifers); modified from Haitjema and Mitchell-Bruker (2005). c) Detail on topography controlled water-table with expected importance of the topographic slope and of the aquifer transmissivity on the hydraulic gradient. Q: horizontal groundwater flow; T_1, T_2, \dots, T_n : horizontal aquifer transmissivity and $\text{grad}h_1, \text{grad}h_2, \dots, \text{grad}h_n$: hydraulic head gradient.

Eq. (3) indicates a linear relationship that partially verifies Darcy's Law in its left—proportionality—part. However, there is a negative constant that suggests that the slope map does not exactly reflect the aquifer transmissivity everywhere. The negative value corresponds to the highest slope values (>0.7) and probably was introduced by a bias because of the average relationship used for removing the impact of topography on hydraulic-head data. Even if the use of this relationship is appropriate at the aquifer scale, this is probably not true for some small perimeters of the area where the trend defined on Fig. 6 may locally differ. These high-slope areas, correspond to the darkest zones of Fig. 7c, and cover about 30% of the data. Nonetheless, such zones may

correspond to low-transmissivity values, but with an exaggerated slope. Further explanations for this negative constant are also given in the discussion section.

The computed-transmissivity map (on a logarithmic scale and a grid with 20 × 20 m cells; Fig. 9a) is based on a geostatistical approach that uses Eq. (3) for slope values less than 0.7 (n = 5851). The variogram of the computed LogT (Fig. 9b) shows that the data are spatially structured. An exponential model with an anisotropy ratio has been used to fit the experimental variogram (sill: 0.24, length: 115 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°). The average and standard deviation of the computed-LogT are -5.2 ± 0.7 .

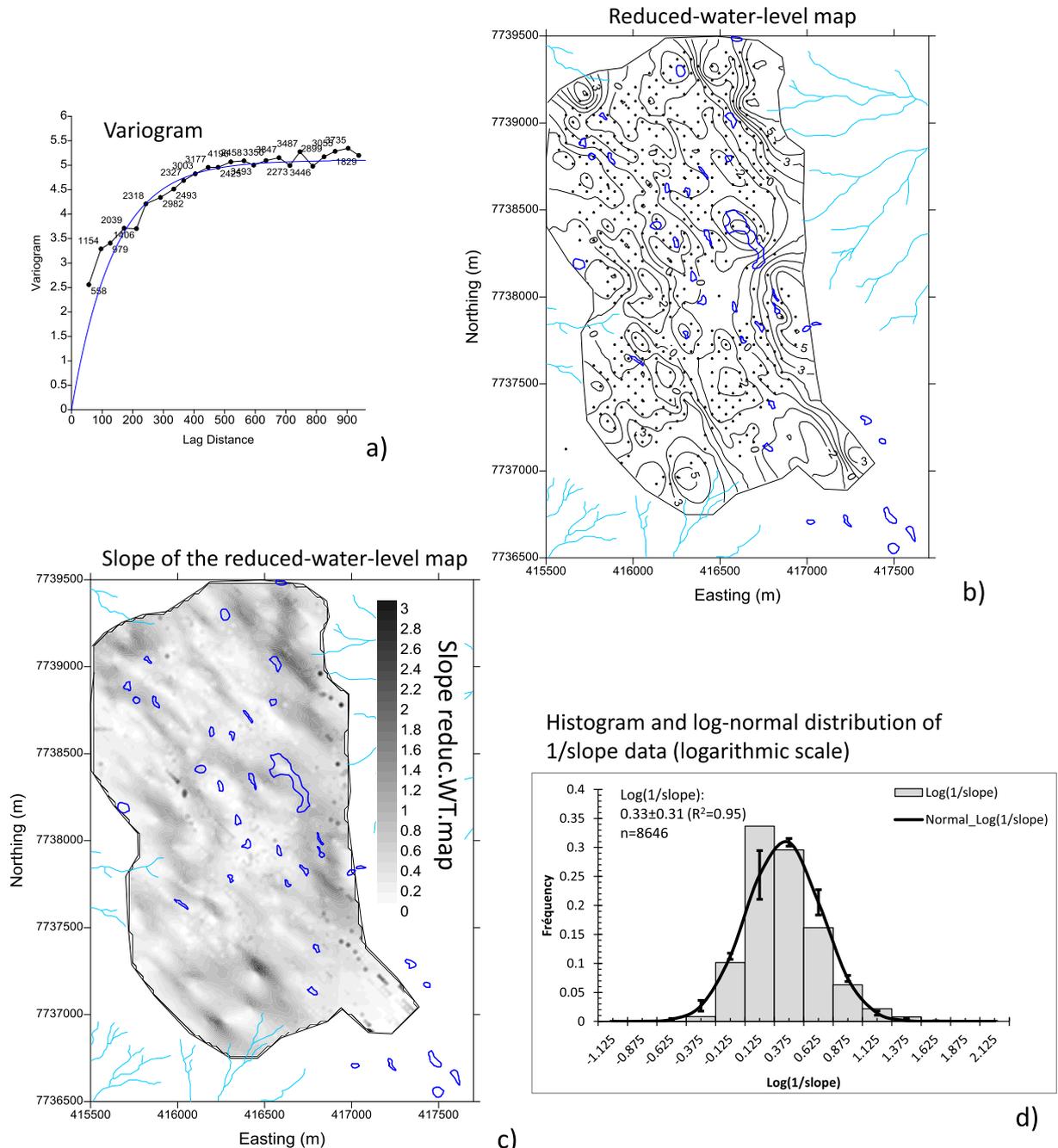


Fig. 7. Hydraulic-head data reduced from topographic influence (reduced-water level). a) Variogram model used for establishing Fig. 7b (exponential model, sill: 5.1, length: 190 m; anisotropy ratio: 1.8, dir.: N140°); number near data points represents data pairs measurements. b) Reduced-water-level map over 20 × 20 m cells; dots: hydraulic head data. c) Slope map established from Fig. 7b. d) Histogram and log-normal distribution on a logarithmic scale of 1/slope data (n = 8646). R: linear regression coefficient, ±: standard deviation.

In order to verify if the produced map conforms to field data, local LogT-computed values from the map were compared to LogT data deduced from the 28 hydraulic tests (Fig. 9c). Note that no local transmissivity values from hydraulic tests were used for drawing the map. The comparison shows that in 71% of cases, the computed LogT is estimated with an error less than 20%, which corresponds to $\text{LogT} \pm 0.4$ on average. And in 39% of cases, the computed LogT is estimated with an error less than 10%, here corresponding to $\text{LogT} \pm 0.2$ on average. Therefore, the method produces reasonable estimates of transmissivity considering the strong heterogeneity of this fractured system with transmissivity variations of almost 5 orders of magnitude. In some cases, however—29% of the dataset corresponding to 60% of the dataset with $\text{LogT} > -4.5$ —, high-transmissivity areas are not correctly estimated by the map. This is due to the intrinsic characteristic of fractured systems, where high- and low-permeability zones coexist at a local scale. Therefore, these values are probably very local and not representative of average aquifer properties at the scale of some tens of metres. This point was already mentioned by Dewandel et al. (2012).

The hydraulic-conductivity map, on a logarithmic scale (LogK; grid with 20×20 m cells) (Fig. 9d), was based on the transmissivity map and on the thickness of the saturated aquifer deduced from Fig. 3b, c. The LogK variogram (Fig. 9e) is similar to that of LogT and shows a strong spatial dependency. The average and standard deviation of the computed LogK are -6.7 ± 0.8 , and values range over 8 orders of magnitude. Hydraulic-conductivity values are consistent with the ones mentioned by Join et al. (2005), but also with those of the fissured zone of Oman peridotites (Dewandel et al., 2004, 2005).

5. Repeatability and validation of the method

To verify if the method is repeatable and to validate it, we tested it on a second set of hydraulic-head data. This new data set provides more water-table data ($n = 543$), but they are less precise because they were measured over a period of two months, between October and November 2006, which may have introduced discrepancies because of potential small recharge events during the measuring period. The mean hydraulic-head value for this map is 507.0 metres above sea level, a value slightly lower than the one established in May 2007 (508.2 masl). A new relationship of elevation vs. hydraulic head ($y = 0.9837x + 1.5371$; $R^2 = 0.99$) and a new Eq. (3) [$T = 1.4 \times 10^{-5}$ (1/slope) $- 0.9 \times 10^{-5}$; $R^2: 0.88$], etc., were established from this data set to compute a new LogT

map (Fig. 10a). This map shows a similar pattern to the one established with May 2007 data (Fig. 9a). The data are still spatially structured (Fig. 10b), with a variogram model close to the previous one (model: exponential, sill: 0.32, length: 85 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°). The average and standard deviation of the computed LogT for 2006 is close to the earlier one, -5.2 ± 0.7 .

The mean deviation between both LogT-2006 and LogT-2007 maps has been computed and Fig. 11a presents the results. The average mean deviation is about 11% with a standard deviation of 9% (Fig. 11b), and without dependency according to LogT ranges (random distribution of the deviation; Fig. 11c). Note that the highest deviation is obtained in the south-south-eastern part of the area where information on water level data is available for the Oct.–Nov. 2006 data set only (Figs. 3c and 10a). These results confirm the May 2007 map, and thus the proposed approach.

6. Discussion

We present an innovative method for estimating the spatial distribution of aquifer transmissivity and hydraulic conductivity in crystalline aquifers. The approach builds upon the author's earlier work (Dewandel et al., 2012) and considers here the case where there is no pumped well in the area, but sufficient well-head data exist to produce a detailed water-table map. The method's assumptions only consider that flux into the aquifer is mainly sub-horizontal and that the water-table is mostly controlled by topography. Where the water table is recharge controlled (not the case here), the water-table map gradient can directly be used for estimating the transmissivity field. Our approach has a significant advantage over other methods, for instance those that use inverse modelling techniques where boundary flux and recharge can introduce large uncertainties on the generated hydrodynamic parameters. In heterogeneous media, like in the studied case, such hydrological conditions are often unknown and particularly difficult to assess.

The relationship between the distributions of inverse-slope (1/slope) and field-transmissivity data does not fully satisfy Darcy's Law because of the constant in Eq. (3) (if it fully satisfied this law, the constant should have been nil). The negative constant is believed to be introduced by the aquifer-scale relationship used for removing the effect of topography on hydraulic-head data, which may differ on a local scale. Another reason that may also explain this bias is our basic assumption that vertical groundwater flux can be neglected compared to the horizontal one. Though this hypothesis, at aquifer scale, is plausible because of minor deep-groundwater flux as confirmed by measurements within the chrome-mining tunnel (<7 l/s), it is possible that locally—within, or near, vertical faults—vertical flux cannot be neglected. Consequently, some high slope values on Fig. 7c may reflect such flux that the proposed method erroneously assimilates to low horizontal-transmissivity zones. In these cases, there is probably a vertical transmissivity component that the method cannot evaluate. The method also assumes that the water table is topography-controlled, which is the case at aquifer scale, but locally it may be recharge controlled, thus introducing an additional bias.

To test the validity of our approach, we first verified that the produced LogT map conforms to field data, which gave encouraging results (Fig. 9c). Then, to verify if the method is repeatable, we tested it on a second set of hydraulic-head data (Fig. 10a) that confirms the previously established LogT map (Fig. 11) and thus the proposed approach.

The computed LogT and LogK maps (Fig. 9a, d; Fig. 10a) show a strong spatial dependency with zones of equivalent properties elongated in a roughly N140° direction. This direction corresponds to the main fault directions of the Tiébaghi Massif (Robineau et al.,

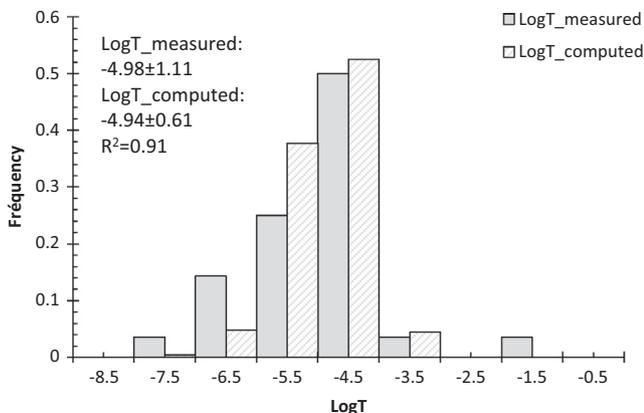


Fig. 8. Comparison of the distribution of the transmissivity data modelled with 1/slope data, with those from hydraulic tests. R: linear regression coefficient between the two distributions, \pm : standard deviation.

2007), which shows that fault presence strongly influences the hydrodynamic properties, and thus groundwater flux in the rock. Low-permeability zones ($\text{LogK} < -7$) are quasi-systematically associated with the main fractures. This is explained by the fact that the weathering of peridotite produces mostly low-permeable (clay-bearing, i.e. alloterite) materials that mostly act as barrier to groundwater flow. This behaviour is very different to what can be observed in granite and gneiss aquifers, where deepening of

the weathering front along faults, contact zones, veins, etc., generally enhances hydrodynamic aquifer properties (Dewandel et al., 2011; Lachassagne et al., 2011). However, deeper in the bedrock some of these faults are still slightly productive as shown by the flux measurements in the chrome-mining tunnel at 300–400 m depth.

An original feature of the peridotite aquifer in New Caledonia is the presence of subsurface pseudo-karst structures (e.g., Genna

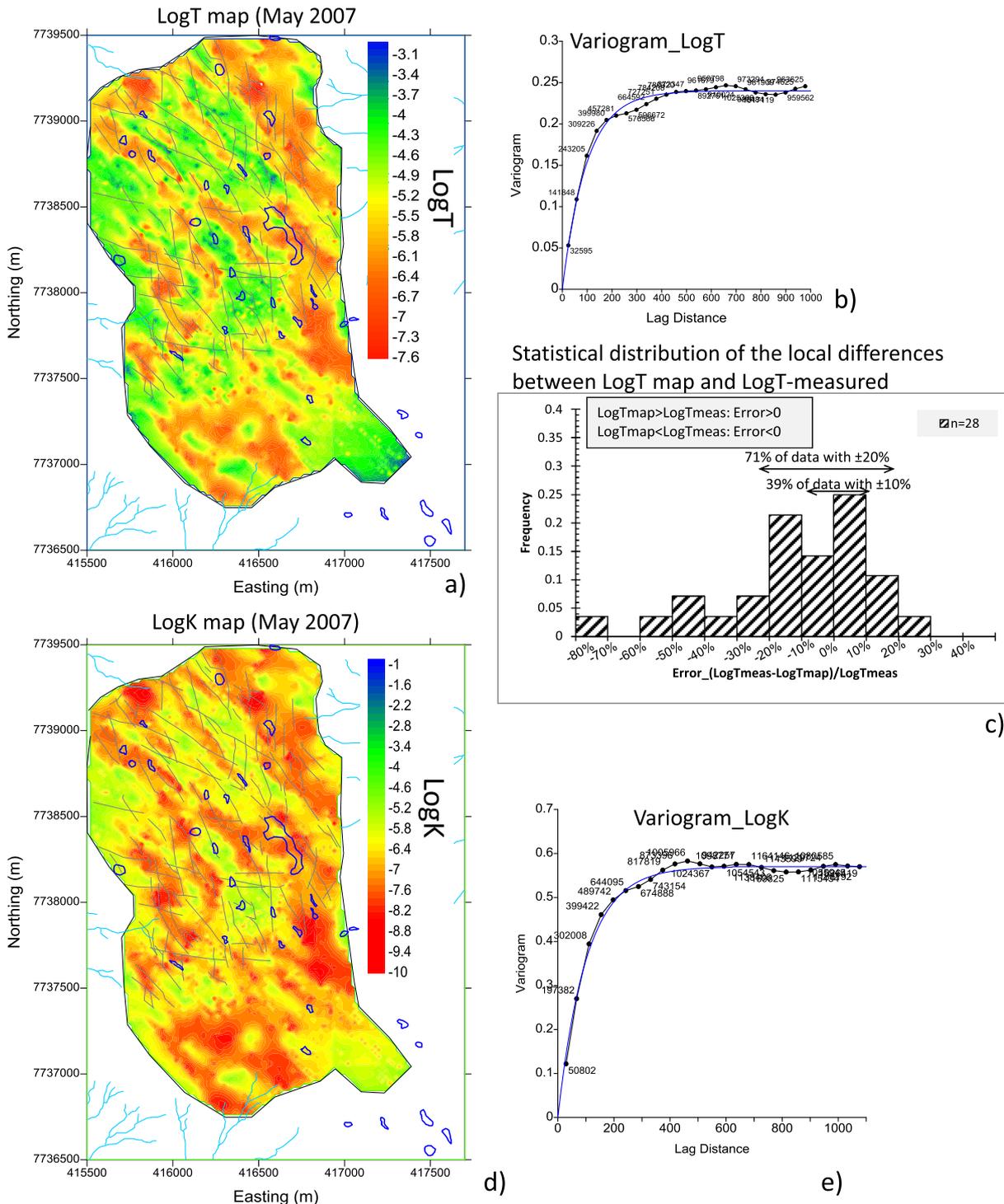


Fig. 9. a) Transmissivity map based on 1/slope data, LogT (20×20 m cells), b) Variogram model of LogT (exponential model, sill: 0.24, length: 115 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°). c) Statistical distribution of the local differences between LogT based on 1/slope data and LogT measured from hydraulic tests. d) Hydraulic conductivity map LogK (20×20 m cells) established from LogT map, Fig. 3b and c. e) Variogram model of LogK data (exponential model, sill: 0.57, length: 120 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°). On variograms, number near data points represents data pairs measurements.

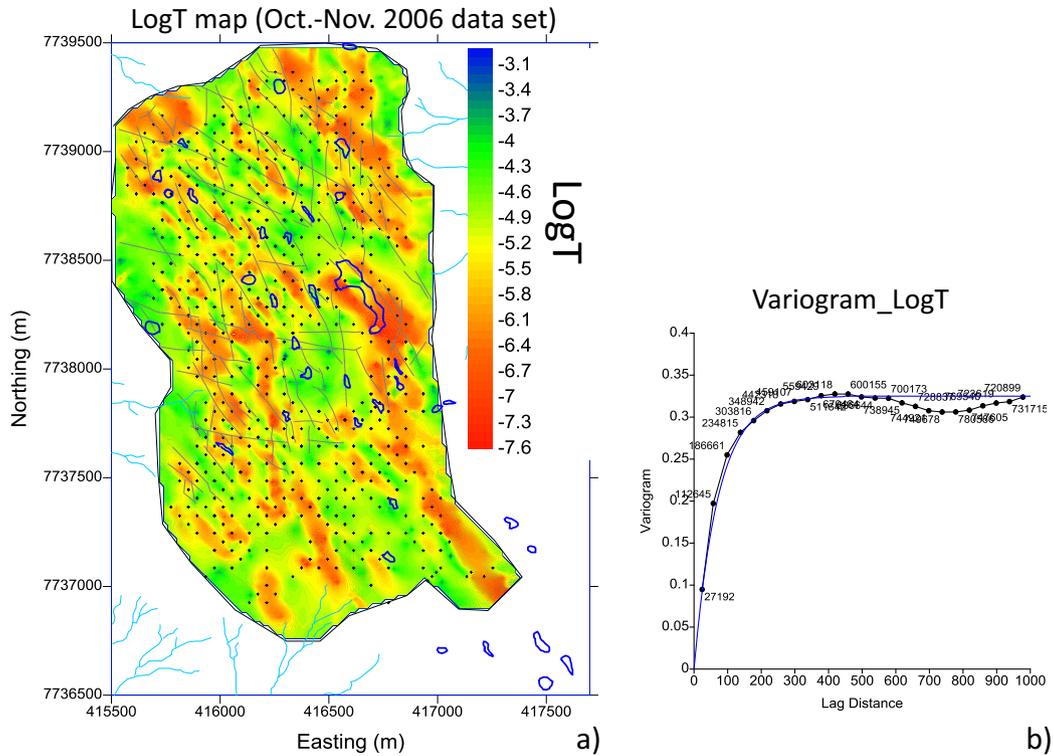


Fig. 10. a) Transmissivity map based on Oct.-Nov. 2006 hydraulic-head data (n = 543), LogT (20 × 20 m cells). b) Variogram model of LogT (exponential model, sill: 0.32, length: 85 m; anisotropy ratio: 1.4, dir.: N140°); number near data points represents data pairs measurements.

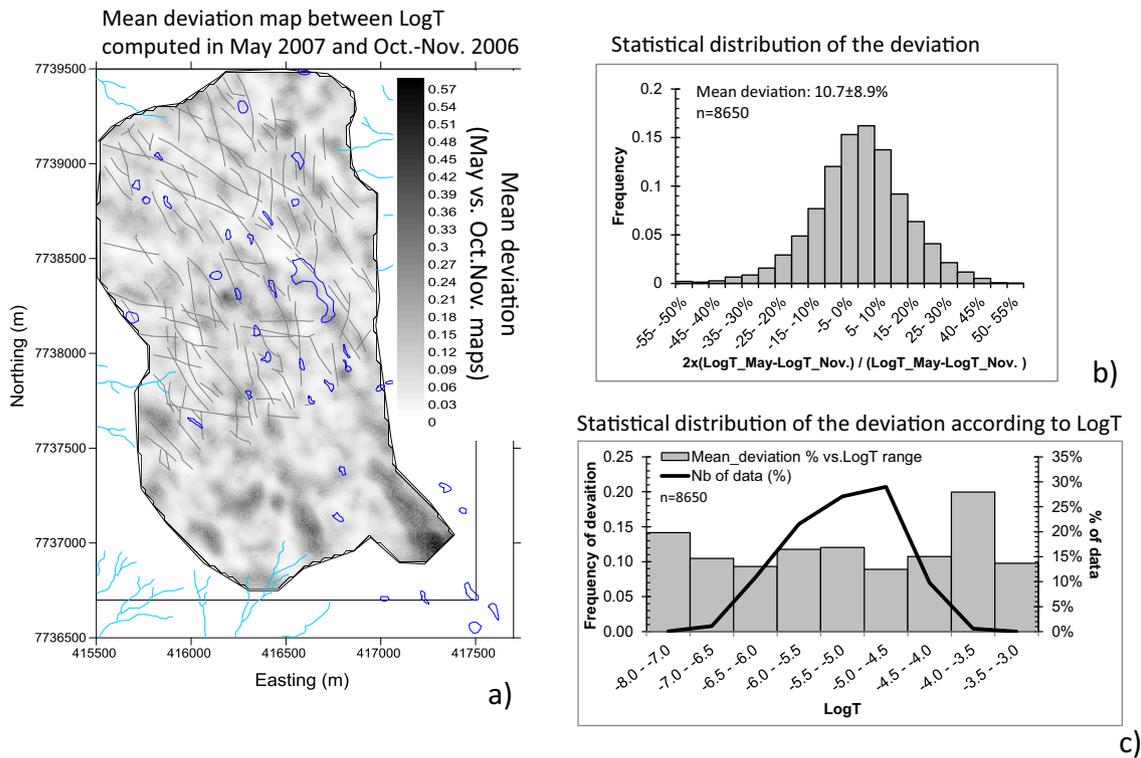


Fig. 11. Mean deviation between LogT maps computed in May 2007 and Oct.-Nov. 2006. a) Map. b) Statistical distribution. c) The same as b), but according to LogT ranges.

et al., 2005) that are unknown from other studied peridotite aquifers, probably because the weathering profile, there, is less developed (Cyprus: Boronina et al., 2003; Oman: Dewandel et al., 2005; Serbia: Nikić et al., 2013). In the Tiébaghi Massif, sinkholes

affect the morphology of the ferricrete surface. Aligned and elongated along the main NW-SE fault system, they mainly develop above horst border faults (Fig. 1b), which may reflect underground flow paths that can evacuate the finest weathering products

(Genna et al., 2005). However, such sinkholes are now considered as poorly active to inactive because they are commonly filled with water and characterized by low-water level decline. One reason that may explain why the Tiébaghi sinkholes are almost inactive is the almost right angle between the main fault directions (NW-SE and minor N-S) and the SSW-directed groundwater flux, which does not favour the underground evacuation of (fine-grained) weathering products and thus the functioning of these structures. This is not the case in southern New Caledonia, where a large number of sinkholes affects the ferricrete surface (around 60 sinkholes/km²), and where some of the largest are active (Jeanpert et al., 2016). They are elongated and distributed over 50-m-wide zones oriented N140° inherited from tectonic fracturing. However, the role of groundwater-flux directions and main fault directions to explain the development of sinkholes and/or their functioning needs to be confirmed by further works.

7. Conclusions

We show that basic analyses of spatially detailed information on hydraulic-head data can be used for characterizing the heterogeneity of an aquifer and evaluating its transmissivity or hydraulic conductivity fields. This is very useful in fractured media where *in-situ* measurements of hydrodynamic parameters are generally not sufficiently dense to allow a relevant mapping. The method requires detailed information on the spatial variations of hydraulic head in the aquifer and on the statistical distribution of aquifer transmissivity, and the establishment of an empirical statistical relationship between field data on transmissivity and the inverse slope values of a topography-reduced water-table map. Here, hydrodynamic parameters on 28 locations and a density of up to 155 water level observations per km² were used to evaluate the transmissivity field of an aquifer from which transmissivity varies on about 5 orders of magnitude. We assume that the water table is mainly controlled by topography (generally the case for medium- to low-permeable aquifers) and that groundwater flux is mostly sub-horizontal. Consequently, where vertical flux is significant, transmissivity or hydraulic conductivity would be underestimated.

Its application to the peridotite Tiébaghi Massif (New Caledonia) has given very encouraging results with only 11% deviation between two LogT maps computed with different hydraulic-head data sets (Oct.-Nov. 2006 and May 2007). In addition, there is quite good consistency between measured and computed LogT as, in 71% of cases, the computed-LogT is estimated with an error of <20%. The proposed approach will thus give the general pattern of transmissivity or hydraulic conductivity, but cannot correctly reproduce strong variations at very local scale (<10 m). Maps highlight the spatial distribution of the hydrodynamic parameters and show a pattern clearly controlled by the fault network of the massif. However, compared to other crystalline aquifers, the intense weathering along faults seems to seal the structures.

The method can be very useful for siting bore wells (e.g. for water supply), but also for identifying potential draining zones. For mining, it may provide valuable information for mine design, such as managing the risk of groundwater inflow, designing the pumping capacity for open pits, or safeguarding ore-storage and tailings areas.

In terms of numerical modelling, the resulting hydrodynamic parameters, even if given with a certain amount of uncertainty, can help in identifying the general pattern of parameters, thus providing valuable information on aquifer heterogeneity.

Further works should test the robustness of the evaluated parameters with a numerical approach, applying the method to other aquifers including the ones where the water table is mainly

recharge controlled, and adapting it to larger aquifers with scarcer data sets. Another important issue would be to define the optimal number of measurements required (hydraulic head, and hydraulic tests) to use this method. A priori, it should depend on the heterogeneity of the aquifer, highly heterogeneous aquifers, as the one presented here, requiring a very dense observation network. Geo-statistical tools are foreseen to achieve this issue.

Acknowledgements

The authors are grateful to the research-sponsorship from CNRT (New Caledonia) and BRGM (France) under the CNRT programme “HYPERK: Hydrogeology of mined massifs”. We are also grateful to Société Le Nickel for access to the hydrogeological database of the Tiébaghi Massif. The three anonymous Journal referees are thanked for their useful remarks and comments that improved the quality of the paper. We thank Dr. H.M. Kluijver for revising the English text.

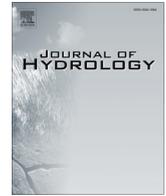
References

- A2EP, 1996. Étude de l'hydrogéologie du massif de Tiébaghi, A2EP, NCH 96/09 02, 1996, 26 p.
- Beauvais, A., Parisot, J.C., Savin, C., 2007. Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment. *Geomorphology* 83, 1–13.
- Boronina, A., Renard, P., Balderer, W., Christodoulides, A., 2003. Groundwater resources in the Kouris catchment (Cyprus): data analysis and numerical modelling. *J. Hydrol.* 271, 130–149.
- Bouwer, H., Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resour. Res.* 12 (3), 423–428.
- Carrera, J., Alcolea, A., Medina, J., Hidalgo, J., Slooten, L.J., 2005. Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeol. J.* 13, 206–222.
- Chandra, S., Ahmed, S., Ram, A., Dewandel, B., 2008. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: a theoretical development with field application. *J. Hydrol.* 357, 218–227.
- Cluzel, D., Aitchison, J.C., Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* 340 (1/2), 23–59.
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Ground Water* 48 (2), 269–283.
- Darko, Ph.K., Krásný, J., 2007. Regional transmissivity distribution and groundwater potential in hard rock of Ghana. In: Krásný, J., Sharp, J.M. (Eds.), *Groundwater in Fractured Rocks*, IAH Selected Papers, 9, 1–30. Taylor and Francis.
- de Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Renard, Ph., Teles, V., Violette, S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeol. J.* 13, 161–170.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Qatan, A., 2004. Spatial measurements of stream baseflow, a relevant method for aquifer characterization and permeability evaluation. Application to a hard rock aquifer, the Oman ophiolite. *Hydrol. Process.* 18, 3391–3400.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Boudier, F., Al-Hattali, S., Ladouche, B., Pinault, J.L., Al-Suleimani, Z., 2005. A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeol. J.* 13 (5–6), 708–726.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., 2006. A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrology* 330, 260–284. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>.
- Dewandel, B., Perrin, J., Ahmed, S., Aulong, S., Hrkál, Z., Lachassagne, P., Samad, M., Massuel, S., 2010. Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions. Application to a rural watershed in south India. *Hydrol. Process.* 24, 2784–2797.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Zaidi, F.K., Chandra, S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *J. Hydrol.* 405, 474–487.
- Dewandel, B., Maréchal, J.C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., Pauwels, H., 2012. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J. Hydrol.* 416–417, 83–97. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>.
- Dewandel, B., Caballero, Y., Perrin, J., Boisson, A., Dazin, F., Ferrant, S., Chandra, S., Maréchal, J.C., 2017. A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrol. Process.* 1–19. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.11187>.
- Dhakate, R., Singh, V.S., Negi, B.C., Chandra, S., Ananda, Rao.V., 2008. Geomorphological and geophysical approach for locating favourable

- groundwater zones in granitic terrain, Andhra radish, India. *J. Environ. Manage.* 88, 1373–1383.
- Dubois, J., Launay, J., Recy, J., 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics* 24 (1), 133–150.
- Genna, A., Maurizot, P., Lafoy, Y., Augé, T., 2005. Contrôle karstique de minéralisations nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *C. R. Geosci.* 337, 367–374.
- Golder Associates, 2014. Impact of the Tiébaghi mine on the groundwater resource, in French. Effets du développement de la mine de Tiébaghi sur la ressource en eau souterraine – SLN. Rapport Golder Ass.
- Guzik, J.M., 1996. Premiers résultats des relevés effectués sur les nouvelles installations de Tiébaghi, S.L.N., 17 p.
- Haitjema, H.M., Mitchell-Bruker, S., 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water* 43, 781–786. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>.
- Hsieh, P.A., 1998. Scale effects in fluid flow through fractured geological media. In: Sposito, G. (Ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., pp. 335–353.
- Jeanpert, J., Genthon, P., Maurizot, P., Folio, J.L., Vendé-Leclerc, M., Serino, J., Join, J.L., Iseppi, M., 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). *Earth Surf. Proc. Land*.
- Join, J.L., Robineau, B., Ambrosi, J.P., Costis, C., Colin, F., 2005. Groundwater in ultramafic mined massifs of New Caledonia. *C. R. Geosci.* 337, 1500–1508.
- Krásný, J., 1993. Classification of transmissivity magnitude ad variation. *Ground Water* 31 (2), 230–236.
- Krásný, J., 2000. Geologic factors influencing spatial distribution of hard rock transmissivity. In: Siliilo O et al. (Eds.), *Groundwater: Past Achievements and Future Challenges*. Proc. 30 IAH Congress, 2000, 187–191, Cape Town, Balkema, Rotterdam.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J.F., Le Strat, P., 2001. Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water* 39, 568–581.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23 (3), 145–161. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>.
- Lagabrielle, Y., Chauvet, A., 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia. *Bull. Soc. Géol. France* 179, 315–329.
- Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzy, J.R., Davy, P., Touchard, F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resour. Res.* 40 (W03512), 1–12.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F.L., Caudal, J.P., 2006. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in fractured aquifer. *J. Hydrol.* 328, 347–359.
- Leguéré, L., 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, Doctoral thesis, Université des sciences et techniques du Languedoc, 1976, 80 p.
- Lorca, L., 1993. Metallogeny of supergene cobalt mineralization, New Caledonia. *Aust. J. Earth Sci.* 40, 377–385.
- Madrucchi, V., Taioli, F., de Araujo, C.C., 2008. Groundwater favourability map using GIS multicriteria data analysis on crystalline terrain, Sao Paulo State, Brazil. *J. Hydrol.* 357, 153–173.
- Maréchal, J.C., Dewandel, B., Subrahmanyam, K., 2004. Contribution of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fissured layer of a hard rock aquifer. *Water Resour. Res.* 40, W11508.
- Maréchal, J.C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., 2006. Combining the groundwater budget and water table fluctuation methods to estimate specific yield and natural recharge. *J. Hydrol.* 329 (1–2), 281–293. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.022>.
- MICA, 2009. Société Le Nickel – SLN, centre minier de Tiébaghi, site Dôme (Province Nord). Etat initial, étude hydrogéologique, Avril 2009, no 08–022, MICA Environnement NC.
- Moutte, J., 1982. Chromite deposits of the Tiébaghi ultramafic massif, New Caledonia. *Econ. Geol.* 77, 576–591.
- Nikić, Z., Srećković-Batočanin, D., Burazer, M., Ristić, R., Papić, P., Nikolić, V., 2013. A conceptual model of mildly alkaline water discharging from the Zlatibor ultramafic massif, western Serbia. *Hydrogeol. J.* 21, 1147–1163.
- Ouangrawa, M., Trescases, J.J., Ambrosi, J.P., 1996. Évolution des oxydes de fer au cours de l'altération supergène de roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ia* 323, 243–249.
- Paillet, F.L., 1998. Flow modelling and permeability estimations using borehole flow logs in heterogeneous fractured formation. *Water Resour. Res.* 34 (5), 997–1010.
- Paris, J.P., 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse, BRGM, 278 p.
- Razack, M., Lasm, T., 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *J. Hydrol.* 325, 164–178.
- Robineau, B., Join, J.L., Beauvais, A., Parisot, J.C., Savin, C., 2007. Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. *Aust. J. Earth Sci.* 54, 773–781.
- Routhier, P., 1953. Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. Géol. France, Nouvelle Série* 32 (67), 1–127.
- Sevin, B., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Cluzel, D., Lesimple, S., Maurizot, P., 2012. First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre'. *Terra Nova* 24, 77–85.
- Sevin, B., 2014. Mapping the regolith on ultrabasic rocks in New Caledonia: location in space and time of nickel ore, in French. *Cartographie du réolith sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélicifères*, PhD Thesis, Université de Nouvelle-Calédonie.
- Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeol. J.* 8, 279–294.
- Trescases, J.J., 1975. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale: formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie, *Mém. Orstom*, 78, 259 p.
- Tsang, Y.W., Tsang, C.F., Hale, F.V., Dverstorop, B., 1996. Tracer transport in a stochastic continuum model of fractured media. *Water Resour. Res.* 32 (10), 3077–3092. <http://dx.doi.org/10.1029/96WR01397>.
- Wyns, R., Gourry, J.C., Baltassat, J.M., Lebert, F., 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0–100 m) en contexte de socle altéré. In: 2ème Colloque GEOFCAN, ed. I. BRGM, IRD, UPMC, 105–110, Orléans, France.
- Wyns, R., Baltassat, J.M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Géol. France* 175 (1), 21–34.

Annexe 4 :

Publication à *Journal of Hydrology* : Genthon P., Join J.-L., et Jeanpert J. 2017. Differential weathering in ultramafic rocks of New Caledonia: The role of infiltration instability. *Journal of Hydrology* 550: 268-278.



Research papers

Differential weathering in ultramafic rocks of New Caledonia: The role of infiltration instability



Pierre Genthon^a, Jean-Lambert Join^b, Julie Jeanpert^c

^aIRD/HydroSciences Montpellier, University of Montpellier, France

^bLaboratoire Géosciences Réunion – IPGP, Université de la Réunion, 15 Avenue René Cassin, 97715 Saint-Denis, Reunion

^cDIMENC/Geological Survey of New Caledonia, 4 rue Galliéni, BP 465, Nouméa, New Caledonia

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 August 2016

Received in revised form 17 February 2017

Accepted 13 April 2017

Available online 10 May 2017

This manuscript was handled by L. Charlet,

Editor-in-Chief, with the assistance of

Federico Maggi, Associate Editor

Keywords:

Weathering

Ultramafic rocks

Infiltration instability

Pseudokarst

New Caledonia

ABSTRACT

Ultramafic rocks of New Caledonia present extensive pseudokarstic features: undulations of the base of the weathering profile, fractures enlarged by dissolution, dolines. Possible influence of the infiltrative instability on differential weathering of ultramafic rocks in tropical climate is investigated here, starting from the Tiébaghi case for which a groundwater model is available. Infiltration instability is governed by non-dimensional numbers, i.e. the Damköhler and Peclet numbers, and by the permeability contrasts between the bedrock and the different layers of the weathering profile. These numbers are firstly estimated for the Tiébaghi case, and secondly a sensitivity study of the weathering style is achieved through numerical modeling. Computations are firstly carried out without the impervious laterite cover, and then the effect of this cover is considered. The characteristic time constant for weathering of peridotites is directly estimated at around 7 yrs from the thickness of the weathering front and the fluid velocity. The results show that a permeability contrast of at least 100 between the most pervious layer in the weathering front and bedrock and a diffusivity of chemical species lower than $2.5 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ are required to allow instability. The Tiébaghi case lies at the limit of instability and dissolution fingers develop in a time lapse of 1 Ma. However, this requires the infiltration of nearly 800 mm of rainfall yearly, which is not the case presently. The development of dissolution fingers is promoted by any initial pervious zone such as fracture concentration around a faulted zone and the characteristic time for instability development drops to 0.1–0.3 Ma. Extension of these results to other peridotite massifs in the tropical zone submitted to different temperatures and rainfalls is finally discussed.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The main Island of New Caledonia, Grande Terre (GT), presents an exceptional density of outcrops of ultramafic rocks (Fig. 1) which originate from oceanic crust and mantle obducted onto the Norfolk Ridge during late Eocene (Cluzel et al., 2001). The northern massifs, including the Massif duTiébaghi, are constituted of spinel and plagioclase-rich serpentized lherzolites (Ulrich et al., 2010). At the outcrop the ultramafic material appears homogeneous and the main heterogeneities originate from stratification within the weathering profile and from fractures. Obduction and further mechanical relaxation (Lagabrielle et al., 2005) resulted in fracturation observed at all scales. At the outcrop several fracturation directions are observed and there are only few examples of a 1x1 m-block devoid of fractures. A regolith cover reaching several tens of meters is generally observed on ultramafic rocks of New

Caledonia, except in high slope areas, where mechanical erosion supersedes chemical erosion (Trescases, 1975; Beauvais et al., 2007).

This regolith results from weathering of minerals of ultramafic rocks which are unstable in a tropical climate (Thomas, 1994; Taylor and Eggleton, 2001). The synthetic weathering profile of Fig. 2 was compiled by Maurizot et al. (2016) after original works by Trescases (1975), Pelletier (1983), Latham (1986), Sevin (2014) and Bailly et al. (2014). It includes, from bottom to top: (i) the fractured bedrock, (ii) saprock, which includes unweathered blocks separated by coarse saprolite where initial mineral shapes can still be observed, (iii) fine saprolite, characterized by a high weathering level and the absence of unweathered minerals, (iv) laterites, which are constituted of non-soluble minerals, mainly iron oxides (Sevin, 2014). Coarse saprolite and to a lesser extent fine saprolites and laterites include Ni and Co concentrations which are actively mined. The weathering profile is locally topped by a duricrust a few meters thick resulting from alternating oxidizing and reduc-

E-mail address: pierre.genthon@ird.fr (P. Genthon)

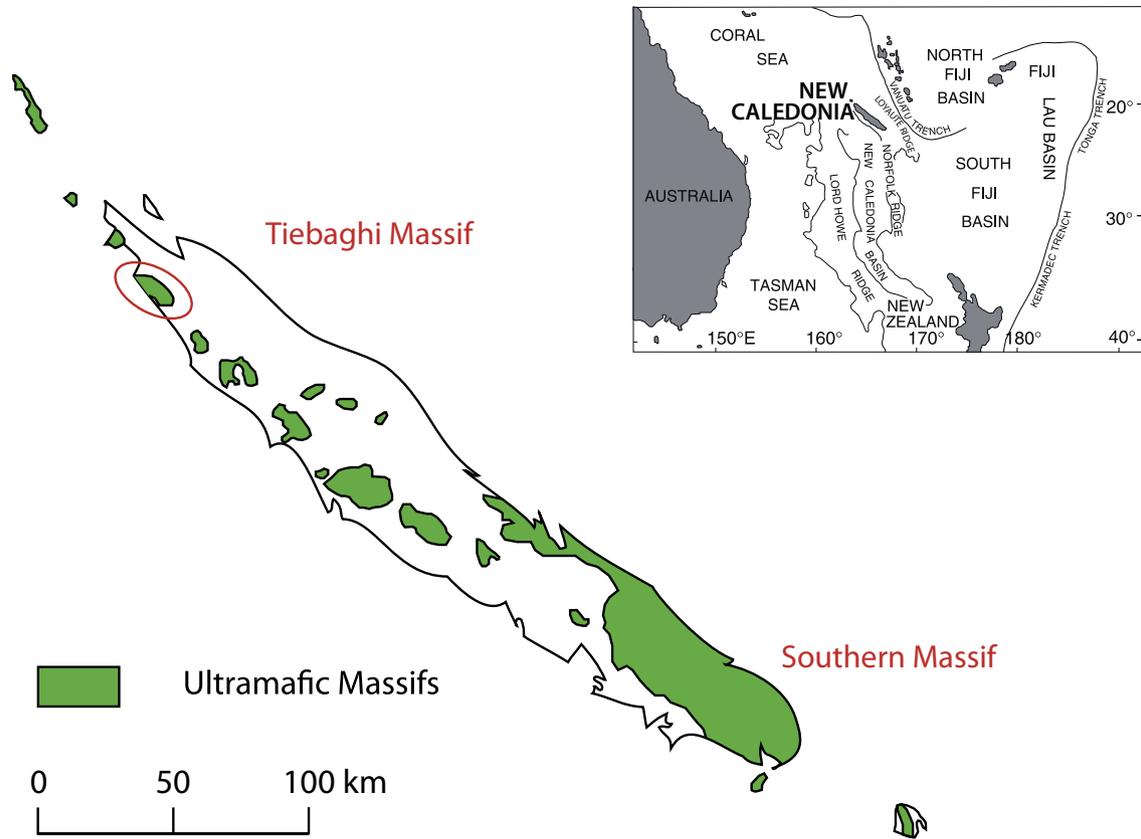


Fig. 1. Location of ultramafic massifs in New Caledonia. The top right inlay indicates the location of New Caledonia in the SW Pacific Region.

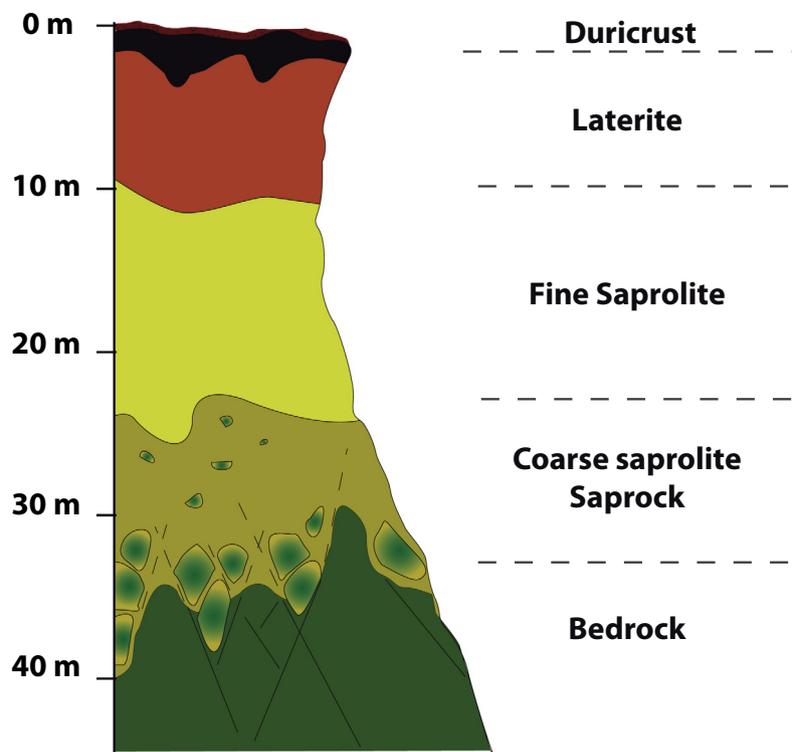


Fig. 2. Weathering profile in the ultramafic rocks of New Caledonia.

tive conditions occurring near the water table (Beauvais and Colin, 1993; Freyssinet et al., 2005). The active weathering front includes

the fine saprolite and the saprock layers. Similar weathering profiles are generally observed on basement rocks in tropical climates

and described for example in Tardy (1997). However, the horizontally fissured layer at the base of the weathering profile of granitic rocks is absent in New Caledonia, presumably due to the absence of minerals swelling during weathering, such as biotite (see, for example, Lachassagne et al., 2011). The structure of the weathering profile induces strong permeability stratification: the duricrust is porous and fractured and therefore highly permeable. The fine-grained laterite layer possesses some porosity but presents low permeability. Coarse saprolite presents both high porosity and permeability and it is suspected that karstic conduits are able to develop in saprock. Fine saprolite presents porosity and permeability values intermediate between those of coarse saprolites and laterites. Finally, the host rock's permeability is limited to fractures. Groundwater models are available for the Massif du Tiébaghi (Join et al., 2005, 2016) and a general model for peridotites in the arid Oman climate was published by Dewandel et al. (2005). However, a general conceptual model for aquifers hosted in the weathering profile of peridotites subject to a tropical humid climate is still lacking (Jeanpert, 2010).

Complete weathering is associated with strong volume reduction estimated at 80–90% by Fritsch (2012) and Fritsch et al. (2014) which occurs through compaction of coarse and fine saprolites (Genna et al., 2005). This constitutes a major difference with weathering of granitic rocks, and a similarity with karst, especially with ghost-rock karst (Dubois et al., 2014) which develops on limestones including non-soluble material. Pseudokarstic structures in ultramafic rocks of New Caledonia (Trescases, 1975) include fractures enlarged by dissolution (Fig. 3a, b) and dolines (Fig. 3c, d).

Dolines, which are considered as diagnostic features of karst (Ford and Williams, 2007) are a characteristic feature in the ultramafic landscapes of New Caledonia (Fig. 3c and d), and doline density of up to 2500 dolines/km² were reported by Jeanpert et al. (2016a,b) from LIDAR data in the Massif du Sud. These dolines

are mainly aligned in the NW-SE direction, which is the major fracturation direction of GT. The Massif du Tiébaghi presents a series of parallel troughs, corresponding to local deepening of the weathering profile, and also oriented along the NW-SE direction. Therefore, there are serious indications that undulations of the weathering front might be controlled by fractures.

It is known that reactive infiltration in porous media produces unstable fronts if the weathered material is more pervious than the initial one since the reactive fluid (i.e. rainwater) is focused in the permeable regions (e.g. Ortoleva et al., 1987). Dissolution fingers elongated along the flow direction result from this instability. Unstable dissolution arises at almost every length scale for fast reactions such as in carbonated karst, characterized by a dissolution time constant of approximately one week (Dreybrodt and Eisenlohr, 2000), but only above a kilometric length scale for silicate rocks such as granite with a dissolution time constant close to 1 Ma (Steefel and Lasaga, 1990). We suggest that reaction rates intermediate between those of limestones and granites could be responsible for the pseudokarstic landscape observed on ultramafic rocks in New Caledonia. Infiltration instability in a porous medium was modeled numerically by Steefel and Lasaga (1990), Bekri et al. (1995) and Golfier et al. (2002). Szymczak and Ladd (2012, 2013, 2014) present an extensive treatment of diffusion and reaction in a linear stability analysis in a fracture or in a porous matrix. Several models deal with the formation of karstic networks in a limestone massif, among others Siemers and Dreybrodt (1998), Kaufmann and Braun (1999), Kaufmann (2003), Gabrovsek et al. (2004). Genthon and Ormond (2008) considered the case of a non-carbonated host rock, however only as a theoretical study. Join et al. (2005, 2016) provided estimates of hydraulic conductivities and a groundwater model for the Massif du Tiébaghi (Fig. 1). Since this massif consists of an isolated klippe possessing well-defined boundary conditions, it is well-suited to numerical model-

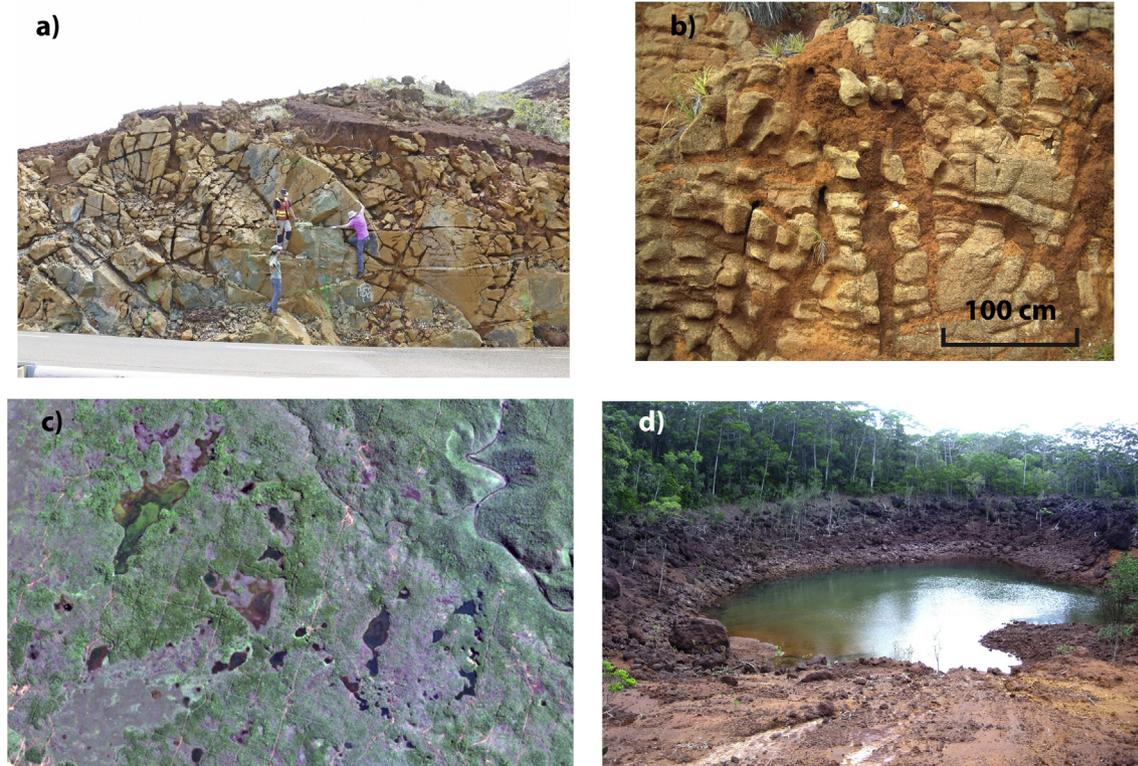


Fig. 3. Examples of dissolution features on ultramafic rocks of New Caledonia. Top: fractures enlarged by dissolution. Bottom: dolines. c): satellite image, width = 1 km. d): image width = 50 m.

ing. This is an opportunity to assess the role of infiltration instability on the dynamics and geometry of the weathering front in ultramafic rocks of New Caledonia. The characteristic time constant and the instability style will be investigated as a function of the relevant hydrologic parameters. The effect of the lateritic cover and of initial heterogeneities on dissolution style will be specifically explored, starting from the Tiébaghí case.

Firstly, the conceptual model of weathering of the Massif du Tiébaghí is set out. Then, the non-dimensional equations governing infiltration instability are derived. The non-dimensional numbers of the instability are deduced from the literature and field data. Finally, the numerical modeling strategy is exposed. The dissolution style corresponding to the non-dimensional numbers of the Massif du Tiébaghí is then explored, without any laterite layer first. The effect of the impervious laterite cover is then explored as well as that of an existing fracture zone. Finally, extension to different case studies in Grande Terre is discussed.

2. Modeling approach

2.1. The conceptual model

The geological case modeled here corresponds to the Massif du Tiébaghí, where quantitative estimates of hydrologic parameters are available in Join et al. (2005, 2016). The geometry of the regolith exhibits a series of troughs aligned along the N 135 direction, which corresponds to the elongation of the massif (Robineau et al., 2007). This suggests that a 2D modeling box perpendicular to this direction could be used as a first attempt to characterize the infiltration instability. The modeling box consists of a rectangular porous slice of height 500 m and width 2000 m, saturated with water at the top and with a free flow lower boundary condition (Fig. 4). The vertical fluid velocity assumption allows us to consider that the modeling box is limited by impervious lateral boundaries. The top layer of duricrust is chemically inert and presents high permeability, which allows infiltration of rainwater and ensures water saturation of the fine saprolite layer. It is not considered in the model. The laterite layer is also chemically inert, but it limits infil-

tration of water due to its low permeability. This layer is only considered in Section 3.2. The reaction front includes fine saprolite and saprock. The limited width of 2000 m of the modeling box could easily be increased with a simultaneous increase of the computational cost; however, this was not justified since no instability wider than 1 km was observed.

2.2. Equation and non-dimensional numbers

In our case study and in most examples in GT, the fine saprolite and saprock layers – where dissolution mostly occurs – are in a permanent water-saturated state, so that the Darcy flow equation for a saturated medium can be applied:

$$\frac{\mu}{k} \vec{v} = -\vec{\nabla} P + \rho \vec{g} \quad (1)$$

This equation links the seepage velocity \vec{v} to the pressure gradient $\vec{\nabla} P$ and to the gravity \vec{g} . Here μ stands for the fluid dynamic viscosity, ρ for its density and k for the porous medium permeability.

The reaction transport considers a single reactive chemical species able to dissolve the host rock with first order kinetics. Then, Quintard and Whitaker (1999) and Golfier et al. (2002) have shown that the reactive transport of this species can be described by Eq. (2) where C is the averaged concentration of the active species in the fluid phase.

$$\varphi \frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} C = D \nabla^2 C - \alpha C \quad (2)$$

Here, φ is the porosity, chemical species are mixed by a diffusion process of diffusivity D , and the first order kinetics reaction is characterized by the constant α . Modeling the complex weathering process of ultrabasic rocks with a single reactive species and a single first order reaction is clearly a simplification. However, Eq. (2) captures the essence of unstable properties of the weathering process: rainwater reaches the dissolution front by traveling through non-reactive laterites without any loss of its dissolution power, reacts with the rock volume inside the reaction front, and leaves the front at equilibrium with the host rock, i.e. without any dissolution power. The reaction rate controls the thickness of the reaction front, a larger reaction front being associated with a slower reaction. As the time constant needed for Eq. (2) to reach a steady solution is much lower than the one required for a significant change in porosity, the first term of Eq. (2) can be canceled. Moreover, in our models, the amount of fluid advected during a time step is several orders of magnitude larger than the increase of fluid volume due to the increase in porosity by dissolution. This allows us to adopt the steady state approximation of the mass conservation Eq. (3).

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0 \quad (3)$$

Equations are used here in their non-dimensional form (1')–(3'), which enables derivation of the non-dimensional numbers of the instability. Distance is scaled by h , the topography difference inducing the hydraulic gradient, permeability by k_0 , the permeability of the host rock, concentration by C_0 the initial concentration before dissolution and velocity is scaled by $v_0 = \rho g k_0 / \mu$ which is the vertical velocity induced by gravity. The non-dimensional pressure is $P' = (P - \rho g z) / \rho g h$.

$$\frac{k_0}{k} \vec{v}' = -\vec{\nabla} P' \quad (1')$$

$$Pe \vec{v}' \cdot \vec{\nabla} C' = \nabla^2 C' - Pe Da C' \quad (2')$$

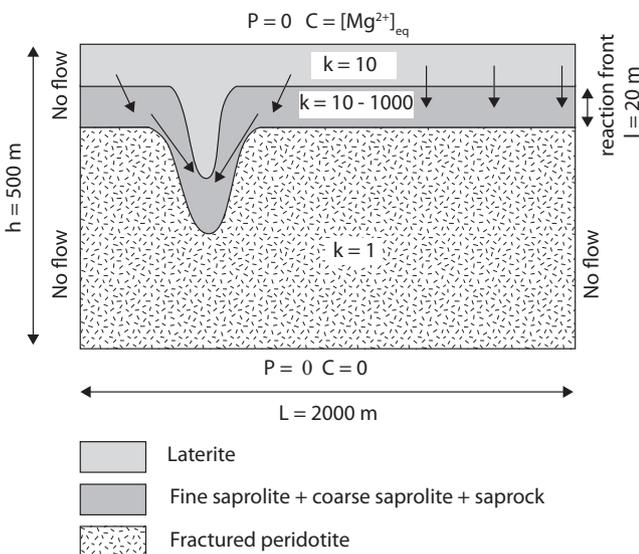


Fig. 4. Sketch of the modeling box (not to scale). The upper left zone pictures the development of an instability and the associated flow focusing. The upper layers and the instability zone have been enlarged and coarse saprolites and saprock have been merged into a single layer. Note that the duricrust is not included, since it is not modeled here. Permeability normalized by the one of fractured peridotites is indicated for each layer.

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v}' = 0 \quad (3')$$

Here $Pe = v_0 h / D$ is the Peclet number of the system; it characterizes the ratio between the advection of fluid and diffusion of chemical species. $Da = \alpha h / v_0$ is the Damköler number and characterizes the ratio between the reaction rate and the advection of fluid. The other non-dimensional numbers are the permeability ratios between the host rock and the laterite, Δk and between the host rock and saprock, $\Delta k'$. Eqs. (1')–(3') are coupled through changes of permeability k as function of the advance of the weathering reaction.

2.3. Parameter estimates for the Tiébaghi case

Join et al. (2005) adopted 10^{-7} m/s hydraulic conductivity for the whole host rock layer in the Massif du Tiébaghi. However, in a recent study Join et al. (2016) considered that only a few uppermost tens of meters presented such a high conductivity due to mixing of partially weathered and fresh host rock, while the conductivity of the host rock was near 10^{-8} m/s. Therefore a conductivity of 2.5×10^{-8} m/s is adopted in this study for the host rock layer. The hydraulic conductivity of laterites is 10^{-7} m/s in Join et al. (2005) and values up to 3×10^{-7} m/s are reported in Jeanpert (2010). Given the typical grain size of $1 \mu\text{m}$ in laterite (Fritsch, 2012), it can be expected that extremely low conductivity could characterize compacted laterites and therefore a 2.5×10^{-7} m/s conductivity was adopted with some tests with 2.5×10^{-8} m/s. The mean hydraulic conductivity in the saprock layer was 10^{-6} m/s in Join et al. (2005). However, this layer is expected to present strong weathering heterogeneity and infiltration instability will be sensitive to the maximum hydraulic conductivity. Since values of up to 10^{-3} m/s were reported in Jeanpert et al. (2016a,b), we considered that 2.5×10^{-5} m/s. was a safe estimate for the highest conductivity in this layer. The effect of uncertainties on these conductivity estimates are considered in the following sections and are discussed in the conclusion. The adopted hydraulic conductivity values correspond to $\Delta k = 10$, $\Delta k' = 1000$, and to $v_0 = 2.5 \times 10^{-8}$ m/s. The vertical velocity estimate as well as the order of magnitude of the hydraulic conductivity of the host rock are confirmed by unpublished measurements made by our team on multi-level piezometers and in a horizontal tunnel at the base of the Massif du Tiébaghi.

High porosity values can be expected in the weathering profile since volume reduction of 80–90% is expected during weathering. Join et al. (2005) propose a 0.4 porosity in the laterite and coarse saprolite layers, a 0.2 porosity in the coarse saprolite layer, and a fissure porosity in the host rock. Here we consider a mean porosity of 0.3 in the weathering profile, and the porosity of the host rock is approximated by a value of 0.05. Porosity values are not critical parameters since the models presented here rely on seepage velocity, which is averaged over the whole medium. Porosity values will be introduced only when characteristic time constants are needed.

There is a large literature on dissolution kinetics of ultrabasic rock minerals (see for example Bandstra et al., 2008). However it is known (Awad et al., 2000) that natural weathering processes can hardly be compared with laboratory experiments, which are generally conducted far from natural conditions. Moreover, only a few experiments deal with whole-rock natural samples (Critelli et al., 2015), which leaves open the question of the amount of reactive surfaces in natural samples (White and Branley, 2003). Therefore, the reaction rate is directly estimated from field data, i.e. from the thickness of the reaction front, which is assumed to correspond to the saprolite layer (fine saprolite and saprock). It is assumed that the time spent by the fluid inside the front corresponds to the time constant $1/\alpha$ to reach equilibrium with the host rock.

Then, assuming that the thickness of the reaction front is $l = 20$ m, the characteristic time of reaction $1/\alpha$ is l/v_0 , which corresponds to nearly 25 yrs. However, since the mean fluid velocity is v_0/ϕ , the mean contact time between a fluid particle and the host rock is ϕ/α , which corresponds to 5–10 yrs with 0.2–0.4 porosity range in the reaction front. These values should be considered for comparison with experimental results, while the value $1/\alpha = 25$ yrs should be introduced in Eq. (2), which considers the seepage velocity v_0 . The 5–10 yrs time constant is much lower than those found by Stopar et al. (2006) for olivine (1000 yrs minimum for $\text{pH} = 8$) or by Daval et al. (2010) for fayalite (100 yrs), but is similar to that found by Critelli et al. (2015) for serpentinite. Rimstidt et al. (2012) found a significantly lower value for forsterite (0.5 yrs). This time constant is nearer to that of limestone (1 week, according to Dreybrodt and Eisenlohr, 2000) than to that of granitic rocks (10^4 – 10^6 yrs according to White and Branley, 2003); this could be the reason for the pseudokarstic behavior observed in New Caledonia.

Diffusion of chemical species in geological media includes two components: dispersion, which arises due the various possible pathways in an heterogeneous medium and molecular diffusion, which is generally a minor term, only significant at the pore scale. Both terms are averaged in a single diffusion term in Eqs. (2) and (2'), which are valid at the macroscopic scale – say above 1 m – at which Darcy flow proceeds. There are presently no dispersion data for ultramafic rocks of New Caledonia. Therefore the adopted dispersivity is deduced from the general study of Gelhar et al. (1992), which proposes a critical review of dispersivity on nearly 60 different sites and is still cited as a reference in most studies dealing with dispersion in aquifers. Transverse dispersion occurs perpendicularly to the fluid velocity. It is considered here, since it is expected to limit the development of the thin dissolution fingers, by inducing exchanges of chemical species between the finger which includes active fluid and the host rocks where equilibrium is reached between the fluid and the solid matrix. Observed dispersivity is known to increase with the scale of measurements (Dagan, 1989; Majdalani et al., 2015). As a finger width of 10–100 m is expected (see below also), the 1 m transverse dispersivity corresponding to the 10–100 m scale in Gelhar et al. (1992) is adopted. The longitudinal dispersivity at the same length scale, which is also that of the thickness of the reaction front is 5 m in Gelhar et al. (1992). Therefore, the longitudinal and transverse diffusion coefficients are $D_L = 1.3 \times 10^{-7}$ m²/s and $D_T = 2.5 \times 10^{-8}$ m²/s for the v_0 velocity, which is the one adopted in the models. The molecular diffusion is generally at least two orders of magnitude below dispersion, for example 5×10^{-11} m²/s for the $[\text{Mg}^{2+}]$ species (Guardia et al., 1999) which is the major species deriving from weathering of peridotites. Therefore, molecular diffusion is negligible at the macroscopic scale.

This leads to the following non-dimensional numbers for the Tiébaghi case.

- $Pe_T = 500$ for transverse dispersivity and $Pe_L = 100$ for the longitudinal one. It is worth noting that Pe is independent from the fluid velocity v_0 since D is proportional to v_0 .
- $Da = 25$. Since $Da = h/l$, it is also independent from the velocity v_0 if the dissolution front thickness l is known.
- $\Delta k = 10$, $\Delta k' = 1000$
- The non-dimensional time is equal to $h/v_0 = 660$ yrs.

With these non dimensional numbers, Eq. (2') shows that the system is governed mainly by advection and reaction, the diffusion term being negligible except near a discontinuity. However, the transverse dispersion term is kept in the model to prevent the development of infinitely long dissolution fingers, i.e. $Pe = Pe_T = 500$.

The Mg^{2+} chemical species is considered as resulting from dissolution of the host rock. Therefore, $[Mg^{2+}]$ is used to define the initial concentration of the aggressive fluid at the entrance of the system. Join et al. (2005) show that this concentration rises continuously inside the weathering profile, from 5×10^{-5} mol/l (1.2 mg/l) at the top of the laterite layer to 2×10^{-3} mol/l (48 mg/l) below coarse saprolites. In the Massif du Sud, Trescases (1975) measured Mg^{2+} concentrations in surface water and groundwater up to 30 mg/l, which are of the same order of magnitude as those measured by Join et al. (2005). Therefore, considering an equilibrium concentration of $[Mg^{2+}]_{eq} = 2 \times 10^{-3}$ mol/l and that rainwater is devoid of magnesium, the concentration of active species C in Eq. (2) is the difference $[Mg^{2+}]_{eq} - [Mg^{2+}]$. Moreover, considering a mean formula of $MgFeSiO_4$ for olivine (50% Forsterite – 50% Fayalite), a 2×10^{-3} mol/l Mg^{2+} concentration in water corresponds to dissolution of 2×10^{-3} mol of olivine for each liter of rainwater.

There are large uncertainties for the parameters estimated above. This implies that a large range of non-dimensional numbers should be addressed in order to define the infiltration instability style in the Tiébaghi case. Such a sensitivity study will also deepen our understanding as to how infiltration instability develops in different ultrabasic massifs of New Caledonia characterized by different h and v_0 values.

2.4. Approximations and numerical methods

Eqs. (1)–(3) are discretized on a constant spacing finite difference grid using the conservative finite volumes method and are solved alternatively using a multigrid method on a 513×129 grid, with some checks of consistency on a 1025×257 grid. This ensures that at least 5 grid points (10 for the finest grid) are included inside the 20-m thick dissolution front. The method is set out and checked in Genthon and Ormond (2008) and therefore is only briefly discussed here.

A major simplification is allowed due to the low ratio γ between the volume concentration of active species in the liquid (2×10^{-3} mol/l) and in the solid phase (20.6 mol/l for 50% fayalite – 50% forsterite olivine and a 3500 k/m^3 density). Here $\gamma = 9.7 \times 10^{-5}$, which implies that a large amount of water must flow through the host rock in order to induce any significant dissolution. Consequently the dissolution front advances at a much lower velocity than water and therefore Eqs. (1') and (2') can be solved at constant dissolution state. These two equations are coupled through permeability changes occurring due to dissolution. Eq. (2) shows that the change of active species concentration due to dissolution is αC so that the advance of hydrolysis of the host rock is computed as $\gamma \alpha C / (1 - \phi)$. The time-step is adjusted so that the maximum change in dissolution state is less than 1% in any cell of the model.

For practical reasons, dissolution is computed as αC . As a consequence the non-dimensional time is multiplied by $(1-\phi)/\gamma$ and is therefore $\tau = h / v_0 \times (1 - \phi) / \gamma = 6.4$ Myrs, for the 0.05 porosity adopted for the host rock. Decreasing the porosity of the fractured host rock to almost zero will only increase this non-dimensional time by 5%, which confirms that uncertainty regarding porosity is not a crucial parameter of the models. This time constant can be viewed as the one needed to weather the whole massif, if dissolution instability could be prevented. As the weathering reaction advances, the permeability increases; firstly when the host rock is transformed to coarse saprolite, and afterwards decreases, when coarse saprolite is transformed into fine saprolite and laterite. The permeability changes as a function of the advance of the weathering reaction reported in Fig. 5 are built by drawing smooth curves between the permeability values adopted for host rock, coarse saprolite and laterite, assuming in addition that porosity increases first linearly with the advance of the reaction and that permeability increases with the cube of the porosity, which corresponds to a

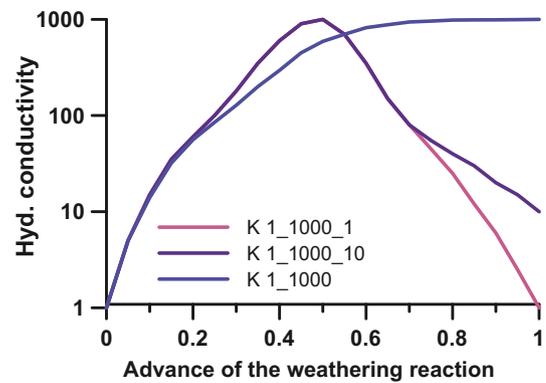


Fig. 5. Different relationships between the hydraulic conductivity and the advance of weathering used in this study. The different permeability values used for increased weathering are indicated in the figure so that K_1000_10 indicates that $\Delta k' = 1000$ and $\Delta k = 10$.

general case, either for fractured or for granular porous media. Permeability is maximum for a 50% weathering and it decreases smoothly to reach the permeability of laterite for complete weathering. However, in the following section, as dissolution instability without the laterite cover is addressed, the permeability relationship curve flattens above a 30% weathering and reaches the permeability of coarse saprolite above 80%. This approximation neglects the decrease of permeability in fine saprolite. It is justified by the need of assessing the power of the permeability contrast $\Delta k'$ alone. As for any instability, dissolution instability sets on with an exponential growth rate, and its growth can be extremely low if it sets on from numerical noise in the model. Therefore, a random permeability field of amplitude $\Delta k'$ is introduced in the upper 20 m of the modeling box. Numerical studies of instabilities generally rely on such an initial random noise. Since the initial growth of instability is initially linearly dependent from its amplitude, without this initial random noise, instability will only grow from numerical noise, which induces a long delay especially if 64 bit precision is used. Fortran compilers generally propose random functions devoid of correlation and successive generations of independent random number distributions can also be generated. We have checked that the dissolution instability pattern was not sensitive to the initial permeability distribution by comparing results obtained with various initial random permeabilities either produced by successive generations with the same Fortran compiler or with different Fortran compilers.

3. Results

3.1. Dissolution style without the laterite cover

In our case study the dissolution style depends on the two permeability contrasts Δk and $\Delta k'$. Firstly, the effect of $\Delta k'$ only will be assessed, i.e. dissolution with the properties of saprock only is addressed. In the following section the effect of lower permeability in fine saprolite and the laterite cover will be handled.

As shown in Section 2.2, there are large uncertainties regarding several parameters governing the infiltration instability and therefore a large range of Pe, Da and $\Delta k'$ are explored. Fig. 6 emphasizes the effect of the three parameters, and the orange box corresponds to the parameters of the Tiébaghi case study. The Damköhler number controls the width of the reaction front, corresponding to the green and yellow colors. With $\Delta k' = 1000$ and Da = 10 (slow reaction or large seepage velocity), the reaction front tends to cover the whole modeling box. As only instabilities wider than the reaction front can develop, instability is impossible. When Da = 25, the

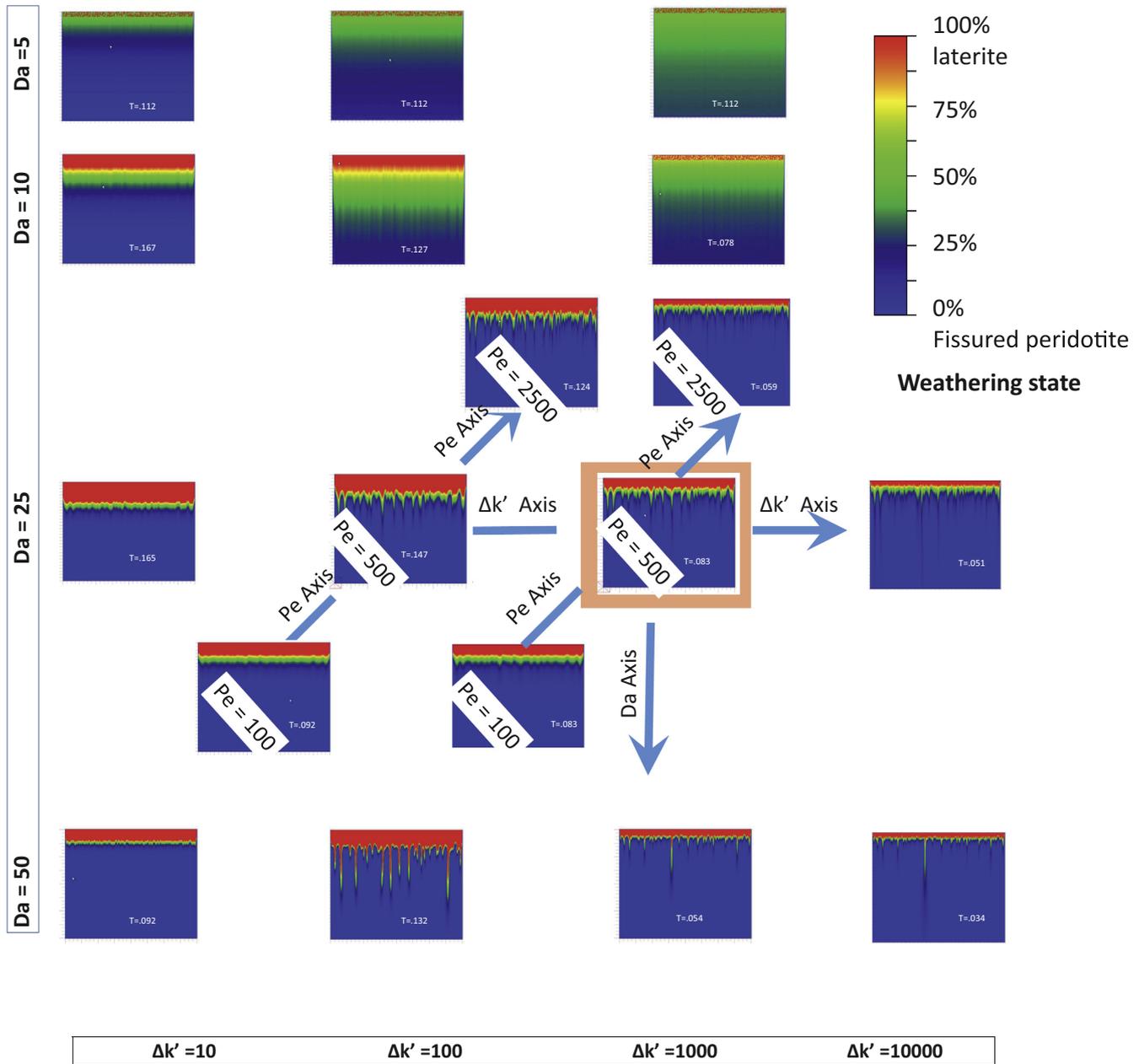


Fig. 6. Dissolution style as a function of Pe , Da and $\Delta k'$ in the absence of a low permeability cover (i.e. the red medium possesses the same permeability as saprock). In each sub-figure, T is the non-dimensional time. The orange box corresponds to estimated parameters for the Tiébaghi case. Note the vertical exaggeration, each sub-figure corresponding to the $500 \text{ m} \times 2 \text{ km}$ modeling box.

reaction front is nearly 20 m thick and several dissolution fingers develop. When Da increases further to 50, the weathering front is only 10 m thick, and there is simultaneous development of several dissolution fingers. We note that instabilities develop initially with a wavelength similar to the thickness of the reaction front, which was already suggested by [Ortoleva et al. \(1987\)](#) and [Steeffel and Lasaga \(1990\)](#), corresponding also to the results of linear stability analysis of [Szymczak and Ladd \(2013\)](#).

The effect of the Pe number is only shown for the central part of [Fig. 6](#). A smaller Pe corresponds to larger dispersion and therefore to homogenization of active species concentration between dissolved and non-dissolved zones. Therefore, a smaller Pe hinders instability. Conversely for larger Pe (2500) a faster development of a larger number of fingers is observed. Thinner fingers are allowed to develop due to weaker diffusion on their vertical limits.

A larger $\Delta k'$ enhances the instability since it induces focusing of the reactive fluid in the higher permeability fingers. As a consequence, a larger permeability contrast promotes competition between neighboring fingers for capture of aggressive fluid and results in the development of fewer fingers; this can be best observed in the $Da = 50$ case. A permeability contrast $\Delta k' = 10$ is insufficient to allow instability. With $\Delta k' = 100$, several fingers develop simultaneously, but increasing $\Delta k'$ to 1000 allows only the development of a single finger, which is able to capture most of the aggressive fluid. When $\Delta k'$ is increased further to 10,000, the central finger is able to stop the development of any additional fingers, except on the borders of the modeling box. This effect is partly hidden for $Da = 25$ since the thickness of the reaction front hinders the development of narrow fingers such as those observed for $Da = 50$.

The behavior of the infiltration instability according to the relevant non-dimensional numbers is not new and some pictures analogous to those of Fig. 6 can be found, for example in Golfier et al. (2002). It is however striking that the Tiébaghi case, with hydrological parameters deduced from Join et al. (2005, 2016), lies in the area of strong changes in the instability pattern with weak changes in hydrological parameters. The most sensitive parameter is the Da number, since it is constrained within a factor of 2 by the instability style. Moreover, assuming a Da value near 25, no instability is allowed if Pe is decreased by a factor of 5 or $\Delta k'$ by a factor of 10 with respect to the reference values chosen for the Tiébaghi case (orange box).

3.2. Effect of the laterite cover

In this section, a low permeability lateritic cover is allowed to develop above saprolites with increasing thickness. Compaction of up to 80–90% of the initial volume is generally admitted during weathering. This mechanism is not explicitly modeled here. However, considering that the maximum thickness of laterites is nearly 20 m in New Caledonia, any laterite in excess of 20 m is removed to mimic the effect of compaction. As seen in Fig. 6, a permeability contrast of 10 between the dissolved and non-dissolved areas is insufficient to allow instability. However, in the case of weathering of ultramafic rocks, there are two counteracting permeability contrasts: $\Delta k = 10$ between the fractured peridotite and laterite, which does not allow instability and $\Delta k' = 1000$ between the fractured peridotite and saprock, which favors strong instability. In some instances, this high permeability layer is able to drain rainwater from the lateritic cover and to focus it toward fingers. This is the case in Fig. 7, which corresponds to $\Delta k = 10$ and $\Delta k' = 1000$, i.e. to the parameters adopted for the Tiébaghi case study. Similar results were also found for $\Delta k = 1$ and $\Delta k' = 1000$. This is interpreted as an indication that the peridotites below the weathering front rather than the thin lateritic cover control the dissolution pattern. Comparison with Fig. 6 shows that the number of fingers decreases, due to the need to focus fluid from a larger area to allow finger growth, and that fingers develop more slowly. Instability is also sensitive to the actual shape of the advance of reaction versus permeability relationships, which governs the relative thicknesses of the high permeability layer in saprock and the low permeability layer in laterites.

3.3. Effect of an initial high permeability zone generated by a fracture

Ultramafic rocks of GT include fractures resulting from their geological history and which can be observed at a large range of

scales. At the millimetric to decimetric scale, they constitute the microfissure permeability of the host rock. Therefore, they are already accounted for by previous models. At the kilometric scale, they present an aperture ranging from a few decimeters to a few hundred meters and are best observed on remote sensing data (Robineau et al., 2007). These fracture zones consist of an accumulation of individual fissures. They are modeled as high permeability zones dipping at 45° ; with two different apertures of 10 m and 200 m and a permeability contrast $\Delta k = 10$. As groundwater flow is mainly sensitive to the aperture \times permeability product, the results can be reasonably extrapolated to other fracture types as long as this product is kept constant. It is found that while a fracture is able to focus the aggressive fluid and therefore to promote dissolution, it also counteracts instability development. This can be understood as a consequence of the effect of the fracture on non-dimensional numbers: since the seepage velocity is increased by a factor of 10 in the fracture, the width of the reaction front increases by the same factor, which is equivalent to a Da decrease of a factor of 10, i.e. down to a value of 2.5. Such a low Da number prevents any instability development and the initial permeability inside the fracture zone completely governs the shape of dissolution zones. A second effect arises due to flow focusing inside the fracture, which also prevents the development of any additional fingers outside the fracture zone. This is illustrated in Fig. 8a. A thin fracture (Fig. 8b) is also able to induce localization of the instability, but keeps the same instability style as the homogeneous medium. The fracture partly controls dissolution by imposing the localization of a single finger.

Estimation of the non-dimensional numbers inside the fracture provides some indications on the instability style inside the fracture plane, i.e. perpendicular to the modeling box. A decrease of the Da number by a factor of 10, with Pe being held constant, corresponds to shifting the dissolution pattern three steps upwards on Fig. 6. No dissolution instability is therefore expected in the fracture plane for the Tiébaghi case.

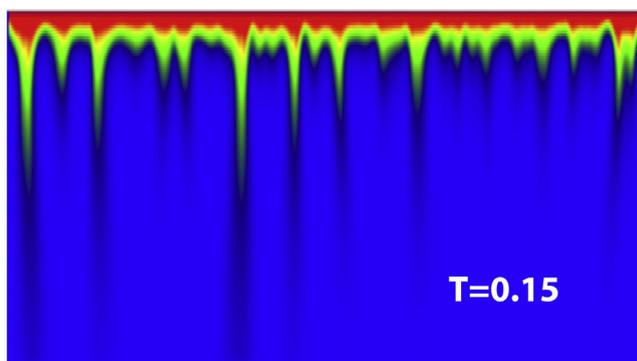


Fig. 7. Dissolution style with a 20 m laterite cover for the Tiébaghi case ($Da = 25$, $Pe = 500$, $\Delta k = 10$, $\Delta k' = 1000$). The effect of the laterite cover can be seen by comparison with the orange box of Fig. 6.

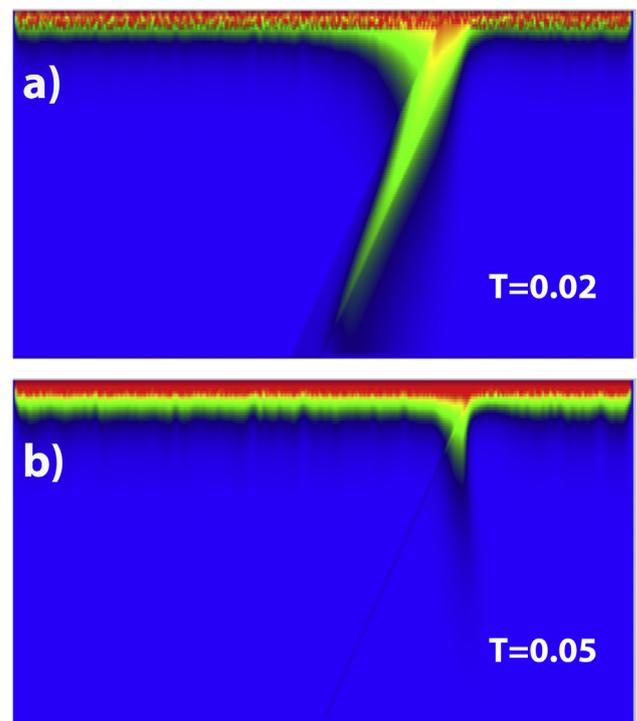


Fig. 8. Dissolution style with an initial fracture; a) and b) corresponds to a 200 m wide and a 10 m wide fracture, both dipping 45° leftwards. The larger apparent dip correspond to the vertical exaggeration of a factor 2.

On the contrary, for a geological case characterized by a lower infiltration velocity and therefore by a higher Da number, increasing the velocity in the fracture zone will produce wider fingers in the fracture plane. Due to these wider fingers, surface manifestation of karst could be limited to fracture zones.

4. Discussion and conclusion

4.1. Limitations of the models

The results presented here for the Tiébaghi case are obtained with a robust model and available parameter estimates. Largest uncertainties arise from permeability and dispersion. Permeability of geological media presents large uncertainties, even when large datasets are available, which is not the case here probably due to insufficient measurements at the scale required for modeling (Zlotnik et al., 2000). There are few measurements of permeability in the host rock, presumably since mining companies are mainly interested in minerals hosted in the weathering profile. Moreover, permeability measured in fissured media is known to present large dispersion. Finally, the most reliable estimates could rely on hydrogeological modeling, which however suffers from large uncertainties in the definition of the transition from saprock to the ultramafic host rock (Join et al., 2016), possibly resulting from development of the instabilities modeled here. Therefore, an uncertainty range of one order of magnitude around the chosen value is not unlikely. The most sensitive parameter is $\Delta k'$, the permeability ratio between the host rock and coarse saprolite, and its effect can be assessed in Fig. 6.

Similarly, dispersion values reported in Gelhar et al. (1992) present uncertainties amounting to at least one order of magnitude, the ability of a diffusion model to reproduce dispersion effects in aquifers is questioned (Gao et al., 2009) and there are some doubts on the reproducibility of dispersion measurements (Majdalani et al., 2015). Increasing dispersion by a factor of 10 with respect to our central case will imply the decrease of Pe from 500 to 50 and will damp the infiltration instability. Owing to the sensitivity of model results to this parameter, and due to possible anomalous dispersion in the heterogeneous weathering profile, we suggest to set up tracing campaigns in the Tiébaghi massif.

Moreover, numerical models presented here rely on simplified geometry and boundary conditions. Firstly, they are built with a 2D approximation while flow focusing would be more efficient in 3D. Moreover, they assume that lateral flow is negligible, while springs are observed at the coarse saprolite-host rock interface. This would result in more aggressive fluid being conveyed to the weathering front than is modeled here. However, since both Pe and Da are independent from the fluid velocity, the instability style will not be changed and this will only result in a decrease of the time constant required to achieve a given instability development state. A constant pressure condition is assumed at the surface, which implies that the fluid velocity increases during the weathering process since the mean permeability increases. There is no warranty that rainfall will be sufficient to sustain such a velocity increase. Finally, the models are built with present parameter estimates, while it is generally admitted that active weathering has almost stopped in the Tiébaghi massif, probably due to climate aridification. This point will be discussed below.

4.2. Outcomes of the infiltration instability approach

It is shown here that the non-dimensional numbers Pe, Da, $\Delta k'$ and $\Delta k'$ provide valuable information on the existence and style of infiltration instability inside a geological medium and that these numbers can be estimated from hydrogeological information.

The Da number, which characterizes the non-dimensional ratio between the reaction rate and fluid velocity, is estimated here from the thickness of the reaction front. It is independent from the fluid velocity, if this thickness is known. The 5–10 yrs time constant deduced here for the weathering reaction of ultramafic rocks in the tropical climate of New Caledonia compares well with some laboratory results of weathering of individual minerals or of whole rock samples. The Da number is an extremely sensitive parameter for dissolution instability: halving it with respect to our estimate for Tiébaghi will not allow instability and multiplying it by a factor of 2 will change the instability style.

Moreover, a permeability ratio of at least 100 between weathered and non-weathered zones and a Pe number of at least 500 are required to allow instability. A permeability contrast that is too low will not allow flow focusing inside the weathered zone, while the large dispersion associated with a low Pe number will smooth the active species distribution between non-weathered and weathered material.

It is worth noting that if the weathering front thickness is known, Pe and Da are both insensitive to seepage velocity changes, since dispersion is generally assumed to be proportional to the velocity and the characteristic reaction time will decrease linearly with this velocity. Therefore, changing the infiltration velocity will not impact on the instability style. However, as a larger velocity implies more reactive water being injected in the medium, the time constant for setup of the instability will be shortened.

The effect of lateritic cover can be assessed by considering changes in the instability style with non-dimensional numbers: a permeability ratio of only 10 is insufficient to allow instability and therefore the tendency of laterite is to limit the instability. However, it is shown that with the adopted value of permeability changes with weathering, slower instability is still initiated due to the high permeability of the saprock layer, which allows water focusing below the laterite cover. Moreover any initial high permeability zone (such as a fracture) will induce localization of the instability.

With the adopted parameters, the Tiébaghi case is at the limit of instability regarding the three non-dimensional parameters and the instability style corresponds to the observed variability of the weathering profile.

4.3. Extension to different massifs or geological time periods

Significant instability development is observed after a time lapse of nearly 1 Myr, which implies that a humid period or successive humid periods of the same cumulative duration are required. However, introducing fractured zones of higher permeability produces significant and localized dissolution on a shorter time scale (0.1–0.3 Ma for the modeled examples).

Sevin et al. (2012), starting from paleomagnetic data on the duricrust, propose that weathering is still active in the Massif du Sud of Grande Terre, while it is terminated in Tiébaghi. Given the vertical infiltration velocity of 2.5×10^{-8} m/s, our models require that nearly 800 mm of rainfall infiltrates yearly. This is unrealistic with the present 1500 mm annual rainfall in Tiébaghi, taking into account both ET and runoff. Therefore, we propose that the availability of rainwater is presently limiting active weathering in Tiébaghi.

By contrast, active weathering is associated with present generation and evolution of dolines on the Massif du Sud of Grande Terre (Jeanpert et al., 2016a,b). Given the mean annual rainfall of 3000 mm in the Massif du Sud, availability of rainwater will not limit weathering. Moreover, the mean annual temperature is nearly 5 °C higher than in the Massif du Tiébaghi (Météo France, 2007). Given the activation energy near 70 kJ/mol proposed for minerals of ultramafic rocks in Bandstra et al. (2008) a 5 °C

increase in temperature would correspond to a 60% rise in the weathering reaction rate, which produces an equivalent increase in the Da number and promotes instability. Due to uncertainties regarding permeability and dispersivity, the results presented here should only be considered as a first step toward modeling of weathering of ultramafic rocks. Quantitative modeling of infiltration instability in ultramafic massifs of GT is planned when new results on the permeability structure and dispersion models for these massifs become available.

Acknowledgements

This project has been funded by the CNRT Nickel et son Environnement as part of the “Diagnose Dolines” and “HyperK” projects. Constructive discussions with Bernard Robineau, Pierre Maurizot, Benoît Dewandel and Jean-Christophe Marechal as well as English editing by Célia Gautier are acknowledged.

References

- Awad, A., Koster van Groos, A.F., Guggenheim, S., 2000. Forsteritic olivine: effect of crystallographic direction on dissolution kinetics. *Geochim. Cosmochim. Acta*. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00442-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00442-1).
- Bailly, L., Ambrosi, J.-P., Barbarand, J., Beauvais, A., Cluzel, D., Lerouge, C., Prognon, C., Quesnel, F., Ramanaidou, E., Ricordel-Prognon, C., Ruffet, G., Sevin, B., Wells, M., Yans, J., 2014. Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni report BRGM/RP63482. BRGM, Orléans, France.
- Bandstra, J.Z., Buss, H.L., Campen, R.K., Liermann, L.J., Moore, J., Hausrath, E.M., Navarre-Sitchler, A.K., Jang, J.H., Brantley, S.L., 2008. Appendix: compilation of mineral dissolution rates. In: Brantley, S.L., Kubicki, J.D., White, A.F. (Eds.), *Kinetics of Water-Rock Interaction*. Springer, pp. 737–823.
- Beauvais, A., Colin, F., 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chem. Geol.* 106, 77–101.
- Beauvais, A., Parisot, J.C., Savin, C., 2007. Ultramafic rock weathering and slope erosion process in a South West Pacific tropical environment. *Geomorphology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.016>.
- Bekri, S., Thovret, J.F., Adler, P.M., 1995. Dissolution of porous media. *Chem. Eng. Sci.* 50, 2765–2791.
- Cluzel, D., Aitchison, J.C., Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* 340, 23–59.
- Critelli, T., Marini, L., Schott, J., Mavromatis, V., Apollaro, C., Rinder, T., De Rosa, R., Oelkers, E.H., 2015. Dissolution rate of antigorite from a whole-rock experimental study of serpentinite dissolution from 2 < pH < 9 at 25 C: Implications for carbon mitigation via enhanced serpentine weathering. *Appl. Geochem.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.06.004>.
- Dagan, G., 1989. *Flow and Transport in Porous Formations*. Springer-Verlag, Berlin.
- Daval, D., Tesemale, D., Recham, N., Tarascon, J.-M., Siebert, J., Martinez, I., Guyot, F., 2010. Fayalite (Fe₂SiO₄) dissolution kinetics determined by X-ray absorption spectrometry. *Chem. Geol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.005>.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Boudier, F., Al-Hattali, S., Ladouche, B., Pinault, J.-L., Al-Suleimani, Z., 2005. A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeol. J.* <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-005-0449-2>.
- Dreybrodt, W., Eisenlohr, L., 2000. Limestone dissolution rates in karst environment. In: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, pp. 136–148.
- Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A., 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in formation of cave systems. *Earth Sci. Rev.* 131, 116–148. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006>.
- Ford, D., Williams, P., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley Sons, Chichester, UK.
- France, Météo., 2007. *Atlas Climatique De La Nouvelle-Calédonie*. Nouméa, Météo France, p. 128.
- Freyssinet P., Butt C.R.M., Morris R.C., Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. In: *Economic Geology 100th Anniversary, Geologists SoE (ed)*; 681–722.
- Fritsch, E., 2012. Les sols. In: *Atlas de la Nouvelle Calédonie*, Bonvallet, Gay, J.-C., Habert E. (Eds.), IRD – Congress of New Caledonia, Nouméa.
- Fritsch E., Juillot F., Dublet G., Fandeur D., Fonteneau L., Martin E., Auzente A.L., Morin G., Robert J.-L., Galois L., Calas G., Grauby O., Boulvais P., Cathelineau M., 2014. Analyse fine de minerais latéritiques (approches pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique). Rapport final 2014. CNRT, Nouméa.
- Gabrovsek, F., Romanov, D., Dreybrodt, W., 2004. Early karstification in a dual-fracture aquifer: the role of exchange of flow between prominent fractures and a dense net of fissures. *J. Hydrol.* 299, 45–66.
- Gao, G., Zhan, H., Feng, S., Huang, G., Mao, X., 2009. Comparison of alternative models for simulating solute transport in a large heterogeneous soil column. *J. Hydrol.* 377 (3–4), 391–404.
- Gelhar, L.W., Welty, C., Rehfeldt, K.R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resour. Res.* 28, 1955–1974.
- Genna, A., Bailly, L., Lafoy, Y., Augé, T., 2005. Les karsts latéritiques de Nouvelle-Calédonie. *Karstologia* 45–46, 19–28.
- Genthon, P., Ormond, A., 2008. Infiltrative instability near topography with implication for the drainage of soluble rocks. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 1285–1295.
- Golfier, F., Zarcone, C., Bazin, B., Lenormand, R., Lasseux, D., Quintard, M., 2002. On the ability of Darcy-scale models to capture wormhole formation during the dissolution of a porous medium. *J. Fluid Mech.* 457, 213–254.
- Guardia, E., Sesé, G., Padro, J.A., Kalko, S.G., 1999. Molecular dynamics simulation of Mg²⁺ and Ca²⁺ ions in water. *J. Sol. Chem.* 28, 1113–1126.
- Jeanpert J., 2010. Hydrogéologie des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Bilan des connaissances et hypothèses de travail. SGNC report, available at: <https://dimenc.gouv.nc/sites/default/files/download/24366169.pdf>, last accessed: 2016/02/08.
- Jeanpert, J., Genthon, P., Maurizot, P., Folio, J.-L., Vendé-Leclerc, M., Serino, J., Join, J.-L., Iseppi, M., 2016a. Morphology and Distribution of Dolines on Ultramafic Rocks From Airborne LIDAR Data: The Case of the Southern ‘Grande Terre’ of New Caledonia (SW Pacific). *Earth S. Planet. Landform.* 10.1002/esp.3952.
- Jeanpert J., Dewandel B., Maréchal J.C., Ladouche B., Join J.-L. 2016. Measurements and characterization of hydraulic conductivity of the peridotites of New Caledonia: the case of Massif du Sud, 43th IAH Congress, Montpellier, France, 09/2016, abstract available at <http://60iah2016.org>.
- Join, J.-L., Robineau, B., Ambrosi, J.-P., Costis, C., Colin, F., 2005. Système hydrogéologique d’un massif ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. *Geosciences*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2005.08.011>.
- Join, J.-L., Jeanpert, J., Banton, O., Genthon, P., Marechal, J.-C., Noel, A., Robineau, B., 2016. Modelling the peridotite aquifer in the New Caledonian massifs, the question of the saprock thickness, 43th IAH Congress, Montpellier, France, 09/2016, abstract available at <http://60iah2016.org>.
- Kaufmann, G., 2003. Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer. *J. Hydrol.* 276, 53–70.
- Kaufmann, G., Braun, J., 1999. Karst aquifer evolution in fractured rocks. *Water Resour. Res.* 35, 3223–3228.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability hard rock aquifers is not due to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998>.
- Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Régnier, M., Wabete, I., Calmant, S., 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics* 403, 1–28.
- Latham, M., 1986. Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie: genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé. IRD, Bondy, France.
- Majdalani, S., Chazarin, J.P., Delenne, C., Guinot, V., 2015. Solute transport in periodically heterogeneous porous media: importance of observation scale and experimental sampling. *J. Hydrol.* 520, 52–60.
- Maurizot, P., Sevin, B., Lesimple, S., Bailly, L., Iseppi, M., Robineau, B., 2016. Mineral resources and prospectivity of the ultramafic rocks of New Caledonia. In: *New Caledonia – Geology, geodynamic evolution and mineral resources*, N. Mortimer (Ed), Geological Society of London Memoirs, subm., Apr. 2016.
- Ortoleva, P.J., Chadam, J., Merino, E., Sen, A., 1987. Geochemical self-organization II, The reactive infiltration instability. *Am. J. Sci.* 287, 1008–1040.
- Pelletier, B., 1983. Localisation du nickel dans les minerais garniéritiques de Nouvelle-Calédonie. *Pétrologie des altérations et des sols, Sciences géologiques* 73, 173–183.
- Quintard, M., Whitaker, S., 1999. Dissolution of an immobile phase during flow in porous media. *Ind. Eng. Chem. Res.* 38, 833–844.
- Rimstidt, J.D., Brantley, S.L., Olsen, A.A., 2012. Systematic review of forsterite dissolution rate data. *Geochim. Cosmochim. A.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.09.019>.
- Robineau, B., Join, J.-L., Beauvais, A., Parisot, J.-C., Savin, C., 2007. Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. *Aust. J. Earth Sci.* <http://dx.doi.org/10.1080/0812090701305277>.
- Sevin B. 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: localisation dans l’espace et le temps des gisements nickélicifères. PhD Thesis. University of New Caledonia, 402 pp.
- Sevin, B., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Cluzel, D., Lesimple, S., Maurizot, P., 2012. First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of ‘Grande Terre’. *Terra Nova* 24, 77–85. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01041.x>.
- Siemers, J., Dreybrodt, W., 1998. Early development of karst aquifers on percolation networks of fractures in limestone. *Water Resour. Res.* 34, 409–419.
- Steeffel, C.I., Lasaga, A.C., 1990. Evolution of dissolution patterns: permeability changes due to coupled flow and reaction. In: Melchior, D.C., Bassett R.L. (Eds), *Chemical Modelling of Aqueous Systems II*, Am. Chem. Soc. Symp. Ser. 416, 212–225.
- Stopar, J.D., Taylor, G.F., Hamilton, V.E., Browning, L., 2006. Kinetic model of olivine dissolution and extent of aqueous alteration on Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.039>.
- Szymczak, P., Ladd, A.J.C., 2012. Reactive infiltration instabilities in rocks. Fracture dissolution. *J. Fluid Mech.* <http://dx.doi.org/10.1017/jfm.2012.174>.

- Szymczak, P., Ladd, A.J.C., 2013. Interacting length scales in the reactive-infiltration instability. *Geophys. Res. Lett.* <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50564>.
- Szymczak, P., Ladd, A.J.C., 2014. Reactive infiltration instabilities in rocks. Part II. Dissolution of a porous matrix. *J. Fluid Mech.* <http://dx.doi.org/10.1017/jfm.2013.586>.
- Tardy, Y., 1997. *Petrology of Laterites and Tropical Soils*. A.A. Baklema, Rotterdam, p. 408.
- Taylor, G., Eggleton, R.A., 2001. *Regolith Geology and Geomorphology*. Wiley, New York.
- Thomas, M.F., 1994. *Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. Wiley and Sons, UK.
- Trescases J.-J. 1975. L'évolution géologique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Mémoire ORSTOM 78: 1–259, IRD, Bondy, France.
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D., Meffre, S., 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.011>.
- White, A.F., Branley, S.L., 2003. The effect of time on the weathering of silicates minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chem. Geol.* 202, 479–506.
- Zlotnik, V.A., Zubuchen, B.R., Ptak, T., Teutsch, G. 2000. Support volume and scale effect in hydraulic conductivity. In D. Zhang and Winter, C.L. (Eds), *Theory, modeling, and field investigation in hydrogeology*, Geological Society of America, Boulder.

