



THÈSE

présentée à l'Université d'Orléans pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Discipline : Pédologie

par

Rémi JAMET

Pédogenèse sur roches basaltiques en Polynésie Française : d'oxydisols à des podzols à gibbsite et anatase, genèse de concentrations superficielles de titane.

Soutenue le 29 janvier 1997

Membres du Jury :

A. HERBILLON, Professeur (Université de Nancy)
D. RIGHI, Directeur de Recherche (CNRS Poitiers)
B. GUILLET, Directeur de Recherche (CNRS Orléans)
P. QUANTIN, Directeur de Recherche (ORSTOM Bondy)
M. ROBERT, Directeur de Recherche (INRA Versailles)
J. TRICHET, Professeur (Université d'Orléans)

Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur Examinateur Directeur de Thèse

THÈSE

présentée à l'Université d'Orléans pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Discipline : Pédologie

par

Rémi JAMET

Pédogenèse sur roches basaltiques en Polynésie Française :

d'oxydisols à des podzols à gibbsite et anatase,

genèse de concentrations superficielles de titane.

Soutenue le 29 janvier 1997

Membres du Jury :

A. HERBILLON, Professeur (Université de Nancy)
D. RIGHI, Directeur de Recherche (CNRS Poitiers)
B. GUILLET, Directeur de Recherche (CNRS Orléans)
P. QUANTIN, Directeur de Recherche (ORSTOM Bondy)
M. ROBERT, Directeur de Recherche (INRA Versailles)
J. TRICHET, Professeur (Université d'Orléans)

Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur Examinateur Directeur de Thèse

AVANT-PROPOS

Ce travail constitue le prolongement des « Etudes Pédologiques » réalisées, durant les années 1980, dans le cadre d'une coopération entre l'ORSTOM et le Territoire de la Polynésie Française et dont l'objectif principal était l'inventaire et la cartographie des sols des Iles Hautes.

Avant de présenter les résultats de ce travail il m'est agréable d'exprimer mes remerciements et ma reconnaissane à celles et à ceux qui m'ont aidé dans sa réalisation.

Auparavant je voudrais rendre hommage à *Monsieur le Professeur Georges* Aubert qui m'a enseigné la pédologie tropicale et qui est toujours resté très attentif aux travaux réalisés au cours de ma carrière de pédologue à l'ORSTOM.

Monsieur le Professeur Jean Trichet est à l'origine de cette thèse. Compagnon de tournées parfois mémorables, sous les pluies diluviennes de Nuku Hiva dans l'Archipel des Marquises, sur les récifs soulevés de Rurutu dans l'Archipel des Australes ou encore sur les planèzes de Tahiti il a, comme moi, été intrigué par les caractéristiques particulières de certains des sols observés, aussi m'a-t-il encouragé à en approfondir la connaissance. Je le remercie vivement pour le soutien sans faille qu'il m'a accordé pour l'élaboration de ce mémoire, pour ses critiques toujours constructives, dans la recherche de la perfection et toujours dans une atmosphère empreinte de sympathie, pour son amitié et pour l'organisation de cette soutenance. Qu'il me permette de lui exprimer ici ma profonde reconnaissance.

En quête de conseils à mon retour de Polynésie, c'est au C.P.B. de Nancy que je me suis adressé et j'ai été très sensible à l'accueil amical et chaleureux du *Professeur Adrien Herbillon*. Je lui sais gré d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse.

Je remercie *Dominique Righi*, dont les travaux m'ont beaucoup apporté, pour avoir également accepté d'être rapporteur de ce travail.

Je suis reconnaissant à *Bernard Guillet* de m'avoir accueilli dans son laboratoire et d'avoir consacré une partie de son temps à l'analyse des solutions de sols. Je le remercie pour son amitié, ses conseils et d'avoir bien voulu faire partie du jury.

Michel Robert a, dès le début, manifesté un grand intérêt pour cette étude, son aide et ses conseils m'ont été très précieux, je l'en remercie vivement comme je le remercie d'avoir accepté de faire partie du jury.

Paul Quantin, spécialiste des sols volcaniques a bien souvent accepté de discuter de mes résultats et de m'apporter ses conseils. Je l'en remercie et lui suis reconnaissant de faire partie du jury.

Daniel Tessier a accepté depuis longtemps de collaborer à une étude approfondie des oxydisols, analyse fine des constituants, étude de la rétention d'eau. Je lui sais gré de son accueil toujours chaleureux et j'espère que cette collaboration va pouvoir se poursuivre.

Les résultats présentés dans ce mémoire ont été obtenus dans plusieurs laboratoires de l'ORSTOM et d'autres Centres de Recherche. Je remercie vivement celles et ceux qui y ont participé :

- Annie Bouleau pour les analyses au MEB et au MET,

- Huguette Guénin pour les analyses chimiques,
- Ginette Millot pour les analyses minéralogiques,

- Christian Riandey et Marie-Louise Richard pour les analyses de plantes et de solutions,

- Monique Richard pour la matière organique,
- Mireille Delaune pour les minéraux lourds,
- Martine Reifsteck pour la granulométrie,
- Marc Fournier pour le ¹⁴C.

Je remercie Anne-Marie Jaunet et G. Veneau de l'INRA Versailles pour les analyses au MET et des minéraux-tests, James Rouiller du CPB Nancy pour la détermination des diverses acidités des solutions et François Toutain qui m'a fait connaître les phlobaphènes et m'a initié aux observations en lumière U.V.

Je suis reconnaissant au *Professeur A. Mariotti* et à *Cyril Girardin* du Laboratoire de Biogéochimie Isotopique de Paris pour leur aide aux dosages de l'isotope ¹³C des végétaux, au *Docteur J. Small* de l'Université de Manchester, pour le dosage des acides organiques.

Je remercie Mme Semah de l'ORSTOM Nouméa pour les déterminations palynologiques.

Bernard Denis est l'ami de longue date, aux larges compétences, en particulier en matière de corrélations, ouvert à toutes discussions et toujours prêt à vous apporter son aide, je l'en remercie vivement.

Je suis très reconnaissant à *Edith Driffort* d'avoir accepté de consacrer une si grande part de son temps à la réalisation des multiples planches et figures. Je ne louerai jamais assez ses talents d'artiste, associés à son perfectionnisme. Je lui dois beaucoup et lui dis mille fois merci.

Je remercie Annick Aing pour son amabilité, ses talents d'artiste photographe, qui m'a apporté une aide précieuse.

Mes remerciements vont aussi à Michel Danard, Claude Chappet, Isabel Monteiro, Michel Lavergne, Stéphane Bertrand et Martine Baccus qui a, avec gentillesse, accepté de saisir une partie des textes, dans la mesure où son emploi du temps le lui permettait et à Madame Gales-Rühle pour son aide si précieuse.

Merci enfin à *Jean-Claude Brion* avec qui j'ai eu de fréquentes et fructueuses discussions, toujours prêt à assurer lecture et corrections et à tous ceux que j'aurais pu oublier.

Introduction

Jusqu'aux années 1980, les sols des îles Polynésiennes n'ont été l'objet que de bien peu d'études. Des observations, des analyses les concernant ont bien été effectuées mais elles sont demeurées ponctuelles et dispersées et, paradoxalement, ont surtout concerné d'autres îles que Tahiti, pourtant, et de loin, la plus vaste et la plus peuplée.

Les premières études systématiques datent des années 1955-1970. Elles sont dues à G. Tercinier, pédologue de l'ORSTOM qui, depuis la Nouvelle-Calédonie, a effectué plusieurs missions de reconnaissances dans diverses îles du Territoire.

Mais il a fallu attendre les années 1980 pour que l'étude des sols du Territoire de la Polynésie Française prenne de l'ampleur. En 1980, les autorités locales ont, en effet, décidé de promouvoir les études pédologiques en leur assignant comme objectif principal l'inventaire et la cartographie des sols des îles Hautes de l'Archipel de la Société, constitué d'une série de 8 îles dont Tahiti, la plus grande, s'étend sur 1052 km².

Le programme, proposé par les Services de l'Agriculture du Territoire et relayé par les élus locaux, arrêté sous la forme d'une Convention bipartite ORSTOM-Territoire de la Polynésie, a fait l'objet de deux projets du Territoire.

L'un a visé à inciter une partie des habitants de la zone urbaine, surpeuplée, de Tahiti, à refluer vers leurs îles ou leurs districts d'origine. Il fallait pour cela assurer à ces habitants des activités rentables, l'agriculture en étant la principale ; et le développement harmonieux de celle-ci repose sur la connaissance de la répartition des sols et de leurs aptitudes culturales. Ainsi s'est justifié le levé de la carte des sols de Tahiti et des autres îles hautes.

Le second projet a concerné un vaste programme de reforestation qui nécessitait une bonne connaissance des sols de façon à établir les plantations avec le maximum de réussite.

C'est ainsi que furent réalisés l'inventaire et la cartographie, à l'échelle de 1/40.000, des sols (et de leurs aptitudes culturales) de l'Archipel de la Société (Jamet, 1987). Cette étude fut, par la suite, élargie, dans le cadre de la réalisation de l'Atlas de la Polynésie Française (ORSTOM, 1993), aux Archipels des Marquises et des Australes.

Pour l'île de Tahiti nous avons répertorié 22 unités pédologiques (regroupées en 16 unités dans la figure I.8). Parmi celles-ci, il s'en trouve deux dont l'originalité méritait que l'on s'y attardât : les oxydisols titanifères et les podzols à gibbsite.

·

En effet, malgré le grand nombre de travaux relatifs à la pédogenèse en milieu volcanique tropical et insulaire, il n'en est que très peu ou aucun qui concernent ces deux types de sols jusqu'ici peu connu pour le premier ou inconnu, pour le second.

Les oxydisols sont, ainsi que le souligne Latham (1983), fréquents dans les îles du Pacifique Sud. Mais ils sont très diversifiés en fonction de la nature et des proportions de leurs constituants minéraux, essentiellement des sesquioxydes métalliques. Entre les deux pôles que constituent les oxydisols ferritiques sur roches ultra-basiques de Nouvelle-Calédonie et les oxydisols allitiques sur calcaires coralliens recouverts de ponces volcaniques des Iles Loyauté (Tercinier, 1971 ; Latham, 1983), il existe toute une gamme d'autres oxydisols, de composition intermédiaire, enrichis en d'autres métaux (Quantin, 1976-1978). A Tahiti, l'abondance du titane est remarquable (jusqu'à 20 % de TiO₂). Elle se traduit dans la nature ferro-titanique des oxydisols dont les horizons supérieurs sont caractérisés par une forte accumulation de minéraux riches en fer et en titane (Jamet 1983-1986).

Les podzols tirent leur originalité du fait que l'horizon E blanchi doit sa teinte, non pas comme dans les podzols classiques à une concentration de quartz (dont sont dépourvus les basaltes, leurs roches-mères), mais à une importante quantité de gibbsite associée, par ailleurs, à de l'anatase et à du rutile.

Cet horizon blanchi avait déjà été observé, il y a une quarantaine d'années par un botaniste (Papy, 1954). Mais cet auteur ne pensait pas que l'on puisse assister à la formation de véritables podzols à cause d'une insuffisance de la quantité d'humus.

Le mémoire comporte quatre parties. La première décrit le milieu dans lequel se sont formés et continuent à évoluer ces sols : le relief façonné par une érosion très active, inhérente à la relative jeunesse de l'île de Tahiti ; la géologie monotone des édifices volcaniques, faits de laves assez peu différenciées, roches-mères des sols ; le climat, dont les deux principaux éléments, la pluviosité et la température sont fortement tributaires du relief et dont dépendent les associations végétales.

La deuxième partie fait découvrir les caractéristiques essentielles des oxydisols de Tahiti, sols spécifiques d'une pédogénèse tropicale humide en milieu insulaire, sur des roches dépourvues de quartz et dans un contexte géomorphologique stable.

La troisième partie montre, le long d'une climotoposéquence culminant à 1400 m, le passage des oxydisols aux oxydisols de transition puis aux podzols, progressivement, à

mesure que la température fraîchit et que s'accumule la matière organique. L'horizon E des podzols concentrera particulièrement notre attention, avec sa richesse à la fois en gibbsite et en oxydes de titane mais aussi en phlobaphènes, résidus organiques dont nous tenterons de déterminer l'origine. Quant aux horizons placiques successifs ils vont apparaître comme la marque de phases podzolisantes successives et les témoins de variations climatiques.

La quatrième partie propose un point de vue d'ensemble sur deux des constituants essentiels tant des oxydisols que des podzols.

La matière organique d'abord, dont nous suivrons l'évolution et le rôle dans la complexation et la migration des métaux, non pas séparément pour chacune des deux séquences étudiées mais de façon continue depuis le niveau de la mer jusqu'au domaine des podzols. Nous soulignerons les seuils et les propriétés critiques, de la matière organique, qui ont été atteints ou dépassés parce que la pédogénèse passe d'un type ferrallitique au type podzolisant.

Le titane ensuite dont l'abondance est l'une des caractéristiques les plus marquantes de l'ensemble des sols étudiés. Nous analyserons ses sources primaires et les phénomènes de concentration superficielle l'ayant affecté aussi bien dans les oxydisols que dans les podzols, avec une attention particulière au rôle de la végétation.

Au total, le but de cette étude est d'apporter notre pierre à l'édification de la connaissance de deux des types de sols les plus originaux, non seulement de Tahiti, mais de l'ensemble des milieux insulaires du Pacifique Sud, les oxydisols et les podzols.

Les années 1982-1996 ont été celles de la découverte de plusieurs types de podzols tropicaux, se formant aux dépens de sols ferrallitiques. Beaucoup de ces découvertes sont dues à des chercheurs-pédologues de l'ORSTOM. Nous ajoutons à la liste de ces podzols celui des podzols à gibbsite de Tahiti, nés sous l'influence de variations climatiques discrètes.

PREMIÈRE PARTIE

Chapitre I : Le milieu naturel

Chapitre II : Aperçu sur la couverture pédologique de l'île de Tahiti

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I

LE MILIEU NATUREL

Située entre 17°30 et 17°50 de latitude Sud et 149°10 et 149°40 de longitude Ouest, *Tahiti* est la plus grande (1052 km²) d'une série de huit îles, formant *l'Archipel de la Société* (Figure I.1), situées au milieu du Pacifique Sud et constituées d'autant d'édifices volcaniques ayant émergé successivement entre -4,3 et -0,4 millions d'années (Duncan et Mc Dougall, 1976; Léotot et Brousse, 1987; Lavest et Léotot, 1990; Diraison et al., 1991) selon une ride NW-SE, sur plus de 700 km.

I. RELIEF ET HYDROGRAPHIE

L'île de Tahiti résulte de la jonction, par un troisième de moindre importance (Volcan de *Taravao*) (Léotot et Brousse, 1987) de deux grands volcans, *Tahiti-Nui* (l'île) et *Tahiti-Iti* (*Taiarapu* ou la presqu'île), réunis sur deux kilomètres par l'isthme de *Taravao* (Figure 1.2).

La construction aérienne de *Tahiti-Nui*, volcan subcirculaire de 30 km de diamètre, date de 1,35 Ma à 0,60 Ma (Léotot, 1988), celle de *Tahiti-Iti* (13 km de diamètre) date de 0,66 Ma à 0,40 Ma (Diraison et al., 1991), tandis que la dernière phase d'édification du volcan de Taravao date d'environ 0,45 Ma (Lavest et Léotot, 1990).

L'érosion, qui a profondément disséqué ces volcans, surtout sur leur flanc Est, au vent, et les phénomènes de subsidence se conjugant, Tahiti apparaît aujourd'hui sous la forme de 2 cônes volcaniques surbaissés. Ils sont profondément entaillés par de nombreuses vallées radiales aux bassins versants étroits et allongés, et aux bassins de réception en amphithéâtre.

On dénombre en effet, sans tenir compte des petits ruisseaux côtiers, 72 cours d'eau sur l'île dont 46 pour Tahiti-Nui (Lafforgue, 1986).



Figure I. 1 : Les lles de l'archipel de la Société

Les interfluves sont des « plateaux » puis des lignes de crêtes, lorsque l'on s'éloigne du rivage vers le centre de l'île. Des dernières coulées, il ne subsiste que ces lambeaux faiblement inclinés vers la mer.

De l'intérieur des cônes volcaniques vers la côte on peut successivement distinguer un secteur montagneux, la façade maritime et la plaine littorale (Figure I.2) :

Le secteur montagneux inclut les caldeiras dont le diamètre atteint 7 km dans l'île, deux fois moins dans la presqu'île. Elles sont drainées par un réseau hydrographique développé confluant respectivement dans la Papenoo et dans la Vaitepiha, toutes deux d'orientation N-NE.

Les caldeiras, au relief chaotique, avec des pitons pouvant atteindre 900 m, sont délimitées par des lignes de crêtes élevées portant les plus hauts sommets : Orohena (2241 m) dans l'île, Rooniu (1332 m) dans la presqu'île (Figure I.2). Du pied des crêtes partent de nombreuses vallées radiales, profondes et étroites, parfois véritables gorges bordées de crêtes escarpées. Les pentes des versants, très fortes, sont toujours supérieures à 50 %, souvent subverticales. Prenant appui sur les versants des collines peuvent apparaître, localement, de hautes terrasses, reliques de formations de remplissage (agglomérats bréchiques ou coulées de lave basaltique). Les dénivelées sont importantes, dépassant 500, voire 1000 m, parfois davantage dans le centre de l'île. Les profils transversaux en V, rectilignes, concaves ou convexo-concaves sont ravinés par une multitude de petits torrents adjacents.

La façade maritime, qui constitue la frange périphérique la moins érodée, s'étend sur une profondeur pouvant varier de 2 à 3 km ou même moins à l'est de la presqu'île, à plus de 7 ou 8 km à l'ouest de celle-ci ou de l'île. Les crêtes font ici place à des « planèzes », reliques des surfaces des coulées dont la superficie augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche du rivage. Les planèzes sont encore importantes dans l'île, sauf au Sud, mais fortement marquées par l'érosion qui leur donne un relief ondulé ou très accidenté. Dans la presqu'île, elles n'occupent des superficies importantes qu'au nord et à l'ouest.

Entre ces planèzes, le profil en long des rivières s'assagit, la pente n'y dépasse guère 1 à 2 %. Le fond des vallées s'élargit, pouvant atteindre 200 voire 400 mètres. L'encaissement décroît, les pentes des versants sont plus modérées. L'alluvionnement y est important et les plus grandes rivières sont bordées de larges terrasses alluviales hautes de quelques mètres au-dessus du lit actuel.

Seule cette frange périphérique de Tahiti est concernée par notre étude. Les deux toposéquences sur lesquelles celle-ci-prend appui sont en effet localisées, la première¹ sur la vaste planèze de l'Ouest de la presqu'île, la seconde² sur l'une des planèzes de la partie Ouest de l'île (Figure I.2).

¹ Toposéquence du Plateau de Taravao

² Climotoposéquence du Mont Marau



La façade maritime se prolonge, côté mer, par la *plaine littorale*, peu importante par sa superficie, mais importante sur le plan économique. Elle est présente sur la majeure partie des 180 kilomètres de côtes mais, suite à des effondrements (Deneufbourg, 1965), disparaît au Nord et au Nord-Est de l'île, et à l'Est de la presqu'île où la falaise rocheuse plonge directement dans la mer, sur une longueur totale avoisinant 25 km. Ailleurs la falaise périphérique morte est, depuis le dernier abaissement du niveau marin, il y a environ 3000 ans (Guilcher et al., 1969), séparée de la mer par une plate-forme détritique de largeur très variable : de quelques dizaines de mètres à environ 1,5 km à Atimaono, au Sud de l'île. D'origine colluvio-alluviale, parfois en légère pente vers la mer, la topographie d'ensemble de la plaine littorale est peu accusée malgré la présence de nombreuses dépressions marécageuses.

II. GEOLOGIE - PETROGRAPHIE

A. Géologie

Le volcanisme de l'Archipel de la Société est communément analysé et interprété suivant le modèle du « point chaud » (Boutault, 1985) : la plaque lithosphérique Pacifique, mobile, porteuse des édifices volcaniques, glisse au-dessus d'un centre émissif fixe situé dans le manteau. Ainsi s'explique l'échelonnement des îles selon une direction N.W. et leur âge régulièrement croissant dans cette direction. La dernière île émergée issue du point chaud est Méhétia (Figure I.1), tandis que trois autres volcans sous-marins sont actuellement actifs dont Taehitia à moins de 40 kms de Tahiti-Iti (Talandier et Brousse, 1986).

Des plus vieilles (situées au N.W.) aux plus jeunes (situées au S.E.) (Figure 1.1), les îles sont essentiellement faites de basaltes de plus en plus sous-saturés (Boutault, 1985).

Les édifices volcaniques de Tahiti, la plus importante des îles hautes de l'Archipel de la Société, sont constitués par l'empilement de coulées de laves de puissance généralement métrique et de pendage faible (compris entre 6 et 10°), aujourd'hui disséquées par l'érosion.

- Ces édifices sont constitués de plusieurs unités successives (Deneufbourg, 1965) : des coulées d'une lave andésitique compacte, gris-bleue, visible seulement au coeur des volcans, dans les caldeiras. Elle y constitue une zone elliptique d'environ 3,5 sur 5 km incluant la cheminée principale, culot de roches grenues (syénite, diorite, gabbro) s'étendant sur environ 1 km² dans l'île et quatre fois moins dans la presqu'île ;

- un empilement de coulées de laves basaltiques dont la puissance totale dépasse 2000 mètres et dont les affleurements peuvent être observés dans les grandes vallées qui les entaillent. Un niveau rouge-brique (sol ou niveau d'altération fossile recuit) en marque localement la limite supérieure et témoigne d'un arrêt momentané de l'activité volcanique; - des coulées de lave trachy-andésitique, plus importantes dans la presqu'île où elles apparaissent localement ;

- des matériaux variés interstratifiés (tufs basaltiques, basalte...) émis par des cônes éruptifs secondaires et latéraux, au cours des différentes phases du volcanisme principal.

- enfin, recouvrant les épanchements précédents, un nouvel empilement de coulées de laves basaltiques d'âge Pleistocène, dont la puissance peut être estimée à une centaine de mètres et qui constituent l'essentiel de la partie supérieure des volcans, en partie conservée au niveau des planèzes. Ces laves constituent les roches-mères des sols étudiés dans ce mémoire.

Dans les grandes vallées, on retrouve aussi les reliquats de formations de remplissage, (agglomérats bréchiques) ou de laves basaltiques (à débit souvent prismatique, selon le mode d'éruption), issues de coulées tardives de vallées.

A l'exception des calcaires récifaux, les roches de Tahiti sont donc des roches magmatiques, essentiellement des basaltes.

Le chimisme de toutes ces roches basaltiques diffère peu. Ces dernières sont alcalines, riches en magnésium, calcium et titane et pauvres en silicium. Ce sont des basaltes lourds, dérivés de laves alcalines sous-saturées (Brousse, 1969). Le tableau IV.13 indique la composition chimique de quelques-unes de ces roches.

B. Pétrographie : Description et classification des laves

Les roches basaltiques s'inscrivent dans une série alcaline sous-saturée ayant évolué par cristallisation fractionnée (Boutault, 1985) : lorsque la lave-mère arrive en surface, elle peut déjà posséder de grands cristaux (phénocristaux) qui se sont constitués dans la chambre magmatique souterraine lors du début du refroidissement. Quand le magma résiduel se solidifie en surface, apparaissent les microlithes, essentiellement de plagioclases (Brousse, 1986).

Ainsi, du fait de la cristallisation fractionnée, la composition chimique des laves évolue en s'écartant progressivement de celle du basalte primitif (Guille et al., 1993b).

On peut alors distinguer, selon la nature et l'abondance des phénocristaux, toute une série de roches différant entre elles texturalement et chimiquement, bien qu'issues d'une même lave originelle (Boutault, 1985; Lavest et Leotot, 1990).

Ces roches et leurs principales caractéristiques minéralogiques sont les suivantes :

- Les basaltes picritiques (ou picrites) sont des roches grises, massives, riches en phénocristaux d'olivine (jusqu'à près de 70 % de la roche = océanites) ou en phénocristaux de pyroxènes (ankaramites) et en granules, prismatiques à cubiques, de titanomagnétite.



Planche I.1: Basaltes de TAHITI - Microscopie optique . L.N. x 156

- 1 Basalte microlithique (Echantillon n° 6, tableau IV. 13) En noir : microcristaux de titanomagnétite
- 2 Basalte à augite et olivine (Echantillon n°1, tableau IV. 13) En noir : microcristaux de titanomagnétite

Les baguettes (80 à 200 μ m) et les microlithes de plagioclases (Labrador) sont dispersés dans une pâte.

Ces roches ne s'observent que rarement en affleurement sur les planèzes de Tahiti. Elles n'apparaissent pas dans les secteurs étudiés.

Les basaltes sensu-stricto, constituent l'essentiel des roches-mères des sols de Tahiti et la totalité de celles dont est issue la couverture pédologique des planèzes.

Ce sont des roches grises à noires, de texture compacte massive ou vacuolaire fine témoignant d'un dégazage tardif des coulées. La structure, souvent microlithique, évolue fréquemment vers une structure porphyrique.

Les variations structurales sont à relier aux modalités de refroidissement des coulées (Boutault, 1985). L'olivine est toujours abondante sous forme de phénocristaux ou de microphénocristaux, mais le minéral majeur est le pyroxène (salite titanifère ou augite en phéno et microphénocristaux de 500 μ m à 1500 μ m). On observe aussi des microphénocristaux (jusqu'à 400 μ m) de titanomagnétite.

La mésostase présente l'association pyroxène + plagioclase (Labrador) + minéraux opaques (notamment grains de titanomagnétite, particulièrement abondants en microcristaux d'environ 50 μ m). On peut aussi y observer des fibres d'ilménite et des aiguilles d'apatite (Boutault, 1985).

L'abondance des cristaux d'augite titanifère et de titanomagnétite confère à ces basaltes leur richesse en titane (Planche I.1).

- Les hawaïtes, peu représentées à Tahiti, sont totalement absentes des secteurs étudiés.

La roche est gris clair, massive. Les plagioclases qui cristallisent en phénocristaux (700 μ m à 1 mm) et microphénocristaux (300 μ m) en sont les minéraux caractéristiques; les microphénocristaux d'olivine et de pyroxène sont plus rares que dans les basaltes. La titanomagnétite y cristallise en abondants microphénocristaux (400 μ m) (Boutault, 1985). Les hawaïtes sont, avec les basaltes, les laves les plus riches en titane (jusqu'à 4,5 %, Boutault, 1985).

- Nous citerons, pour mémoire, car ils sont peu répandus dans l'Ile de Tahiti, les autres types pétrographiques, par ordre de richesse en Na₂O + K₂O et en silice : les *mugéarites* (la tahitite est une mugéarite à haüyne), les *benmoréites*, roches grises plus claires que les basaltes, pauvres en (ou sans) olivine, les *phonolites*, roches grisâtres à altération blanchâtre, à phénocristaux et surtout microlithes de néphéline, enfin les *trachytes*, roches neutres à feldspaths alcalins. Dans les faciès les plus riches en Si, la silice peut cristalliser en quartz ou tridymite (Boutault, 1985; Brousse, 1986).



Figure I. 3 Evolution des teneurs en fitane des basaltes en fonction de la distance au "Point chaud" (d'après G. BOUTAULT. 1985)

۰.





D'une façon plus générale, le chimisme des laves de Tahiti s'inscrit dans le schéma d'évolution pétrologique d'ensemble des volcans de la Société. Les basaltes (au sens large) de Tahiti s'intercalent entre les *basanites titanifères* (basaltes à néphéline) de l'île de Méhétia (Mottay, 1976; Brousse et al., 1982) et les roches de Moorea, alternance de laves peu potassiques (basaltes alcalins) et de laves plus potassiques (mugéarites et benmoréites) (Blanchard, 1978).

:

On observe, par exemple, une croissance des teneurs en *titane* des basaltes de Maupiti (2,63 %) ou Huahiné (2,36 %) (Einsenstein, 1980) à ceux de Moorea (3,46 %) et Méhétia (5 %) (Blanchard, 1978) (Figure I.1). Les teneurs en titane vont croissant vers le point chaud (Boutault 1985) (Figure I.3).

III. CLIMAT

Tahiti bénéficie d'un climat tropical humide affecté par la proximité de l'océan et la présence d'un important relief. Cette île haute, montagneuse, est soumise à l'influence des alizés (soufflant du S.E.) pendant la majeure partie de l'année. La répartition des précipitations est liée à l'orientation des côtes par rapport au vent. La côte Est, au vent, est la plus arrosée, la côte Ouest est plus sèche. On peut distinguer deux saisons : chaude et humide de novembre à mai (été austral), plus sèche et relativement plus fraîche de juin à octobre.

A. Pluviosité

Elle est influencée par les alizés soufflant de l'est et par le relief. La côte Est, au vent, reçoit, au niveau de la mer, de 3000 à 4000 mm d'eau par an. La côte Ouest n'en reçoit qu'un peu moins de 2000 mm (Figures I.4 et I.5). La pluviosité croît très rapidement avec l'altitude et en fonction de l'orientation des versants par rapport aux vents dominants. C'est ainsi que les précipitations maximales enregistrées ont atteint, en 1980, 10 000 mm à la cote 500 de la vallée de la *Papeiha* sur la côte Est de l'île, recevant les alizés de plein fouet. Son pendant sur la côte Ouest, la vallée de la *Punaruu*, ne recevait dans le même temps, qu'un peu plus de 3 000 mm d'eau (Figure I.5).

Les moyennes mensuelles et annuelles des précipitations sont données dans le tableau I.1 et reprises graphiquement dans la figure I.5. Les écarts à la moyenne annuelle peuvent être importants, de l'ordre de \pm 300 à 800 mm sur la côte Ouest de l'île et de \pm 1200 mm sur la côte Est et la presqu'île. Ici 90 jours en moyenne reçoivent plus de 10 mm d'eau, et 15 jours plus de 50 mm, tandis que sur la côte Ouest, 50 jours reçoivent 10 mm d'eau et 10 jours plus de 50 mm.

Station <i>Période</i> Altitude	JANVIER	FÉVRIER	MARS	AVRIL	MAI	NIOC	JUILLET	Αούτ	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DÉCEMBRE	Maximum <i>(année)</i> Moyenne Minimum <i>(année)</i>
Fasa 1958-1981 1,5 m	343,7	229,0	195,3	120,0	96,8	66,3	58,5	39,2	43,5	91,0	144,8	263,6	2485.3 <i>(1965)</i> 1691.7 940.0 <i>(1972)</i>
Pamatai 1 <i>968-1981</i> 338 m	489,4	330,0	291 , 3.	158,9	94,2	65,6	53,9	⁻ 44,1	47,3	118,8	157.0	343,2	3152,4 <i>(1970)</i> 2193,7 1393,6 <i>(1972)</i>
Paea 1949-1981 4 m	241,4	181,2	∽ 160,1	91,3	115,6	61,7	54,3	68,0	58,0	96,3	150,8	213.7	2385.8 <i>(1965)</i> 1492. 4 885.4 <i>(1951)</i>
Mont-Marau II 1978-1981 1420 m	643,5	475.6	601,4	282,1	124,3	112,3	103,6	74,4	58,1	174,1	215,3	309,1	3440,0 <i>(1979)</i> 317 3,8 2756,0 <i>(1980)</i>
Papara II 1976-1981 4 m	257,7	197,7	166,2	166,2	159,9	234,4	130,6	76,9	96.5	219,0	247,5	242,0	3116,7 <i>(1979)</i> 2194,6 1018,2 <i>(1976)</i>
Taraveo I 1960-1981 19 m	408,2	338,5	328.0	253.0	211,0	151,2	136,9	125,0	161,5	249,8	361,8	483.0	4658.0 <i>(1979)</i> 3207.9 1836.2 <i>(1972)</i>
Tenhupoo II 1969-1981 4 m	289,4	267,2	214,2	231.5	318,4	357,1	207.4	230.6	222.4	381,4	416,1	345.7	5006.0 <i>(1978)</i> 3481.2 1683.7 <i>(1976)</i>
Pueu 1968-1981 4 m	466.5	410.3	364,9	280,1	202,7	207.5	117.7	126.4	146.2	262.2	350,4	486.0	4743.6 (1981) 3420.9 1955.6 (1972)
Afeehiti II 1 <i>969-1981</i> 450 m	459.3	373.2	354,1	234.7	202.2	228.6	144.7	128,5	177.1	297.9	341,8	498.7	4758.0 <i>(1970)</i> 3440.8 2139.6 <i>(1972)</i>
Tlarei II 1971-1981 2 m	599.8	508,1	439,4	321,4	258.8	245,8	123.9	133.5	131,4	312.9	371,0	651,3	4882.4 (1974) 4097.3 2184.7 (1972)
Super Mehina 1974-1981 270 m	694,3	383.2	412.2	209,8	147.0	143.9	94.8	52.0	59,3	175,7	219,5	509,3	4520.6 <i>(1981)</i> 3101.0 2167.4 <i>(1977)</i>

Tableau I.1 Précipitations : Hauteurs moyennes mensuelles Minimums, moyennes et maximums annuels.



B. Autres données (Station météorologique de Faaa-Aéroport, côte Ouest, période 1958-1981, Figure I.6).

- La température moyenne annuelle est de 25,7°C à Faaa où les écarts entre les moyennes journalières des mois le plus chaud et le plus froid ne dépassent pas 2,6°C. L'écart moyen journalier est, à Faaa, de 7°C tout au long de l'année. La moyenne annuelle décroît avec l'altitude, tombant à 22°C à 420 m d'altitude sur le plateau de Taravao.

- L'humidité relative : la moyenne annuelle est de 78 % (de 75 % en août à 79 % de décembre à mai). Les minimums et maximums moyens sont respectivement de 63 et 91 %.

- L'insolation (Héliographe Campbell) : la durée moyenne annuelle de l'insolation a été de 2671 heures durant la période 1958-1981.

- L'évaporation (Evaporimètre Piche, sous abri) : la moyenne annuelle atteint 1072,5 mm.

IV. VEGETATION

La description qui suit, des principales associations végétales de Tahiti, est due à Jacques Florence (extrait de l'ouvrage de G. Cuzent, 1860, réédité et complété en 1983). Florence (1983) distingue à Tahiti cinq zones auxquelles correspondent cinq types d'associations végétales :

A. Les associations littorales

L'état actuel de cette zone ne donne plus aucune idée de la végétation du passé, la pression humaine y ayant entraîné des modifications irréversibles.

Des forêts primaires à *Hibiscus tiliaceus (purau*) ne subsistent que des bosquets. C'est sur la côte Est que cette végétation primaire est le mieux conservée. La végétation actuelle de cette zone est essentiellement composée de multiples espèces ornementales introduites depuis l'arrivée des Européens.

B. Les associations des grandes vallées

Nous trouvons ici les formations qui se développent sur les alluvions plus ou moins grossières du lit majeur des grandes rivières. Elles comprennent notamment le *purau* qui remonte depuis le littoral jusque vers 400 à 500 m sur les versants des interfluves et *Terminalia catappa (autaraa popaa,* badamier) qui se cantonne à l'entrée de ces vallées, comme le *hotu* ou le *tamanu*. Un caractère remarquable de ces forêts est la naturalisation d'espèces introduites qui sont souvent caractéristiques d'une ou de quelques vallées :

Teiplaris surinamensis dans la vallée de la Fautaua, *Cananga odorata* dans la vallée de la Vaité (Figure I.5). Une autre particularité des grandes vallées est le développement de groupements d'une très grande pauvreté spécifique, caractérisés par une seule espèce arborescente telle que *Inocarpus fagifer* (mape) et un sous-bois quasi nul.

C. Les associations des premiers reliefs

Elles sont situées sur le pourtour de l'île à des altitudes ne dépassant pas 300 à 400 m et sous des précipitations annuelles moyennes de 3000 à 4000 mm environ. Elles comprennent des associations le plus souvent très dégradées. Des espèces introduites s'y sont largement développées comme *Psidium guajava (tuava popaa*, goyavier jaune). Probablement sous l'influence de feux de brousse se sont développées les landes à *Gleichenia linearis (anuhe)* et *Melinis minutiflora (mélinis)*.

D. Les associations de moyenne altitude

Situées dans des conditions climatiques à pluviosité supérieure à celle des formations précédentes, elles comprennent la forêt à *Metrosideros*, les landes à *Gleichenia*, les associations des pentes moyennes des vallées et les « forêts de nuages ».

La forêt à Metrosideros collina (Pua Rata) se développe entre 400-500 et 1000-1200 m sur les pentes des interfluves, sous les crêtes abritées du vent et à la partie supérieure des pentes exposées au vent (Papy, 1954)

Les landes à Gleichenia se trouvent essentiellement sur les plateaux, sur les sols les plus évolués donc les plus pauvres. Elles y couvrent de grandes surfaces en peuplements généralement monospécifiques et se sont développés à la suite d'anciennes occupations humaines ou de feux. De place en place Lantana camara parvient à s'implanter dans les secteurs plus secs, ainsi que Nephrolepis hirsutula, Spathoglottis pacifica (orchidée palmier). Cette lande peut s'enrichir localement en espèces ligneuses issues de la forêt voisine avec des pieds isolés de Metrosideros collina, Dodonaea viscosa, Commersonia bartramia, Hibiscus tiliaceus, Myrsine, Decaspermum fruticosum, Melastoma malabathricum (motuu), Glochidion (mahame).

Les associations sur pentes des vallées d'altitude moyenne se développent sous des pluviosités plus élevées. Nous y retrouvons Hibiscus tiliaceus, Aleurites moluccana, Neonauclea forsteri.

Dans les vallées humides sont largement répandues des espèces d'introduction récente comme *Rubus rosaefolius* (framboisier) ou *Miconia calvescens* (miconia), à côté d'espèces plus anciennes.

Les « forêts de nuages » sont situées dans les zones très arrosées des reliefs (plus de 4000 mm d'eau par an entre 900 et 1500 m d'altitude) et des hautes vallées (plus de 4000

mm d'eau également entre 300 et 600 m selon les secteurs). Elles comptent parmi les plus originales des associations végétales par leur richesse floristique et leur physionomie particulière (fougères arborescentes et divers épiphytes). Le taux d'endémisme y est supérieur à 70 %. Papy (1954) cite comme espèces caractéristiques une fougère arborescente Cyathea affinis (mamau) et une liane particulièrement abondante Freycinetia impavida (leie), auxquelles on peut ajouter Weinmannia parviflora (aito-moua) qui est l'espèce arborescente la plus commune, « structurant » la forêt. Les épiphytes sont abondantes, formant souvent de véritables manchons autour des troncs. Gleichenia y est toujours abondante.

E. Les associations des hauts sommets

Elles apparaissent au-dessus de 1500 m sur les crêtes et les dernières pentes des reliefs, dans un milieu où la ventilation et l'insolation sont intenses, mais où la température et l'humidité relative sont les plus faibles. Les diverses espèces y ont développé certaines adaptations afin de limiter la transpiration : feuilles coriaces, réduction de la taille des feuilles, développement d'une pubescence diversement étendue aux organes. Il s'y ajoute des ports prostrés et tortueux, conséquence de la violence du vent.

Les espèces caractéristiques de ces forêts sont : Ilex taitensis (mairai), Styphelia pomarae (aito moua), Vaccinium cereum (opuopu).

Les deux toposéquences étudiées dans ce mémoire recoupent plusieurs de ces associations végétales :

- les formations des premiers reliefs (riches en *Gleichenia linearis* et *Psidium guajava*) et de moyenne altitude (lande à *Gleichenia* parsemée de pieds de *Metrosideros collina* et d'*Hibiscus tiliaceus*) pour la toposéquence du plateau de Taravao.

- les formations des premiers reliefs (lande à *Gleichenia*, puis forêt de nuages riche en *Weinmannia parviflora* et toujours *Gleichenia*) pour la climoto-poséquence du Mont Marau.

.

·

CHAPITRE II

APERÇU SUR LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE DE L'ÎLE DE TAHITI.

Caractérisation et répartition des sols.

I. INTRODUCTION

Issus directement de roches volcaniques basiques, basaltiques pour l'essentiel, ou des produits transportés de leur altération, les sols de Tahiti peuvent, en schématisant, être répartis en deux grands ensembles : les sols des parties hautes de l'île et ceux des parties basses, ces derniers développés dans les matériaux soustraits aux premiers par érosion et accumulés à faible distance.

Pour les premiers, le processus marquant de la pédogenèse est, outre la désalcalinisation, la désilicification. Débutante sur les fortes pentes, elle s'accentue avec la décroissance de celle-ci quand l'altération se fait plus agressive. Elle devient quasi-totale lorsqu'est atteint, sur les "plateaux", témoins de la surface primitive du cône volcanique, le stade ultime de cette évolution conduisant à des oxydisols.

Les seconds se caractérisent au contraire par un net enrichissement en éléments enlevés aux premiers, la silice et les bases. Cet enrichissement conduit à la néoformation d'argile 2/1 et à l'apparition de sols aux caractères vertiques.

La distribution des sols dans le paysage reflète donc, en premier lieu, la topographie. On n'y distingue qu'un nombre restreint d'unités morphologiques (Figure 1.7) :

- les pentes résultant de la dissection du cône volcanique par les cours d'eau.



Fig. I - 7 : Coupe schématique de la séquence plateau ----- pente ------ plaine.

- les « plateaux » qui constituent les parties conservées des planèzes, reliques de la surface primitive du volcan ou des formations de remplissage des vallées. C'est dans cette unité que se placent les deux toposéquences faisant l'objet de cette étude.

- les surfaces planes d'accumulation des éléments détritiques, formations fluviatiles des vallées ou formations marines de la plaine littorale dont l'émersion résulte d'une récente régression marine.

Six des douze classes de sols de la Classification Française (CPCS, 1967) sont représentées à Tahiti mais elles sont, par leur développement, d'importance très inégale.

Les sols ferrallitiques, dont les oxydisols, y recouvrent, de loin, les superficies les plus importantes ; viennent ensuite les sols peu évolués, les sols brunifiés, les sols hydromorphes, les sols calcimagnésiens, les sols minéraux bruts.

Les sols hydromorphes, les sols calcimagnésiens et les sols peu évolués d'apport se rencontrent dans les zones basses planes (sols d'accumulation des vallées et de la plaine littorale). Les autres sont répartis en trois grands groupes et 17 unités pédologiques contrôlées essentiellement par les facteurs topographiques et climatiques (pluviosité et température) (Jamet, 1987) (Figure I.8).



Notre étude se rapporte à seulement trois de ces unités pédologiques, caractéristiques de la surface des « plateaux ». Aux plus basses altitudes, la couverture pédologique est uniformément constituée d'oxydisols. Lorsque l'altitude atteint une valeur suffisante peuvent apparaître, sous l'effet du rafraîchissement climatique, des podzols gibbsitiques (Figure I.8).

II. LES SOLS SUR PENTES : UNE SUCCESSION DE SOLS PLUS OU MOINS ÉRODÉS ET D'ÉVOLUTION VARIABLE (Jamet, 1986, 1987, 1993).

Les cônes volcaniques relativement jeunes de Tahiti-Nui et Tahiti-Iti sont entaillés par une multitude de vallées profondes aux pentes escarpées que seules d'étroites crêtes séparent les unes des autres, en leur partie amont. Et si, à l'aval, à la périphérie de l'île, subsistent encore de nombreux lambeaux de la surface primitive des volcans (planèzes), ceux-ci sont eux-mêmes profondément ravinés.

Les pentes dans toutes ces zones occupent donc, et de loin, les superficies les plus importantes de l'île. Partout, à l'exception toutefois des « murs » proches de la verticalité, ces pentes sont recouvertes d'un sol, parfois très réduit, qui se développe sous la protection d'un manteau végétal.

A. Sur les pentes les plus fortes (> 110%)

Sur les pentes les plus fortes, parsemées d'éboulis et de blocs rocheux, se développent :

1. Jusqu'à 900 ou 1000 m. d'altitude

Des sols peu évolués d'érosion, brunifiés, lithiques, humifères. Un horizon A friable, riche en graviers basaltiques et en matière organique (15 %) repose directement sur la roche altérée où s'ancrent les racines (profil AC).

Ces sols sont faiblement acides (pH 6,0) et riches en tous les nutriments.

2. Au-delà de 900/1000 m.

Le climat fraîchit et la pluviosité croît. Les conditions sont favorables à une plus grande accumulation de matières organiques. Il apparaît des *sols à profil peu différencié, très humifères, d'altitude.* Un épais horizon humifère acide et riche de 30 % en moyenne de matière organique bien incorporée repose sur une altérite passant progressivement à la roche désagrégée. Le complexe d'échange est désaturé, le complexe d'altération, fortement désilicifié, pauvre en métahalloysite, s'enrichit en gibbsite et en fer amorphe.

B. Sur des pentes encore fortes (60-110 %)

La pente décroissant sensiblement, les sols peuvent se développer davantage. Bien qu'encore peu profond et peu différencié, le profil atteint le stade A (B) C, avec un horizon (B) peu développé.

1. Jusqu'à 900/1000 m d'altitude

L'on a des sols bruns eutrophes tropicaux peu différenciés d'érosion. Ils sont graveleux ou caillouteux, riches en minéraux primaires résiduels (labrador et augite), peu acides et riches en matière organique (10 %).

2. Au-delà de 900/1000 m.

Apparaissent des sols bruns à brun-jaunâtres, très fortement acides $(pH \sim 4,5)$. Ce sont des sols bruns dystrophes, humifères, d'altitude. Une importante quantité de matière organique s'y accumule, formant soit un humus brut ou moder, très acide (pH 3,5), très fortement désaturé en cations, soit un mull acide (pH 4,5) assez bien saturé. Dans l'un et l'autre cas, la forte acidité correspond à des teneurs élevées en aluminium échangeable.

Les sols à moder se rapprochent des sols ferralitiques (sols intergrades ferrallitiques), les sols à mull acide, relativement riches en constituants amorphes, présentent des affinités avec les sols andiques (sols intergrades andiques). Ce sont tous des sols désaturés, au complexe d'altération assez fortement désilicifié où la métahalloysite, dominante, est associée à la gibbsite.

C. Sur des pentes plus faibles (20 - 60 %)

L'on entre, jusqu'à 900/1000 mètres d'altitude, dans le domaine des sols ferrallitiques bruns à brun-rougeâtres ou brun-jaunâtres. Leur profondeur, qui n'est pas toujours en rapport avec la pente, oscille entre 50 et 150 cm ; le profil est du type ABC.

• Dans la partie ouest, sous le vent de l'île (Tahiti-Nui), là où la pluviosité annuelle est inférieure à 2500 mm, subsistent des sols moins acides (pH 5,5/6,5) et plus riches en éléments nutritifs que partout ailleurs, dans les mêmes conditions topographiques. Ce sont des sols ferrallitiques faiblement ou moyennement désaturés, humifères.

Ils sont argileux à limono-argileux, bien structurés, poreux, à moyenne capacité de rétention d'eau. Le rapport molaire SiO_2/Al_2O_3 , proche de deux, traduit leur évolution ferrallitique. la minéralogie est dominée par la métahalloysite et les oxyhydroxydes de fer ; on y rencontre un peu de gibbsite, de TiO₂ et des minéraux primaires résiduels hérités de la roche-mère basaltique qui constituent une importante réserve calco-magnésienne. Les sols

sont riches en matière organique (7 à 10 %). La capacité d'échange cationique des horizons B (15-20 mé/100 g) est saturée à 50 %.

• Sur les faces exposées au vent, où la pluviosité annuelle est supérieure à 2500 mm, la couverture pédologique s'appauvrit. Les sols ferrallitiques sont généralement fortement désaturés, humifères. Ils demeurent aussi riches en matière organique, mais ne renferment plus de minéraux résiduels riches en bases. Ils possèdent les caractéristiques essentielles des sols faiblement désaturés, mais s'en distinguent par un lessivage plus accentué de la silice, que traduit le rapport molaire SiO₂/Al₂O₃ généralement inférieur à 1,5, et de plus fortes teneurs en gibbsite. Ils sont carencés en tous les nutriments et très acides.

III. LES SOLS DES PLATEAUX (Jamet, 1986, 1987b, 1993)

Les pentes les plus faibles (5-20 %) correspondent aux « plateaux », parties des planèzes encore épargnées par l'érosion. *Ils sont exclusivement l'objet de cette étude*.

On y observe une gradation de la pédogenèse en relation avec le rafraîchissement climatique lié à l'altitude.

Aux bases altitudes, la couverture pédologique est constituée d'oxydisols, sols ferrallitiques, désilicifiés, riches en oxyhydroxydes métalliques.

Aux altitudes supérieures à 900 m pour les secteurs Est (au vent des édifices volcaniques) et à 1000 m pour ceux situés à l'Ouest (sous le vent), le rafraîchissement climatique favorise l'apparition d'une litière, le sol s'acidifie et, au-dessus de 1100-1200 m, toujours selon l'orientation, l'accumulation organique est telle qu'elle a pu engendrer la podzolisation.

La couverture pédologique des « plateaux » comporte donc (Figure I.8) :

1. Jusqu'à 900/1000m

Des oxydisols (sols ferrallitiques, humifères, gibbsitiques). Les oxydisols correspondent au terme ultime de la pédogenèse de basse altitude, sous le climat tropical humide de la Polynésie, sur roches éruptives basiques. Ce sont des sols ferrallitiques totalement désilicifiés, dépourvus de minéraux argileux et relativement enrichis en oxyhydroxydes métalliques. Ils sont peu profonds (50 à 150 cm), brun-chocolat à brun-jaunâtres. Leur structure fine et très stable leur confère une forte perméabilité et un régime hydrique déficitaire marqué par un rapide assèchement.

Ces propriétés sont à rapprocher de la nature du complexe d'altération presque exclusivement constitué d'oxydes et d'hydroxydes de fer, de titane et d'aluminium. L'une de leurs caractéristiques essentielles est l'accumulation de titane, particulièrement importante dans les bas plateaux de la presqu'île de Tahiti où ont été relevées des teneurs de 20 % de TiO_2 .

Ces sols très acides et riches en matière organique ont une capacité d'échange cationique très variable, croissante avec le pH, mais totalement désaturée, sauf au sein de l'horizon humifère où prédominent les ions Al⁺⁺⁺.

La charge positive des surfaces des matériaux d'éluviation est élevée, ce qui explique en partie la forte rétention du phosphore tant par les oxydes métalliques que par la matière organique.

2. Entre 900/1000 m et 1100/1200 m

Des oxydisols de transition (sols ferrallitiques très humifères, gibbsitiques).

Cette faible fraction de la couverture pédologique des plateaux assure la transition vers les sols podzolisés. L'accumulation de matière organique provoque une forte acidification des horizons supérieurs, la désaturation du complexe absorbant est quasi-totale.

3. Au dessus de 1100/1200 m

Des podzols gibbsitiques.

Les débris végétaux s'accumulent, formant un épais horizon organique. Sous l'influence de celui-ci se sont formés deux minces horizons caractéristiques des podzols : l'un, supérieur, éluvial (E), est blanchi, l'autre, inférieur, est induré (horizon placique). Le premier renferme des teneurs élevées en carbone organique qui provient pour une grande part de particules résineuses fossiles (phlobaphènes). Sa fraction minérale est essentiellement constituée de gibbsite (qui lui donne sa teinte claire) et d'oxydes de titane et de fer.

Quant à l'horizon placique, mince pellicule cassante, de quelques millimètres d'épaisseur, il résulte d'une accumulation humo-ferrugineuse incorporant de la gibbsite et des oxydes de titane. Il constitue un sérieux obstacle à la pénétration de l'eau et des fines racines.

Ces sols peu profonds sont très acides et riches en aluminium échangeable.

IV. DANS LES ZONES BASSES : DES SOLS JEUNES ET RICHES SUR DES MATÉRIAUX TRANSPORTÉS (Jamet, 1986, 1987, 1993).

Les matériaux dont sont issus les sols sont ceux de la plaine littorale, des terrasses alluviales ou, tout simplement, des matériaux accumulés au pied des pentes. Ils ont une double origine. L'une, marine, venant du temps où la mer venait battre et démanteler le flanc des cônes volcaniques. Il en a résulté des falaises, mortes aujourd'hui, et, à leur pied, la plate-forme littorale qu'une légère régression marine (Guilcher et al., 1969) a, par la suite, fait émerger. C'est la plaine littorale qui ceinture une bonne partie des îles hautes. L'autre, terrestre, puisque l'érosion météorique a, dans le même temps et par la suite, soustrait aux flancs des volcans des quantités considérables de matériaux qui, entraînés par les eaux de ruissellement, ont alluvionné les basses vallées, colluvionné au pied des pentes ou recouvert les formations superficielles de la plaine littorale exondée. Ici se mêlent fréquemment, aux matériaux provenant de l'intérieur des îles, des dépôts détritiques calcaires issus du démantèlement des récifs coralliens.

La couverture pédologique de l'ensemble des zones basses colluvio-alluviales est faite de sols peu évolués d'apport et de sols hydromorphes.

A. Les sols peu évolués d'apport.

1. Les sols peu évolués d'apport colluvio-alluvial, hydromorphes ou non, à caractère vertiques.

Ils sont fréquents dans les plaines littorales. La texture des sols, argileuse à sablolimoneuse, est ici très variable, latéralement comme verticalement. Les éléments grossiers y sont fréquents mais le fait notable est le fort enrichissement en minéraux résiduels hérités du basalte. Pyroxène (augite) et feldspaths plagioclases, réserves potentielles de calcium et de magnésium, peuvent en effet représenter jusqu'à 1/5 du poids total. Il en résulte la formation, à côté de la métahalloysite, de smectites, minéraux phylliteux caractéristiques des milieux au drainage ralenti, relativement riches en bases et notamment en calcium et en magnésium. Ces argiles gonflantes sont à l'origine des caractères vertiques observés : large structure et développement, en période sèche, d'un réseau de fentes de retrait. Les sols sont bien imprégnés de matière organique sur une assez grande profondeur. Leur capacité d'échange cationique, très élevée sur tout le profil, est très fortement saturée, tant sont abondants les cations échangeables, en bon équilibre. Il en résulte une réaction qui, de faiblement acide en surface, atteint la neutralité en profondeur.

2. Les sols peu évolués d'apport alluvial.

De petites terrasses alluviales bordent le cours inférieur de la plupart des rivières, mais les dépôts alluvionnaires importants ne se rencontrent qu'en bordure des plus longs cours d'eau. Leur largeur atteint de 200 à 400 m dans les basses vallées de la Papenoo ou de la Vaitepiha (Figure I.2). Grossières et essentiellement caillouteuses à l'amont, les alluvions s'affinent progressivement vers l'aval. Là où le cours s'assagit, se sont déposées des formations limoneuses à limono-sableuses. Comme en plaine, elles sont enrichies en minéraux résiduels. Les sols y sont de bonne capacité agrologique ; faiblement acides à
neutres, ils sont riches, non seulement en éléments minéraux utiles mais aussi en matière organique et en phosphore.

3. Les sols peu évolués d'apport colluvial

Ils correspondent aux formations détritiques accumulées en contrebas de fortes déclivités, de reliefs abrupts, selon une pente généralement modérée. Ces matériaux remaniés, hétérogènes, sont, comme les précédents, riches en minéraux hérités. Les sols, riches en bases, bien pourvus en matière organique, profonds et bien drainés, y sont de bonne qualité.

B. Les sols hydromorphes.

Ils sont, sauf exceptions, localisés aux dépôts des basses vallées et de la plaine littorale. Lorsque cette dernière n'émerge qu'à peine au-dessus du niveau marin, l'hydromorphie y est alors quasi générale. Les secteurs hydromorphes, voire marécageux, sont également fréquents sur les plaines les plus vastes, à un niveau topographique plus élevé comme au Sud de Tahiti, « côté montagne », dans les zones dépressionnaires marquant le contact avec les falaises et les pentes abruptes et où l'absence d'émissaire freine l'écoulement des eaux pluviales ou de résurgences ou « côté mer », en arrière des cordons littoraux ou encore partout ailleurs, dans des secteurs déprimés où la nappe phréatique apparaît à faible profondeur. Dans tous les cas, l'évolution et les caractéristiques des sols hydromorphes sont dictées par un excès d'eau résultant de l'engorgement temporaire ou permanent, de surface, d'ensemble ou à faible profondeur.

1. Les sols hydromorphes minéraux à pseudogley ou à gley

Ils ont une fertilité chimique voisine de celle des autres sols de la plaine littorale, mais leur mise en valeur est difficile car le drainage est bien souvent impossible.

2. Les sols hydromorphes organiques, à tourbe semi-fibreuse ou altérée, oligotrophes ou mésotrophes

Ils sont bien moins fréquents. Tahiti en compte cependant une trentaine d'hectares. Les premiers sont très acides, les seconds beaucoup moins. Correctement drainés, ceux-ci peuvent être utilisés en cultures maraîchères ou vivrières.

.

.

DEUXIÈME PARTIE

La séquence du Plateau de Taravao :

des oxydisols fortement enrichis en titane

DEUXIÈME PARTIE

LA TOPOSÉQUENCE DU PLATEAU DE TARAVAO :

des oxydisols fortement enrichis en titane.

I. PRÉSENTATION : LE MILIEU ET LES SOLS

La toposéquence du plateau de Taravao (Figure I.2) s'étend à l'ouest de la presqu'île de Taiarapu. Elle recouvre le paysage le moins accidenté de Tahiti, à savoir une surface réglée de coulées résultant de l'épisode volcanique le plus récent et qui ont assuré la jonction entre les deux grands édifices préexistants (île et presqu'île actuelles).

Le secteur concerné, limité au nord et au sud par les vallées de Vaitehero et de Vairao (Figure I.5) est, en fait, fractionné en deux plateaux par une rivière de moindre importance, l'Aoma : le plateau de Taravao proprement dit et le plateau de Toahutu-Punui (Figure I.2).

Ces plateaux, dont la largeur s'amenuise avec l'altitude, s'élèvent sur une dizaine de kilomètres, depuis le niveau de la mer jusqu'à la cote de 700 mètres, où ils se rejoignent. La pente est généralement très douce (2 à 5 %) sur les premiers kilomètres. Au-delà, (vers le haut), entrecoupée de faux-replats, elle croît progressivement jusqu'à 10 à 12 %. Il en résulte une surface utile d'un millier d'hectares, utilisée à plus de 60 % par l'élevage ou l'agriculture, le reste demeurant sous friches, forêts ou lande de fougères.

Le substrat est un basalte mélanocrate à phénocristaux d'augite et d'olivine ou un basalte faiblement porphyrique dont la pâte contient une multitude de grains de titano-magnétite. Ce sont, parmi toutes les roches que nous avons analysées, les plus pauvres en silice (35 à 39 %) mais, à l'inverse, les plus riches en titane avec une teneur moyenne de 4 % de TiO_2 (Tableau IV.13).



Sur l'ensemble de ces plateaux, et malgré la forte pluviosité dépassant 3 000 mm par an, le drainage vertical l'emporte sur les écoulements superficiels. La pente modérée et la forte perméabilité des sols favorisent l'infiltration des eaux météoriques, préservant partiellement la couverture pédologique de l'érosion aréolaire et ravinante qui n'apparaît que lors des très fortes précipitations. Les eaux infiltrées s'écoulent latéralement, à profondeur variable, lorsqu'elles atteignent, dans le « mamu » (voir paragraphe suivant), un niveau suffisamment imperméable.

La végétation spontanée de ces plateaux, soumis depuis très longtemps à l'occupation humaine et aux feux, est très secondarisée. La fougère *Gleichenia linearis* (anuhe) en constitue une grande partie en peuplement souvent monospécifique. Cette "lande à anuhe" peut localement s'enrichir d'espèces ligneuses provenant de la forêt ancienne dont subsistent quelques îlots. C'est ainsi qu'apparaissent des pieds isolés de *Metrosideros collina*, d'*Hibiscus tiliaceus* et des espèces introduites comme *Psidium guajava*, goyavier jaune qui peut devenir envahissant aux basses altitudes.

Les profils de la séquence ont été établis sous ce type de végétation, en des secteurs encore préservés de l'activité humaine, ou sous prairie.

La couverture pédologique de la séquence du plateau de Taravao a été étudiée à l'aide de six profils schématisés dans la figure II.1.

Les sols sont peu épais. La profondeur cumulée des horizons humifères A et des horizons oxiques B oscille entre 0,50 et 1 mètre, un peu plus (1,50 m) dans le profil TAR 17. A ces profondeurs apparaît le « mamu », nom tahitien exprimant l'idée de terre inculte et étendu aux produits de l'altération des roches volcaniques. Des boules de basalte altéré ont pu être atteintes dès 0,80 m (TAR 210) mais nulle part les sondages n'ont permis de pénétrer le substrat rocheux à moins de 2,50 m.

Le sol au sens large se différencie donc en deux ensemble majeurs : le sol proprement dit, constitué par les horizons A humifères et les horizons B oxiques et le « mamu », ou altérite, que nous allons étudier successivement.

II. LA PARTIE SUPERFICIELLE ALTÉRÉE DU BASALTE OU « MAMU ».

Le « mamu » englobe les deux sous-ensembles de l'altérite, à savoir l'isaltérite, niveau où l'héritage lithologique demeure important, et l'allotérite, niveau où cet héritage s'estompe (Chatelin, 1972). Son épaisseur atteint couramment 2 ou 3 mètres et peut dépasser 10 mètres.

A. Caractérisation morphologique et micromorphologique

Les formations d'altération des plateaux sont de teinte variable. Elles sont gris-brun (7,5 YR 3/4) à reflets violacés, gris-ocre ou brun-jaunâtres (7,5 YR 5/6), brun-rougeâtres ou parfois rougeâtres (5 YR 4/6) ou encore d'une teinte chocolat caractéristique des formations basaltiques altérées (5 YR 3/4).

Elles sont généralement ponctuées de taches rouille correspondant aux phénocristaux ferromagnésiens altérés. Le changement de coloration parfois brutal peut être un indicateur de coulées successives.

Le « mamu » se présente comme une altérite friable ou assez compacte et dure, passant par une succession de stades d'évolution s'accompagnant d'une diminution progressive de l'héritage lithologique (texture, structure, lithoreliques). Celui-ci, important à la base, va s'estompant vers le sommet jusqu'à ce qu'apparaisse une véritable organisation pédologique.

Prudhomme et Gelugne (1986) distinguent dans le « mamu » quatre stades d'évolution au cours desquels la teinte passe du gris au rougeâtre et la granulométrie évolue d'un type graveleux sableux à un type limono-argileux, tandis que la plasticité augmente. La teneur en eau est toujours élevée, de 30 à plus de 60 %.

L'altération y a transformé ou détruit les minéraux primaires les moins stables, olivines et augites, tandis qu'elle épargnait les titanomagnétites très stables (Graham cité par Gaucher, 1968).

Les phénocristaux ferruginisés d'augite, ou ce qu'il en reste, demeurent visibles à l'oeil nu, très haut dans le profil. Au microscope, ils montrent des structures effondrées matérialisées par un squelette ferruginisé ou des structures mieux conservées caractérisées par une pseudomorphose partielle ou une accumulation absolue de gibbsite (voir analyses, tableau II.3).

Le pH des augites en voie d'altération étant très élevé, proche de 10, l'aluminium s'y trouve en un premier temps dans son domaine de solubilité à l'état d'anions aluminates et en est donc évacuée sous cette forme (Delvigne, 1965). Ce n'est vraisemblablement qu'ultérieurement, le pH baissant, qu'il peut s'immobiliser à l'intérieur des mailles ferruginisées des augites.

L'altération des microlites de feldspaths est, quant à elle, rapide et totale. L'aluminium y précipite au sein de gibbsite.

On observe ainsi un effacement progressif des structures du matériau. Seuls demeurent quasi-intacts les abondants microphénocristaux opaques de titanomagnétite.

Au sein du plasma d'altération (altéroplasma) s'individualisent de nombreux glébules blanchâtres de gibbsite et d'autres, plus rares et rougeâtres, vraisemblablement d'hématite. Les cavités diverses aussi bien que les chenaux ou fentes sont généralement dépourvus de cutanes. Certains chenaux peuvent toutefois être comblés par de la gibbsite. Cette dernière peut aussi cristalliser à la périphérie de petites cavités de dissolution, transformées ainsi en microgéodes. Plus rarement on peut observer une pellicule très riche en silice, épaisse de quelques micromètres, recouvrant les parois de fins canalicules.

B. Analyse chimique globale

L'analyse chimique du « mamu » montre que l'altération du basalte originel est quasitotale : l'analyse triacide (HCl, HNO₃, H₂SO₄) ne laisse en effet qu'un très faible résidu, généralement inférieur à 0,2 %. Les résultats de cette analyse, relative à chacun des profils de la séquence, sont reportés dans le tableau II.1, ainsi, pour comparaison, que ceux relatifs à la roche-mère (mise en solution par fusion alcaline).

Altitude (m) Profil Profondeur (cm)	640 TAR 210 180 - 200	450 VNA 1 120- 130	230 TAR 223 170 - 180	110 MAR 3 100 - 110	65 TAR 17 160 - 180	50 VNA 2 90 - 100	Roche-mère basaltique
SiO ₂	8,60	0,05	1,35	1,55	20,30	0,85	37,50
Al ₂ O ₃	31,80	27,75	34,00	34,00	28,50	29,50	16,82
Fe ₂ O ₃	30,30	37,40	32,55	32,50	27,50	37,75	15,00
TiO ₂	8,60	13,60	9,85	10,05	9,25	10,30	5,00
MgO	1,23	0,94	0,98	1,02	0,72	0,93	5,45
CaO	0,30	0,05	0,24	0,64	0,26	0,04	9,64
K ₂ O	0,08	0,01	0,00	0,06	0,05	0,01	0,80
Na ₂ O	0,22	0,03	0,21	0,74	0,17	0,06	0,98
P ₂ O ₅	n.d.	0,88			0,72	0,72	0,82
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ mol.	0,46	< 0,01	0,07	0,07	1,21	0,04	3,81

n.d. = non déterminé

Tableau II.1 : Analyse chimique du « mamu » (triacide) et de la roche-mère (fusion alcaline) des sols de la toposéquence du plateau de Taravao (en % du poids de sol séché à 105°C).

La composition du complexe d'altération est très largement dominée par les oxyhydroxydes de fer, de titane et d'aluminium. Ceux-ci représentent de 75 à 95 % du poids de l'altérite sèche, contre 37 % seulement pour la roche-mère.

La perte en silice, généralement quasi-totale, peut cependant n'affecter que le tiers ou la moitié de la silice originelle. Aucun facteur externe ne semble à priori pouvoir expliquer cette variabilité du comportement de la silice, ni l'altitude, ni la topographie, ni l'épaisseur des horizons sous-jacents de l'altérite. Peut-être doit-on alors évoquer des variations dans la

nature des coulées volcaniques. C'est ce que suggèrent les différences observées dans la teneur en minéraux lourds et tout particulièrement en titanomagnétites (Tableau.II.2).

La désalcalinisation est toujours très avancée, 80 à 92 % des ions alcalins et alcalinoterreux de la roche-mère ont été entraînés par les eaux de percolation. Les faibles teneurs en calcium dénotent une forte altération des augites et des plagioclases. Le comportement du magnésium est sensiblement différent de celui des autres éléments, son départ est plus progressif.

Echantillon Profondeur	Titanomagnétite (% de la fractio	Autres minéraux lourds on 50 - 500 μm)	Silice (% du sol sec)
TAR 17.6 160 - 180 cm.	33,8	4,2	23,12
VNA 1.7 120 - 130 cm.	22,2	21,2	0,06

Tableau II.2 : Les minéraux lourds et la silice dans le « mamu »

C. Microanalyses chimiques

Des microanalyses chimiques ont été effectuées à l'aide d'une microsonde Cambridge AN 10000 (tension 15 KV, temps de comptage 100 sec.).

1. Augites altérées

Les phénocristaux d'augite altérée, aux formes conservées, demeurent abondants dans l'isaltérite du profil TAR 210. Les analyses effectuées (Tableau II.3) concernent certains de ces cristaux.

Nous sommes en présence de deux stades de transformation concernant le même minéral.

			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO
Augites sain	nes ⁽¹⁾		46,6	5,9	7,4	3,4	13,3	21,9	0,7		
Augites altérées ⁽²⁾	Stade 1: ferruginisation	Bordure	8,6 14,2	6,5 66,8	55,1 8,4	16,7 4,1	8,0 0,1	3,1 4,6	0,5 0,1	0,5 0,7	0,6 n.déc.
	Stade 2: aluminisation	Intérieur	1,7	75,1	10,0	5,2	0,3	5,7	0,6	0,6	n.déc.

n.déc. = non décelé

 $^{(1)}$ = Valeurs moyennes de 6 analyses

 $^{(2)}$ = Valeurs moyennes de 3 analyses

Tableau II.3 : Composition d'augites altérées de l'altérite et d'augites saines de la roche-mère basaltique (% pondéraux) (microanalyses)

Le premier stade s'accompagne de l'apparition d'hydroxydes de fer selon un réseau développé en place du réseau de clivages et particulièrement sur les bords du cristal. Les dépôts ferrugineux, isotropes, fortement enrichis en titane (16 %) et conservant une forte proportion (60 %) du MgO initial, laissent de grands vides.

Au cours du deuxième stade de la transformation des augites, ces vides sont envahis par des cristaux de gibbsite tandis que le réseau ferruginisé s'estompe. Il devient anisotrope et prend une teinte jaune-orangé. L'ensemble du cristal devient essentiellement alumineux tout en conservant 8 à 10 % de fer et 4 à 5 % de titane et de calcium.

2. L'altéroplasma

C'est le plasma d'altération du « mamu », non encore soumis à l'organisation pédologique.

L'échantillon analysé provient du profil TAR 210. Il a été prélevé à une soixantaine de centimètres de la roche mère et à 220 centimètres de la surface du sol.

L'analyse (Tableau II.4) indique une désilicification irrégulière du plasma, les plages de l'altérite les plus fortement altérées n'étant pas forcément les plus appauvries en silice et inversement. La désalcalinisation est, par contre, quasi-totale.

Altéroplasma	SiO2	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅
Plage ocre clair	10,3	57,5	20,5	8,3	0,5	0,1	0,3	1,1
Plage rouge	27,0	32,3	25,4	10,6	0,3	0,3	0,2	2,0
Plage riche en microcristaux de titanomagnétite	10,9	39,6	31,4	13,1	0,6	0,3	0,0	3,7

Tableau II.4 : Composition de l'altéroplasma (isaltérite du profil MAU 8), en % pondéraux (moyennes de 3 microanalyses).

De ces analyses ressort également une certaine aluminisation de l'altéroplasma, la teneur en aluminium de la roche-mère étant multipliée par 2, voire par 4. Une fraction de cet aluminium est combinée à la silice dans de l'halloysite (détectée aux rayons X), mais la majeure partie demeure sous forme de gibbsite, irrégulièrement répartie, qui peut constituer jusqu'à près de 60 % de l'altéroplasma.

Cet enrichissement du plasma en aluminium est, pour une part, dû au lessivage des éléments les plus solubles, silice et cations basiques et, pour une autre part, à l'accumulation d'aluminium provenant de son éluviation des horizons sus-jacents. Ceci suggère une plus grande mobilité de l'aluminium que du fer (et aussi du titane), dont les oxydes peu mobiles se concentrent directement sur place, ou après de courts transports, participant ainsi à la ferruginisation des pyroxènes ou à la formation des glébules révélés par l'observation microscopique.

:

Les teneurs en fer de l'altéroplasma apparaissent relativement faibles comparativement à celles du sol global. Mais les augites ferruginisées, qui en contiennent de fortes quantités, sont abondantes, et nombre de plages riches en microcristaux de titanomagnétite sont aussi plus riches en fer.

3. Silanes

Les différents pores constituant la macroporosité de l'altérite, chenaux, fentes et cavités diverses, sont bien développés mais généralement dépourvus de cutanes. Certains pédotubules sont cependant localement recouverts d'un microcutane clair épais de seulement quelques micromètres et fortement enrichi en silice (silane), accompagnée de quantités appréciables d'aluminium, de fer et de titane (Tableau II.5). La silice libre, accompagnée peut être par de l'halloysite, s'est ainsi partiellement déposée au cours de sa migration.

	SiO2	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO
« Silane »	72,5	13,8	6,9	3,2	0,4	0,5	0,3	0,6	0,1

Tableau II.5 : Composition de recouvrements siliceux (« Silanes »), en % pondéraux (moyennes pour 3 microanalyses)

D. Composition minéralogique

Des analyses cristallographiques et thermiques (ATD - ATP) ont été effectuées sur les fractions $< 2 \mu m$ et 2-20 μm de l'isaltérite et de l'allotérite (voir ci-avant) des 3 profils TAR 17, VNA 1 et VNA 2.

1. Diffractométrie aux rayons X

La composition minéralogique de la fraction $< 2\mu m$ de l'isaltérite est caractérisée par la présence d'halloysite à 7 Å et de gibbsite. On retrouve ces minéraux dans la fraction 2-20 μm , où la gibbsite croît fortement, accompagnés d'hématite, de magnétite et de traces de goethite.

Dans l'allotérite, l'halloysite à 7 Å peut, soit subsister dans les deux fractions granulométriques (TAR 17), soit disparaître totalement (VNA 1).

Dans le premier cas (TAR 17), la composition minéralogique de la fraction $< 2 \mu m$ est, par ordre décroissant d'abondance : magnétite, hématite, gibbsite, halloysite à 7 Å, traces d'anatase. La fraction 2-20 μm ne laisse apparaître que de l'halloysite à 7 Å associée à des traces d'halloysite à 10 Å et de gibbsite.



Figure II.2 : Oxydisol TAR 17 - Horizon C 1

Analyse thermique différentielle des fractions < 2 μm et 2-20 μm

· 49

Cependant, lorsque les échantillons sont, préalablement à l'analyse, « nettoyés » au réactif citrate-bicarbonate-dithionite, la raie de la gibbsite se renforce, tandis que se confirment celles de la magnétite, et, à un moindre degré de l'hématite et de l'anatase. Ces minéraux étaient vraisemblablement soustraits à la détection par un enduit ferrugineux amorphe que dissout le réactif.

Dans le second cas (VNA 1), la composition de la fraction $< 2 \mu m$ est à base d'anatase, de gibbsite et de goethite tandis que la fraction 2-20 μm est dominée par la gibbsite associée à de l'hématite, de l'anatase, un peu de magnétite et des traces de goethite.

2. Analyse thermique différentielle

Les courbes d'A.T.D. montrent trois inflections principales soulignant les réactions endothermiques des minéraux (Figure II.2).

La première réaction, toujours présente, se situe entre 100 et 160°C. Elle correspond au départ de l'eau hygroscopique (eau absorbée à faible énergie). C'est le résultat de la déshydratation de la goethite mal cristallisée et des phases amorphes.

La seconde réaction, qui apparaît autour de 320-330°C, est due à la déshydroxylation (perte d'eau de constitution) de la gibbsite ou de la goethite.

La troisième réaction endothermique se manifeste entre 510 et 545°C. Elle est due à la déshydroxylation de l'halloysite et n'apparaît donc que lorsque ce minéral est présent.

Quant aux phénomènes exothermiques, ils peuvent apparaître vers 300°C et correspondent alors à la transformation magnétite \rightarrow maghémite (Fe₃O₄ $\rightarrow \gamma$ Fe₂O₃). Une réaction exothermique plus tardive (vers 380°C) pourrait indiquer une transformation de la maghémite obtenue précédemment ou prééxistant dans l'altérite en hématite (γ Fe₂O₃ $\rightarrow \alpha$ Fe₂O₃).

3. Analyse thermo-pondérale

Les courbes thermopondérales traduisent, outre le départ de l'eau hydroscopique signalé ci-dessus, deux pertes de poids.

La perte importante d'eau s'amorçant vers 220°C et s'achevant vers 300/320°C correspond à la gibbsite. Elle peut être cumulée avec la perte d'eau, trois fois moindre, de la goethite qui se produit dans ce même intervalle de températures, ce qui rend plus approximatif, voire impossible, le calcul de la teneur en gibbsite.

Dans l'intervalle 425-500°C se manifeste une autre perte de poids correspondant à la décomposition de la couche octaédrique de l'halloysite.

A partir de ces variations pondérales on peut calculer approximativement les teneurs de la gibbsite et de l'halloysite, au sein de l'altérite.

C'est ainsi que les fractions $< 2 \mu m$ et 2-20 μm de l'isaltérite du profil TAR 17 renferment respectivement environ 6 et 11 % de gibbsite et 21 et 27 % d'halloysite à 7 Å.

Ces mêmes fractions de l'allotérite du même profil renferment 9 et 6 % de gibbsite et 24 et 40 % d'halloysite à 7 Å.

L'allotérite du profil VNA l apparaît nettement plus riche en gibbsite avec, respectivement, environ 25 et 30 % pour les deux fractions $< 2 \ \mu m$ et 2-20 μm .

III. LES HORIZONS OXIQUES ET HUMIFÈRES

Surmontant l'altérite, les horizons oxiques B et B3C, puis les horizons humifères A, forment un continuum correspondant aux véritables horizons pédologiques. Ils conservent quelques témoins de l'altérite visibles sous forme de graviers ou de petits cailloux basaltiques.

Les horizons oxiques et humifères sont constitués d'un mélange d'oxydes hydratés (de fer et d'aluminium) et non hydratés (de fer et de titane), les horizons humifères étant, en outre, fortement enrichis en matière organique.

A. Caractérisation morphologique et micromorphologique

L'horizon oxique est caractérisé par une couleur allant du brun-rougeâtre (10 YR 4/4) au brunâtre (10 YR 3/1,5) et une structure polyédrique très fine associée à une forte porosité.

Vers la surface, le matériau des horizons humifères prend une teinte plus brune (10 YR 2,5/1 à 10 YR 3/3) ; la structure y est mixte, polyédrique et grenue très fine, la porosité croît, de même que la friabilité.

Dans les horizons oxiques, la texture et la structure de la roche-mère sont totalement détruites. Seuls peuvent subsister dans les horizons B3C des fantômes d'augite.

Le macrosquelette du fond matriciel de l'horizon oxique est extrêmement réduit. Il n'est en effet constitué que de titanomagnétites anguleuses ou échancrées dont la taille moyenne avoisine 1/10 de mm. Les grains microscopiques (5 à 10 μ m) de ce minéral sont, par contre, beaucoup plus abondants et ponctuent le plasma de minuscules taches brunes (15 à 25 pour 50 μ m²). Le pédoplasma brun-ocre, limono-argileux, dont l'organisation granulaire apparaît à fort grossissement, est isotrope. En effet, le trait le plus frappant de cet horizon homogénéisé est, comme le soulignent Buol et Eswaran (1978), l'absence apparente de domaines orientés, l'oxyde de fer masquant les propriétés optiques de ces domaines. Il s'y est développé une importante porosité correspondant à environ 65 % du volume total du matériau et répartie, à la profondeur de 50 cm, entre macro et microporosité dans la proportion approximative de 60 et 40 %, comme le révèle l'étude rétractométrique.

Cette porosité correspond à un important réseau de fentes ondulées et de chenaux débouchant dans des cavités millimétriques. Ces vides peuvent, localement, être tapissés de fines argilanes blanchâtres, faiblement biréfringentes, présentant l'extinction roulante et riches en gibbsite.

Dans les horizons humifères A, le plasma se résout en petits agrégats dont la taille la plus fréquente se situe entre 0,5 et 3 mm mais peut aussi ne pas atteindre 50 μ m pour les plus petits agrégats aux contours arrondis. La macroporosité et la microporosité se développant, les agrégats paraissent, en lame mince, totalement disjoints. La porosité totale atteint alors 70 %. Le pédoplasma se caractérise par sa teinte sombre, sa pigmentation organique et son isotropie. On y voit, épars, de minuscules glébules brillants, rougeâtres et biréfringents de nature sans doute hématitique ainsi que des microparticules blanchâtres de gibbsite et des microcristaux de titanomagnétite.

La frange éclaircie de certains de ces agrégats paraît imprégnée de silice (35 %), silice que l'on retrouve colmatant de fins canalicules intragrégats.

Les dépôts gibbsitiques beiges ou blanchâtres, généralement discrets, ne sont pas rares. On les remarque en bordure de certains pores interagrégats, à l'emplacement de radicelles mortes ou sur les parois de cellules ligneuses racinaires.

B. Propriétés physiques et physico-chimiques

1. La texture

L'analyse granulométrique des horizons oxiques révèle une texture limono-argileuse, plus fine qu'elle ne le paraît au toucher.

Il est en effet difficile, ainsi que l'ont déjà signalé Pernet (1954) à Madagascar ou Latham (1986) en Nouvelle-Calédonie, d'assigner une composition granulométrique bien définie à ces sols essentiellement constitués d'oxyhydroxydes, tant leur dispersion paraît difficile.

Les sables ne sont, en fait, que des pseudo-sables et les limons des pseudo-limons. L'observation de coupes à la loupe binoculaire ou au MEB montre, en effet, que toutes ces particules sont généralement des micro-agrégats.

Une expérimentation, conduite il y a quelques années par Tercinier (1969), sur des sols de Nouvelle-Calédonie, semblables à ceux de Tahiti, a montré que la dispersion des matériaux était plus complète si les échantillons étaient traités humides plutôt que séchés à l'air et traités à la soude ou à l'ammoniaque plutôt qu'à l'hexamétaphosphate. Mais il s'est avéré ultérieurement qu'un traitement aux ultrasons permettait d'obtenir une dispersion, et donc une composition granulométrique, non pas plus exacte mais plus facilement reproductible.

Les deux méthodes ont été testées sur les échantillons du profil TAR 17.

- Méthode classique : après destruction de la matière organique par H₂O₂, dispersion par l'ammoniaque de l'échantillon conservé humide, sédimentation en allonge et prélèvements à la pipette Robinson.
- 2. Méthode actuelle : après destruction de la matière organique par H₂O₂, dispersion de l'échantillon par les ultrasons, puis analyse granulométrique à l'aide du microgranulomètre « Sédigraph 5000 ET ». Cette analyse consiste à mesurer, par rayonnement X, la densité des particules fines, dans une suspension de 20 à 30 g de sol séché à l'air et tamisé à 2 mm, après destruction de la matière organique.

Le granulomètre Sédigraph n'analysant que les particules < 50 μ m, on fait un tamisage humide sur tamis de 50 μ m pour obtenir le taux de sables fins et de sables grossiers. Le limon et l'argile sont déterminés au Sédigraph sur un aliquote de la suspension recueillie après tamisage humide à 50 μ m (Delaune et al., 1991).

					Granulo	ométrie %			
Echantillon	chantillon Profondeur Horizon		<2	μm	2 - 2	0 μm	20 - 50 μm		
	(cm)		1	2	1	2	1	2	
171	0 - 10	AI	22,8	34,3	25,4	5,9	33,5	21,9	
172	20 - 30	A3	22,8	19,3	21,3	36,5	36,1	12,4	
173	40 - 50	B 1	21,6	51,8	18,0	18,8	32,4	16,4	
174	70 - 80	B2	37,0	34,8	24,1	34,8	31,5	18,0	
175	110 - 120	B3C	18,0	-	26,5	-	24,3	-	
176	160 - 180	C1	29,9	35,3	27,5	35,3	21.2	18,3	

Les résultats obtenus par l'une et l'autre méthode sont reportés dans le tableau ci-dessous :

1 - Granulomètre Sédigraph - dispersion par ultrasons

2 - Méthode pipette - dispersion à l'ammoniaque.

Tableau II.6 : Analyse granulométrique du profil TAR 17 - Comparaison des résultats obtenus par le granulomètre et la méthode pipette.

Les résultats obtenus par la méthode classique sont plus dispersés ; par ailleurs, il apparaît que, compte-tenu de l'importance de la fraction 20-50 μ m obtenue par l'analyse au granulomètre, les ultrasons épargnent une grande quantité de microagrégats.

Pour les sols de la séquence du Plateau de Taravao, nous avons utilisé la méthode classique pour les horizons oxiques B et B3C. Les résultats moyens sont donnés dans le tableau II.7 :

Profils	VNA 2	TAR 17	MAR 3	TAR 223	VNA 1	TAR 210	Moyenne
Argile (<2 μ m)	35,3	43,3	32,7	26,8	44,9	34,0	36,1
Limons fins (2 - 20 µm)	30,2	26,8	31,2	35,8	32,4	26,9	30,5
Limons grossiers (20 - 50 µm)	13,7	17,2	21,5	17,7	10,0	5,4	14,2
Sables fins (50 - 200 µm)	15,8	10,0	6,8	8,6	7,7	11,3	10,0
Sables grossiers (200 - 2000 μ m)	3,2	1,0	3,2	10,7	2,5	19,7	6,7

Tableau II.7 : Granulométrie des horizons oxiques (valeurs moyennes, pour chaque profil, des horizons B et B3C) des sols de la séquence du plateau de Taravao.

2. La stabilité structurale et la perméabilité

La structure des oxydisols de Tahiti est fine et stable. Même sous culture intensive, malgré les multiples travaux et l'exposition aux intempéries, sa dégradation est lente et limitée (Jamet, 1982).

L'élément de base de la structure est l'agrégat dont la taille la plus courante se situe entre 0,5 et 2 mm. Les agrégats dépassant 5 mm sont rares, mais les plus petits avoisinent 50 μ m. Qu'ils soient subarrondis ou polyédriques, émoussés ou grumeleux, tous sont d'une grande stabilité.

a) La stabilité structurale

Elle a été déterminée par la méthode de Hénin et al. (1958) qui consiste à déterminer l'indice d'instabilité structurale Is. Pour ce faire on mesure :

- Le taux d'agrégats stables sans prétraitement, après prétraitement à l'alcool et après prétraitement au benzène. Le pourcentage des agrégats stables est la moyenne arithmétique des trois valeurs obtenues.
- Le taux de la fraction 0-20 μ m le plus élevé des trois prétraitements : (A + L) maxi. Cette fraction permet de déterminer l'aptitude de la terre à se disperser.
- Le taux de la fraction sable grossier (S.G.) donné par la dispersion des agrégats.

L'indice Is est donné par la formule : _____(A + L) % maxi

Moyenne des agrégats stables % - 0,9 S.G.

Le coefficient Is est, pour les oxidisols de la séquence de Taravao, généralement inférieur à 0,1 (Tableau II.8), traduisant la très bonne stabilité structurale de ces sols. La valeur de Is peut, en effet, atteindre 100 pour les terres à forte instabilité structurale (Gaucher, 1968).

Echantillon	Profondeur cm	M.O. %	Ag.A %	Ag.E %	AG.B %	A + L %	Is	K cm/h
VNA						:		
11	0 - 10	15,6	78,3	84,5	83;8	2,08	0,03	109,3
12	10 - 20	11,0	75,9	72,1	78,5	4,16	0,06	31,3
13	25 - 35	4,9	81,5	86,4	82,8	2,08	0,03	69,9
MAR								
31	0 - 10	8,2	69,4	69,7	60,4	10,60	0,20	-
32	15 - 25	4,4	73,2	71,9	70,1	8,54	0,30	-
VNA								
21	0 - 10	6,8	80,0	74,6	74,8	7,80	0,11	21,7
22	10 - 20	3,8	75,4	78,4	76,3	4,68	0,06	27,5
23	25 - 35	2,7	82,0	77,4	78,4	4,16	0,06	54,6
24	40 - 50	2,2	79,1	79,1	77,9	3,64	0,05	59,6

Ag.A., Ag.E., Ag.B. = agrégats stables à l'alcool, à l'eau, au benzène.

Is = indice d'instabilité structurale.

K = vitesse de filtration.

A + L = argile + limon

Tableau II.8 : Stabilité structurale et perméabilité des horizons supérieurs des oxydisols.

Quel que soit le traitement appliqué, la proportion d'agrégats stables demeure extrêmement élevée. Il varie de 70 à 86 % après traitement à l'eau, les argiles et limons dispersés n'atteignant généralement pas 5 %.

La forte stabilité de la fraction demeurant après le prétraitement au benzène souligne le rôle important de la matière organique dans la stabilité structurale de ces sols.

Le fer, de par son abondance et la diversité de ses formes (hématite, goethite, magnétite, formes amorphes) contribue vraisemblablement à cette stabilité. Celle-ci, du fait de la coexistence en ce milieu acide et riche en oxydes, de charges positives et négatives est, pour une part, d'origine électrostatique (El Swaify, 1980).

b) La perméabilité

A l'image de la porosité, pouvant atteindre 80 % en surface (Tableau II.11), la perméabilité au champ apparaît excellente aussi bien sous végétation naturelle que sous prairie. Les oxydisols sont, en effet, caractérisés par leur excellent drainage; ils peuvent avoir, vis à vis de l'eau, un comportement de sols à dominante sableuse. Leur ressuyage est rapide et l'assèchement apparaît peu de temps après l'averse. C'est là le problème majeur

rencontré par les agriculteurs : il doivent, pour les cultures annuelles et malgré une bonne répartition des précipitations, recourir à l'irrigation.

Les mesures de laboratoire confirment les observations faites in situ. La vitesse de filtration K de l'eau (Hénin, 1976) à travers un échantillon du sol placé dans un tube est, en effet, élevée puisqu'elle peut varier de 20 à plus de 100 cm par heure pour les horizons humifères et oxiques (Tableau II.8).

3. Réaction et charge du sol. Capacité d'échange cationique.

a) Réaction et charge du sol.

Les oxydisols de la séquence de Taravao, et particulièrement leurs horizons oxiques et humifères, sont acides avec des pH (H_2O) inférieurs à 5,2 et qui peuvent descendre à 4,5 au sein des horizons A.

Lorsqu'il est mesuré en présence de KCl, le pH varie généralement peu : le Δ pH (pH KCl – pH H₂O) est faiblement négatif dans l'horizon A1 (-0,5 en moyenne) et égal à 0 ou très proche de 0 en-dessous. Le profil TAR 17 fait toutefois exception puisqu'il présente un Δ pH constant de -0,8 (Tableau II.9).

Profil	Echantillon	Profondeur	Horizon	p	н	∆рН	TCa m	ć/100 g	s	V (S/	T) %
		cm		H ₂ O	KCL	(2 - 1)	pH 7,0	pH sol	me/100g	pH 7,0	pH sol
				(1)	(2)						
	11	0 - 10	Al	4,4	4,1	- 0,3	40,7	12,6	2,36	5,8	18,7
	12	10 - 20	A1	4.5	4,4	- 0,1	31,0	8,5	0,53	2,0	7,4
	13	25 - 35	A 3	5,0	5,0	0	24,3	4,3	0,12	0,5	2,8
VNA 1	14	40 - 50	B3C	5,4	5,2	- 0,2	20,2	4,3	0,11	0,5	2,5
	15	55 - 65	B3C	5,2	5,2	0	17,6	1,5	0,04	0,2	2,6
	16	90 - 100	Cl	5,3	5,4	+ 0,1	14,2	1,0	0,07	0.5	7,0
	17	120 - 130	Cl	5,2	5,5	+ 0,3	13,4	1.0	0,07	0,5	7,0
	31	0 - 12	A1	4.6	3,9	- 0,7	25,1	9,5	1.05	4.2	11,0
	32	13 - 25	A3	4,7	4,2	- 0,5	22,5	-	0,80	3,5	-
MAR 3	33	30 - 40	AB	4,9	4,6	- 0,3	23,0	7,0	0,64	2,8	9,1
	34	60 - 70	B3C	5,3	5,3	0	14,3	-	0.65	4,5	-
	35	100 - 110	Cl	5,7	5,4	- 0,3	11,3	4,0	0.62	5,5	15,5
	21	0 - 10	A1	4,7	4,1	- 0,6	22,5	7,5	1,45	6,4	19,3
	22	10 - 20	A3	4,5	4,5	0	18,3	3,9	0,28	1,5	7,1
VNA 2	23	25 - 35	AB	4.7	4,7	0	17,2	2,5	0,07	0,4	2,8
	24	40 - 50	B3C	5,0	5,0	0	15.0	2,5	0.07	0,4	2,8
	25	55 - 65	Cl	5,0	5,0	0	12,3	1.7	0.05	0,4	2,9
	26	90 - 100	Cl	5,0	5,0	0	8,8	1,3	0.07	0,8	5,3
	171	0 - 10	A1	5,2	4,4	- 0,8	21,8		4,42	20,2	
	172	20 - 30	A3	5,3	4,5	- 0,8	18,9		0,42	2.2	
TAR 17	173	40 - 50	B1	5,6	4,7	- 0,9	21,3		0,33	1,5	
	174	70 - 80	B2	5,5	4,7	- 0,8	14,6		0,92	6,3	
	175	110 - 120	B3C	5,5	4,7	- 0,8	16,2		0,74	4,6	

T = Capacité d'échange cationique

S = Somme des cations échangeables.

Tca = Capacité d'échange cationique, méthode avec Ca⁺⁺

V = Taux de saturation.

Tableau II.9 : Caractéristiques physico-chimiques des oxydisols de la toposéquence du plateau de Taravao. On peut se référer à la valeur de Δ pH pour savoir si le sol est, ou n'est pas, au-dessous du point de charge 0 (point isoélectrique ou ZPC, point de charge 0 des anglo-saxons), c'est à dire au-dessous du pH auquel la somme des charges positives et négatives de surface, de l'ensemble de ses éléments constitutifs, s'équilibrent et se neutralisent (Parks, 1967).

Si Δ pH est positif, le pH du sol est au-dessous du point isoélectrique, celui-ci porte alors un excédent de charges positives (Keng et Uehara, 1974 ; Uehara et Keng, 1975). Cet état n'apparaît, pour les sols de la séquence, qu'à la base du profil VNA1 ; il est par contre plus fréquent et plus accentué pour les sols riches en produits ferrugineux de Nouvelle-Calédonie (Latham, 1986). Ceci serait dû à la présence de charges positives sur les oxyhydroxydes de fer, principalement en milieu acide et à l'absence d'argile et de matière organique (Sumner, 1963 ; Keng et Uehara, 1974).

Les oxydisols de la séquence de Taravao, pour lesquels Δ pH est généralement proche de 0, sont donc caractérisés par des surfaces peu chargées soit positivement (à cause de leurs oxyhydroxydes de fer) soit négativement.

b) Capacité d'échange cationique.

La capacité d'échange cationique (C.E.C.) des sols à charge variable est fortement dépendante de la méthode utilisée pour sa détermination (Sumner et Davidtz, 1965). C'est ainsi que les méthodes utilisées pour la détermination de la C.E.C. des sols à charge permanente, comme le lessivage par l'acétate d'ammonium 1 M à pH 7, surestiment de beaucoup la quantité des sites de rétention des cations lorsqu'elles sont appliquées aux sols à charge variable (Parfitt, 1980). Ceci est dû au fait que la somme des charges négatives croît nettement avec le pH (Chan et al., 1979). Il est donc généralement reconnu que les méthodes traditionnelles utilisées pour la C.E.C. ne doivent pas être utilisées pour les sols à charge variable (Van Raij et Peech, 1972 ; Gallez et al., 1976 ; Chan et al., 1979 ; Gillman, 1979).

Les résultats obtenus en mesurant la C.E.C. effective, au pH du sol, sont, quant à eux, en concordance avec les mesures de la charge nette (Gallez et al., 1976 ; Gillman, 1979).

Dans les oxydisols dépourvus de minéraux argileux, la capacité d'échange cationique des horizons humifères provient, pour une grande part, de la matière organique. Mesurée sur des échantillons conservés humides et à pH 7,0 elle est, pour l'horizon A1 des sols de la séquence, comprise entre 20 et 40 mé/100 g. Dans les horizons minéraux oxiques, constitués pour l'essentiel d'oxyhydroxydes de fer, d'aluminium et de titane, elle atteint dans les mêmes conditions, 15 à 25 mé/100 g, ce qui représente des valeurs élevées en l'absence d'argile minéralogique.

Des mesures effectuées en milieu non tamponné, c'est à dire au pH réel du sol, font apparaître une capacité d'échange cationique beaucoup plus faible que celle obtenue à pH 7,0. Notons qu'une perte importante de capacité d'échange apparaît aussi si les échantillons ont été préalablement séchés à l'air ; c'est pourquoi toutes les mesures ont été effectuées sur des échantillons conservés à l'état humide dans des sacs hermétiquement clos.



Figure II.3 - Capacité d'échange cationique des oxydisois VNA 1 et VNA 2 à pH 7,0 et au pH du sol.

Les résultats suivants ont été obtenus (Tableau II.9 ; Figure II.3) :

A son pH naturel, la capacité d'échange cationique de l'horizon humifère très acide varie, selon le profil, de 7 à 13 mé/100 g pour une valeur moyenne proche de 10 mé/100 g. Dans les horizons minéraux oxiques elle n'est plus que de 2 à 7 mé/100 g (moyenne : environ 5 mé) et elle décroît encore au niveau de l'altérite où elle peut ne pas dépasser 1 mé/100 g.

La mesure à pH 7,0 conduit à surévaluer de 3 à 4 fois la capacité d'échange des horizons Al des oxydisols, soit à une surestimation moyenne voisine de 20 mé/100 g ; cette surestimation ne décroît que très peu dans les horizons de forte pénétration humifère. Pour les horizons oxiques cette surélévation est en moyenne de 15 mé/100 g, mais c'est au niveau de l'altérite que s'observent les plus fortes surestimations, la capacité d'échange naturelle pouvant être multipliée par 14.

Les points isoélectriques des trois oxydes importants du sol sont de 4,5 pour TiO₂, compris entre 5,5 et 8 pour Fe₂O₃ et compris entre 7,5 et 9,5 pour Al₂O₃ (Greenland et

Mott, 1978). Ces valeurs peuvent être abaissées par des quantités importantes de matières organiques (Van Raij et Peech, 1972 ; Tama et El Swaify, 1978). Les charges négatives dominant au-dessus du point isoélectrique, cela explique cette surestimation de la capacité des oxydisols riches en oxydes de fer et de titane à retenir les cations lorsque leur capacité d'échange est mesurée en milieu tamponné à pH 7,0.

4. L'économie de l'eau

a) Généralités

La rétention de l'eau par le sol est essentiellement régie par la composition et le spectre poral de celui-ci. Le spectre poral peut, quant à lui, être généralement déduit de la texture (Tsuji et al., 1975).

On peut cependant remarquer que, pour ce qui concerne les oxydisols de Tahiti, la texture déduite de l'analyse granulométrique ne correspond pas à la texture apparente au champ.

Les oxisols hawaïens présentent des caractéristiques semblables. Définis par l'analyse granulométrique comme argileux ils possèdent, en effet, aux basses pressions de succion, des caractéristiques hydriques qui les rapprochent de sols de texture plus grossière (Sharma et Uehara, 1968).

En conséquence, pour pouvoir évaluer les caractéristiques hydriques de ces sols, il faut s'appuyer sur leurs propriétés physiques plutôt que sur leur texture. Sharma et Uehara, déjà cités, ont ainsi démontré l'influence des vides interagrégats et intraagrégats sur les caractéristiques hydriques de deux « oxisols » hawaïens. L'eau rapidement libérée aux basses succions est associée aux vides interagrégats et l'eau retenue par le sol aux plus fortes succions l'est dans les vides intraagrégats.

Il ressort des résultats de la littérature que l'analyse, faite à partir d'échantillons non remaniés, en se référant à une valeur du potentiel de l'eau de l'ordre de pF 1,5 à 1,7 (3,2 à 5 KPa), donne en général une bonne estimation de la teneur en eau maximale susceptible d'être retenue par le sol, c'est à dire à la capacité au champ après l'évacuation de l'eau de gravité à écoulement rapide (Hall et al., 1977).

Cependant, compte tenu des observations précédentes, la valeur de potentiel de l'eau, relative à cette capacité, apparaît comme une donnée variable. Pour Combeau et Quantin (1963), les teneurs en eau du sol à ce point équivalent à celles obtenues à pF 2,7, à partir d'un sol sec, tamisé à 2 mm.

La capacité au champ étant l'humidité du sol à la fin du drainage rapide on peut, selon Richards (1952) et Gaucher (1968), la déterminer in situ en mesurant la teneur en eau du sol après une période de forte pluviosité, suivie d'un ressuyage de 48 heures.

b) L'eau dans l'oxydisol VNA2

L'oxydisol VNA 2 est situé à la base de la toposéquence de Taravao (Figure II.1). Son profil hydrique (humidité au champ), correspondant à sa capacité au champ, a été déterminé dans les conditions précisées ci-dessus. Les courbes de distribution de l'humidité pour trois valeurs de potentiel de l'eau (pF 2,5, 3,0 et 4,2) ont été établies au laboratoire sur des échantillons non remaniés et non séchés (Tableau II.10, figure II.4).

				Humidit	é (g/g,%)	
Echan	tillon	Profondeur (cm)	Au champ	pF 2,5	pF 3,0	pF 4,2
VNA	21 22 23 24 25 26	0 - 10 10 - 20 25 - 35 40 - 50 55 - 65 90 - 100	29,1 25,2 22,3 23,0 25,0 28,7	28,4 25,7 21,4 20,5	23,6 22,5 18,7 17,9 19,3 21,1	18,7 17,0 15,0 14,7 14,1 14,8

Tableau II.10 : L'eau dans l'oxydisol VNA2.



60



Figure II.5 - Profils TAR 17 et TPA 1 Evolution des indices de vides ("e") et d'eau ("v") en fonction de la pression de succion.

61

. . . .

11 11

4

•

Pour la tranche 0-30 cm du sol, la plus largement explorée par les systèmes racinaires des plantes, le profil hydrique correspondant à la capacité au champ mesurée in situ est confondu avec la courbe de distribution de l'eau à pF 2,5 (32 KPa). Cette valeur de potentiel peut donc être considérée, pour ce sol, comme correspondant à sa capacité au champ.

La teneur pondérale moyenne en eau du sol à la capacité au champ est alors, pour les horizons supérieurs, de 27 % pour les deux premiers décimètres et d'environ 22 % pour la tranche 20-50 cm.

La capacité au champ, qui est l'une des caractéristiques importantes du sol, n'a de vraie signification que si elle est couplée avec le point de flétrissement permanent qui correspond à la plus faible humidité utile aux plantes, c'est à dire à pF 4,2.

Ces deux profils hydriques caractéristiques délimitent la réserve en eau utile, définie comme étant la quantité d'eau disponible pour les plantes (Hénin, 1976). Cette réserve est, ici, faible : elle ne dépasse, en effet pas, 8,5 %, en moyenne, du poids du sol pour les 50 centimètres supérieurs et 12 % plus profondément (Figure II.4).

c) Contenu en eau des horizons humifères et oxiques des oxydisols TAR17 et TPA1 (Tableau II.11, figures II.1, II.5 et II.6).

L'étude de la rétention de l'eau a été réalisée au laboratoire¹ sur des échantillons non remaniés et non séchés. Ils ont été réhumectés brutalement avec un excès d'eau, pendant une nuit, puis soumis à six valeurs de potentiel de l'eau soit 1 - 3,2 - 10 - 32 - 100 et 1600 KPa correspondant respectivement aux pF 1 - 1,5 - 2 - 2,5 - 3 et 4,2.

Les données reportées dans la figure II.5 sont présentées en indice d'eau (v) et en indice de vide (e), en rapportant les volumes d'eau ou de vide au volume de solide déshydraté.

Profil TAR 17: L'humidité maximale du sol, entre 0 et 50 cm à pF 1, donc durant la période de drainage rapide, ne dépasse pas 50 % de son poids (Figure II.6). A pF 1,5 (3,2 KPa) la teneur en eau est de 40 %. Comme pour le profil précédent, dont les caractéristiques sont voisines, cette valeur de potentiel ne correspond vraisemblablement pas à la capacité au champ qui doit être proche de celle du profil VNA 2 soit pF 2,5 (32 KPa).

A cette valeur de potentiel, l'humidité est de 34 % en poids entre 0 et 20 cm, puis de 30 % jusqu'à 50 cm. Seulement un tiers du volume poral du sol est alors occupé par de l'eau, 63 % de la (très forte) porosité, (proche de 80 %), demeurant remplis d'air. Même à pF 1,0, la moitié seulement du volume poral des échantillons est occupé par de l'eau, ce qui souligne l'importance de la macroporosité de ce sol.

¹ INRA Versailles : D. Tessier



Figure II.6 - Profils TAR 17 et TPA 1 - Variation de l'humidité en fonction de la pression de succion dans les horizons humifères et oxiques

63

·-

Echantillons D.R.	Pression de succion KPa	Humidité g/g, %	d. app. g/cm ³	Porosité % vol.	Indice de vide, e	Indice d'eau, v	Vol. poral occupé par l'air, %
TAR 171 0 - 20 cm D.R. = 3,5	1 3,2 10 32 100 1600	48,41 40,51 35,82 34,30 32,48 21,08	0,77 0,85 0,80 0,82 0,87 0,90	78 75 77 76 75 74	3,56 3,15 3,40 3,29 3,05 2,88	1,69 1,42 1,25 1,20 1,14 0,74	52,5 54,9 63,2 63,5 62,6 74,3
TAR 173 40 - 50 cm D.R. = 3,7	1 3,2 10 32 100 1600	50,36 39,08 33,94 29,74 31,39 23,51	0,83 0,79 0,84 0,78 0,99 1,06	77 78 77 79 73 71	3,22 3,44 3,18 3,47 2,55 2,30	1,76 1,37 1,19 1,04 1,10 0,82	45,3 60,1 62,5 70,0 56,8 64,3
TPA 11 0 - 20 cm D.R. = 3	1 3,2 10 32 100 1600	65,77 59,64 48,91 50,41 44,78 31,76	0,59 0,57 0,60 0,54 0,70 0,71	80 81 80 82 .76 76	4,96 5,19 4,80 5,54 3,99 3,96	2,30 2,09 1,71 1,76 1,57 1,11	53,6 59,7 64,3 68,2 60,6 71,9

e = vol. vide/vol. solide sec

v = vol eau/vol.solide sec

D.R. = densité réelle

Tableau II.11 :	Evolution de l	'humidité et	des	indices	de	vide	et	d'eau
	en fonction de	e la pression	de s	uccion.				

Profil TPA 1: Ce profil ne figure pas parmi les profils sélectionnés mais, situé en haut de la séquence, sous pâturages, il est proche du profil VNA 1 (Figure II.1).

A pF 2,5, capacité au champ supposée, la teneur en eau (50 %) de l'horizon 0-20 cm est nettement supérieure à celle des autres profils du bas de la séquence. La réserve hydrique utile y est de 19 %. Sans doute faut-il y voir l'influence de la forte teneur en matière organique proche de 10 %. Cependant, la porosité étant très élevée (82 %), le volume poral occupé par l'eau demeure identique à ce même volume du profil TAR 17, ne dépassant pas le tiers du volume poral total. Comme précédemment, même à pF 1, plus de la moitié du volume poral demeure occupé par l'air.

A titre indicatif on soulignera que, pour des sols à pF 2,5, le volume occupé par l'air varie normalement de 10 % pour les sols argileux et limoneux à 30 % pour les sols sablonneux (Gaucher, 1968); il est ici compris entre 63 et 70 %.

Profit Altitude		T/ 6	AR210 40 m			VNA 1 450 m			TAI 23	х 223 О m			MAR 3 110 m				TAR 1 65 m	7			VNA 2 50 m	
Echantillon	2101	2102	2103	2104	11	13	17	2231	2232	2234	2235	31	33	35	171	172	173	174	176	21	23	26
Profondeur (cm)	0-10	40-50	110-120	180-200	0-10	25-35	120-130	0-10	25-35	70-80	170-180	0-12	30-40	100-110	0-10	20-30	40-50	70-80	160-180	0-10	25-35	90-100
Horizon	A1	BI	B3C	CI	AI	A3	CI	A1	A3	B2	CI	Al	AB3	CI	AI	A3	BI	B2	CI	Al	AB	CI
	11,30	11,00	9,25	8,60	15,10	14,75	13,60	10,60	11,50	8,75	9,85	15,00	12,10	10,05	19,80	18,00	19,60	11,60	9,25	15,25	15,40	10,30
Fe ₂ O ₃	40,50	40,50	32,00	30,30	37,75	44,50	37,40	30,00	33,50	26,50	32,55	53,00	44,05	32,50	59,00	55,40	50,30	35,25	27,50	52,30	53,35	37,75
Al ₂ O ₃	18,30	24,50	33,30	31,80	16,25	18,90	27,75	19,40	28,50	36,45	34,00	10,50	20,50	34,00	6,50	7,10	11,80	21,60	28,50	12,70	14,60	29,50
SiO ₂	1.75	3,15	2,80	8,60	0,05	0,85	0,05	1,50	1,40	2,00	1,35	1,40	4,35	1,55	0,40	1,60	3,50	13,30	20,30	0,05	0,05	0,85
P ₂ O ₅	0.41	n.d.	n.d.	n.d.	0,77	0,85	0,88	0,82	1,12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,04	1,92	2,50	1,46	0,72	0,70	0,77	0,72
MnO ₂	0.15	0,14	0,22	0,27	0,24	0,28	0,26	0,26	0,33	0,27	0,28	0,23	0,22	0,28	0,43	0,52	0,26	0,35	0,23	0,39	0,37	0,28
CaO	0,30	0,18	0,24	0,30	0,10	0,08	0,05	0,41	0,27	0,24	0,24	0,64	0,76	0,64	0,38	1,90	0,38	1,80	0,26	0,05	0,05	0,04
MgO	1,04	0,98	1,23	1,23	1,12	1,17	0,94	1,23	1,20	1,01	0,98	1,30	1,18	1,02	2,48	2,13	1,11	1,55	0,72	2,27	2,14	0,93
K ₂ O	0,04	0,04	0,06	0,08	0,08	0,01	0,01	0,05	0,05	0,04	0,00	0,08	0,08	0,06	0,06	0,01	0,06	0,01	0,05	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	0,15	0,15	0,11	0,22	0,08	0,05	0,03	0,23	0,18	0,20	0,21	0,30	0,50	0,74	0,26	0,12	0,33	0,10	0,17	0,04	0,04	0,06
Perte au feu (1000°C)	24,90	19,20	20,40	17,90	27,20	18,35	18,35	35,50	22,50	24,10	19,70	16,20	15,40	18,90	10,30	9,70	10,10	12,60	13,00	15,30	12,70	18,45
Résidu	1,20	0,20	0,40	0,40	1,45	0,26	0,90	0,80	0,60	0,15	0,05	0,30	0,20	0,05	0,35	0,40	0,50	0,08	0,05	0,85	0,50	0,20
Total	100,04	100,04	100,01	99,70	100,14	100,05	100,22	100,80	100,70	39,71	99,21	98,95	99,19	99,77	101,90	98,80	100,44	99,70	100,75	99,83	99,83	99,09
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ mol.	0,16	0,22	0,14	0,46	<0,01	0,08	< 0,01	0,13	0,08	0,09	0,07	0,22	0,36	0,07	0,10	0,38	0,50	1,04	1,21	<0,01	<0,01	0,04
SiO_2/R_2O_3 mol.	0,06	0,10	0,08	0,28	< 0,01	0,02	< 0,01	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,15	0,,05	0,01	0,0	0,13	0,62	0,84	< 0,01	< 0,01	0,02
TiO_2/Fe_2O_3 mol.	0,56	0,54	0,57	0,57	0,79	0,66	0,73	0,70	0,68	0,66	0,61	0,56	0,54	0,61	0,67	0,65	0,78	0,61	0,70	0,58	0,58	0,54

Tableau II.12 : Analyse chimique (triacide) des sols de la toposéquence de Taravao. Valeurs calculées en % du poids du sol séché à 105°C.

. 65

On considère comme représentant des conditions très favorables au développement des végétaux une porosité équivalant à 50 % du volume du sol et occupée pour moitié par l'air et par l'eau (Gaucher, 1968). La porosité est ici de 75 à 80 % occupée aux 2/3 par l'air.

Comme les oxisols hawaïens, les caractéristiques hydriques des oxydisols de Tahiti les rapprochent des sols de texture grossière.

C. Analyse chimique du sol global

La composition chimique globale, reportée dans le tableau II.12, montre que le sol est essentiellement consitué d'oxydes de fer, 26 à 59 % pour les horizons A et B, d'alumine (7 à 36 %) et d'oxyde de titane (9 à 20 %). La silice n'atteint pas, sauf exception, 4 % et peut être quasi-absente. Le magnésium demeure en quantité plus élevée que le calcium, le potassium et le sodium qui ont généralement presque disparu des horizons oxiques et humifères.

1. Le fer

Le fer est donc soit l'élément majeur des oxydisols (il l'est toujours dans les horizons A) soit, avec l'aluminium, l'un des éléments dominants (dans les horizons B). Ses teneurs évoluent dans le profil relativement à la perte d'autres éléments plus mobiles, silice et éléments basiques précocement solubilisés, ou à la redistribution de certains autres (aluminium).

Exprimées en poids d'oxydes, les teneurs en fer croissent depuis l'altérite jusqu'au sommet du profil selon un facteur compris entre 1,3 et 2 selon que l'altérite est fortement ou partiellement désilicifiée. Ne pouvant migrer que de façon très limitée en ce milieu oxydant bien draîné, le fer paraît quasiment stable dans le profil. Seule sa fraction amorphe (5 à 10 % du fer total), extraite selon la méthode à « l'oxalate d'ammonium-acide oxalique à pH 3 » proposée par Schwertmann (1964) est susceptible d'être mobilisée par les processus pédogénétiques. Les complexes fer-matière organique peuvent aussi être un vecteur de redistribution des oxydes de fer à des profondeurs relativement grandes (Herbillon, 1980).

a) Dissolutions sélectives (Tableau II.13)

La proportion des diverses espèces du fer a été appréciée grâce à la méthode de dissolution sélective de ces espèces dans les fractions < 2 mm et $< 2 \mu \text{m}$ du profil TAR 17.

Le réactif CBD (citrate, bicarbonate, dithionite) de Mehra et Jackson (1960) est supposé dissoudre l'ensemble du fer oxydé durant la pédogénèse et présent sous forme amorphe ou cristallisée, en particulier d'hématite et de goethite (Jeanroy et al., 1984). Cependant les cristaux d'hématite de grande taille résistent bien à l'attaque CBD (mêmes auteurs). C'est ce qui ressort effectivement de l'étude de diffractogrammes de rayons X de fractions < 2 μ m et 2-20 μ m des horizons oxiques, avant et après traitement CBD. Les raies de l'hématite de la fraction 2-20 μ m ressortent renforcées après le "nettoyage" de l'échantillon par le traitement CBD, celles de la fraction < 2 μ m sont au contraire atténuées mais ne disparaissent pas. Une partie de l'hématite de la taille des argiles résiste donc au réactif CBD.

Quant à l'oxalate (Schwertmann, 1964), il dissout seulement les formes du fer les plus actives, les formes amorphes et mal cristallisées, minérales et organiques (Schwertmann, 1964). Mais l'oxalate peut aussi attaquer certains oxydes cristallisés comme la titanomagnétite (Schwertmann, 1964 ; Jeanroy, 1983), la dissolution des oxydes ferriques étant facilitée par la présence de Fe⁺⁺ (Taylor et Schwertmann, 1974). Le réactif épargne cependant les oxydes et les oxyhydroxydes tels l'hématite et la goethite (Guillet et Jeanroy, 1985).

Les teneurs en oxydes de fer du profil TAR 17 extraits à l'oxalate d'ammonium et au citrate, bicarbonate, dithionite sont reportées dans le tableau ci-dessous :

Echantillon	Profondeur (cm)	Horizon	Fe ₂ O ₃ t %	Fe ₂ O ₃ d %	Fe ₂ O ₃ 0x %	<u>Fc₂O₃0x,</u> % Fc ₂ O ₃ d	F <u>c₂O₃d.</u> % Fe ₂ O ₃ t
171 172 173 174 175 176	0 - 10 20 - 30 40 - 50 70 - 80 100 - 110 160 - 180	A1 A3 B1 B2 B3C C1	59,00 55,40 50,30 35,20 n.d. 27,50	27,05 27,85 32,80 17,75 12,20 12,65	5,30 3,20 6,63 2,83 1,69 1,31	19,6 11,5 20,2 15,9 13,8 10,3	45,8 50,2 65,2 50,4 - 46,0
172 * (> 2 μm)	20 - 30	13	55,69	46,00	8,30	18,0	82,6

n.d. = non déterminé

Fe₂O₃ t : fer total extrait au réactif triacide

Fe₂O₃ d : fer extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD)

Fe₂O₃ ox : fer extrait à l'oxalate d'ammonium

Tableau II.13 : Dissolution sélective du fer dans les fractions $< 2 \text{ mm et} < 2 \mu \text{m}$ (172*) de l'oxydisol TAR 17.

On observe, dans les horizons oxiques et humifères, par rapport à l'altérite (horizon C1) des valeurs supérieures des teneurs en fer total et en fer amorphe et cristallisé extrait au CBD, ainsi qu'en fer amorphe seul extrait à l'oxalate d'ammonium. En valeur relative par rapport au fer total, la teneur en fer CBD est relativement stable dans tout le profil tandis que le fer amorphe croît notablement dans les 50 cm supérieurs du sol.

L'attaque CBD épargne (sauf en B1) la moitié du fer total. A défaut de minéraux ferrifères silicatés, le fer non dissous appartient aux titanomagnétites peu sensibles à ce traitement (Gamble et Daniels, 1972) et, nous l'avons vu, à une grande partie de l'hématite.

La fraction $< 2\mu$ m de l'horizon A3 est presque aussi riche en fer (56 %) que le sol en sa totalité ; 15 % de ce fer sont sous la forme amorphe, 68 % sous une forme cristallisée

extraite par le réactif CBD (goethite et une partie de l'hématite), le reste, 17 %, revenant à la titanomagnétite et à l'hématite restantes.

Mais il faut faire attention dans l'interprétation de la partition du fer (et aussi du titane) amorphe lorsque les échantillons contiennent de la titanomagnétite (Raman et Jackson, 1965; Dolcater et al, 1970; Sayin et Jackson, 1975) comme cela est le cas ici. Partiellement solubilisée par l'oxalate d'ammonium, la titanomagnétite peut en effet être responsable de quantités estimées de sesquioxydes amorphes de fer artificiellement élevées (Baril et Bitton, 1969).

La titanomagnétite devrait donc être enlevée des échantillons, avant tout traitement à l'oxalate d'ammonium, pour que soient évitées les erreurs par excès, mais cela est pratiquement impossible, d'autant plus que les éléments les plus vulnérables sont aussi les plus petits. La dissolution varie en effet en fonction de l'état de division et la porphyrisation fait croître notablement, comme cela apparaît dans l'expérimentation ci-après, les teneurs en fer et en titane extraits par le réactif de Tamm.

b) Solubilisation de la titanomagnétite par l'oxalate d'ammonium

De minuscules cristaux de titanomagnétite, entiers ou finement broyés, extraits magnétiquement du sable noir de la plage de la Pointe Vénus à Tahiti, ont été soumis à une attaque par l'oxalate d'ammonium (NH₄ C_2O_4 , M/10, pH 3,0) à l'obscurité (Schwertman, 1964). Les teneurs en oxydes de titane, de fer et d'aluminium extraits sont consignés dans le tableau II.14, les résultats étant exprimés en pourcentages pondéraux de la titanomagnétite initiale.

Titanomagnétite	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂ /Fe ₂ O ₃
Cristaux entiers	0,68	9,25	0,51	0,15
Cristaux porphyrisés	1,30	12,00	0,75	0,21

Tableau II.14 : Extraction du fer, du titane et de l'aluminium de la titanomagnétite par l'oxalate d'ammonium.

Résultats

La titanomagnétite renfermant en moyenne 66 % de Fe_2O_3 et 20 % de TiO_2 , ce sont 14 % du fer et 3,4 % du titane qui sont ainsi extraits des cristaux entiers par l'oxalate. Le broyage de ces cristaux permet de doubler la solubilité du titane mais de n'accroître que modérément celle du fer. Le rapport molaire TiO_2/Fe_2O_3 des matériaux extraits passe ainsi de 0,15 pour les cristaux entiers à 0,21 pour les cristaux finement broyés.

Commentaires

Comme le soulignent Baril et Bitton (1969), la magnétite titanifère peut être dissoute par l'oxalate d'ammonium, d'autant plus fortement qu'elle est plus finement divisée, l'oxalate solubilisant préférentiellement le fer.

Contrairement à cette hypothèse et à ce qu'écrit Martin (1954), à savoir que "c'est l'oxyde de fer libre qui est habituellement extrait par l'acide oxalique" (déstabilisant et libérant de la sorte le titane), Dumon (1983), prenant appui sur le fait qu'il a pu solubiliser le titane du rutile, réputé pour son inaltérabilité chimique, pense que l'acide oxalique agit directement sur les composés titanés.

2. Le titane

a) Le titane dans les oxydisols, généralités

Le titane et ses minéraux sont fréquemment présents, mais en faible quantité, dans la plupart des sols du monde (Milnes et Fitzpatrick, 1989). Généralement inférieure à 1 %, la teneur en titane des sols tropicaux peut atteindre 2 % dans les sols issus de roches volcaniques, à Madagascar par exemple (Aubert et Pinta, 1971).

Les sols de la région Pacifique semblent toutefois faire exception, des pourcentages nettement supérieures y étant en effet fréquemment observés : près de 3 % pour des sols issus de roches volcaniques du Vanuatu (Quantin, 1992) et couramment plus de 5 % pour des sols similaires des îles Hawaï (Sherman, 1952) ou de Polynésie (Jamet, 1987).

Des concentrations inhabituelles y apparaissent même localement : 10,7 à 25 % dans les horizons supérieurs (0-35 cm) de sols ferrallitiques des îles Hawaï (Sherman, 1952) où Fujimoto et al. (1948) citent même des teneurs de 35,8 %.

Ces fortes teneurs se retrouvent à Tahiti dans les horizons oxiques et humifères des oxydisols des plateaux de Taravao qui renferment trois à cinq fois plus de titane (jusqu'à près de 20 %) que leur roche-mère (3,5 à 5 %).

Comme pour le fer, il s'agit pour l'essentiel, d'un enrichissement relatif ou résiduel provoqué par l'élimination d'une grande partie des autres composants du sol, silice, bases et à un moindre degré, aluminium.

La teneur moyenne en TiO₂ des horizons oxiques et humifères des sols de la séquence du plateau de Taravao atteint près de 14 % pour une profondeur moyenne de 0,80 mètre. Ce chiffre moyen ne doit cependant pas masquer la grande variabilité des teneurs observées du sommet (650 m) à la base (50 m) de la séquence, 10,5 et 17 % respectivement pour les profils TAR 210 et TAR 17, la tranche 0-50 cm de ce dernier étant particulièrement enrichie en TiO₂ avec une teneur pondérale supérieure à 19 % (Tableau II.12).

Une étude élargie des sols du bas-plateau de Taravao que recoupe la séquence nous montre qu'ils recèlent, sur une profondeur de 1 mètre, 130 kg de TiO_2 par m², soit 1 300 tonnes à l'hectare.

Le titane apparaît dans ces sols sous une variété de formes incluant des minéraux primaires résiduels, des minéraux secondaires, produits de l'altération des premiers et des minéraux authigènes, néoformés à partir des composants libérés de leur source.

Les minéraux titanifères peuvent exister dans toutes les fractions granulométriques du sol, des plus grossières, domaine exclusif des minéraux résiduels, aux plus fines, où dominent les éléments néoformés à des états de cristallinité variable.

Pour les identifier et les caractériser, il est nécessaire d'utiliser plusieurs types de séparations, d'observations et d'analyses : dissolution sélective, séparation des fractions lourdes, rayons X, microanalyses, microscopie électronique par transmission et à balayage.

b) Dissolution sélective (Tableau II.15)

Extraction à l'oxalate d'ammonium (Schwertmann, 1964).

Le réactif de Tamm est utilisé pour extraire des sols le titane aussi bien que le fer et l'aluminium amorphes (Mc Keague et Day, 1965). Des formes de TiO_2 mal cristallisées et amorphes aux rayons X sont en effet sélectivement extraites par l'oxalate acide (Fitzpatrick et al., 1978).

Cette fraction du titane ne représente, dans les oxydisols de Tahiti, que de 1 à 4 % du titane total et elle est, en valeur absolue, deux à trois fois plus élevée dans les horizons oxiques que dans l'altérite. Les faibles valeurs de TiO₂ ox/TiO₂ t indiquent que les oxydes de titane sont généralement cristallisés (Bain, 1976), même dans la fraction $< 2\mu$ m.

Echantillon	Profondeur (cm)	Horizon	TiO ₂ t %	TiO₂ d %	TiO ₂ ox %	TiO₂py %	TiO ₂ d. % TiO ₂ t	T <u>iO₂ ox</u> , % TiO ₂ t	TiO ₂ ox, % TiO ₂ d
171 172 173 174 175	0 - 10 20 - 30 40 - 50 70 - 80 110 - 120	A1 A3 B1 B2 B3C	19,80 18,00 19,60 11,60 n.d.	5,85 6,05 7,65 5,05 4,25	0,45 0,27 0,77 0,47 0,40	0,01 0,01 0,03 0,08 0,05	29,5 33,6 39,0 43,5	2,2 1,5 3,9 4,0	7,7 4,4 10,0 9,3 9,4
176	160 - 180	C1	9,25	3,55	2,21	0,06	38,3	2,2	5,9
172* (> 2 μm)	20 - 30	13	26,77	9,30	0,56	0,17	34,7	2,0	6,0

n.d. = non déterminé

TiO₂ t : titane total extrait au réactif triacide

TiO₂ d : titane extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite

 TiO_2 ox : titane extrait à l'oxalate d'ammonium

TiO₂ py : titane extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau II.15 : Dissolution sélective de l'oxyde de titane des fractions $< 2 \text{ mm et} < 2 \mu \text{m}$ (172*) de l'oxydisol TAR 17 (en % du sol sec). Des teneurs souvent importantes en TiO₂ peuvent cependant ne s'accompagner que de la présence discrète d'anatase, aux rayons X ; certains auteurs (Carroll et al., 1951) en ont déduit que l'oxyde de titane est présent sous forme non cristalline donc amorphe. Cependant, compte tenu de la faible proportion de titane amorphe révélée par l'analyse, d'autres explications doivent être évoquées, comme l'importante fraction du titane incluse dans les titanomagnétites y compris au sein de la fraction $< 2\mu m$ et faiblement solubilisée (voir p. 83) ou le "camouflage" de l'anatase par des oxydes de fer amorphe.

Extraction au citrate, bicarbonate, dithionite (CBD)

La méthode de dissolution sélective utilisant ce réactif n'extrait qu'entre 30 et 43 % du titane total du sol et de sa fraction $< 2 \mu m$. La titanomagnétite, comme la titanohématite, est en majeure partie épargnée par ce réactif et ne libère donc que peu de son titane. Il en est de même des fins granules d'oxyde de titane libre de la fraction $< 2\mu m$ (Mc Keague et Wang, 1980), granules bien cristallisés sous la forme d'anatase. Ce minéral résiste bien à l'attaque CBD comme le prouvent la diffractométrie X ou les observations en MEB d'échantillons avant et après traitement au CBD.

Extraction au pyrophosphate de sodium

Ce réactif n'extrait que des fractions insignifiantes de titane associé aux composés organiques du sol et, paradoxalement, d'autant moins que l'on se rapproche de la surface.

c) Le titane dans la fraction lourde des oxydisols

Dans ces sols de texture fine, la fraction sableuse a une masse généralement inférieure au 1/5 de celle du sol et se situe presque intégralement dans la classe granulométrique 50-500 μ m.

La partie lourde a été extraite de cette fraction sableuse des profils TAR17 et VNA1 par sédimentation dans le bromoforme. Elle est particulièrement abondante et riche en titanomagnétite dans la tranche 0-50 cm des oxydisols des bas-plateaux de Taravao (Tableau II.16).

Les minéraux lourds (Tableau II.16)

· La titanomagnétite

Profil TAR 17 : Entre 0 et 50 cm (horizons A et B1), la fraction sableuse, entièrement inférieure à 500 μ m, représente 17 % de la masse du sol sec. Elle est, pour 88 % en moyenne, constituée de minéraux lourds et pour 67 % par la seule titanomagnétite. Celle-ci représente 9,4 % du poids du sol. Sa teneur en titane avoisinant 20 % (Tableau II.19), la titanomagnétite de la fraction 50-500 μ m contient donc près du 1/10 de la totalité du titane de ces horizons.

La fraction sableuse des horizons B2 et B3C (70-120 cm) ne renferme plus que 15 % environ de minéraux lourds et 11 % de titanomagnétite qui recèle environ 3 % du titane de ces horizons. Au-delà, dans l'horizon C, les minéraux lourds de la fraction 50-500 μ m sont à nouveau plus abondants et presque exclusivement constitués de titanomagnétite.

Si l'on peut, en surface, expliquer la forte teneur des sables en titanomagnétite en impliquant la concentration relative, sans doute doit-on, pour la profondeur, invoquer la plus ou moins grande richesse en titanomagnétite des coulées basaltiques elles-mêmes.

Echantillon	Horizon	Profondeur	Teneur en sable 50-500μm	Minéraux % pondérau	k lourds ix du sable	Minéraux lourds transparents en % numériques de leur total.				
		cm	%	Magnétites	Autres	Augite Ti	Augite	Olivine	Altérés	
VNA 11	Al	0 - 10	17,8	40,1	18,0	46	36		18	
12		10 - 20	20,0	42,0	25,4	+			Tr Tr	
13	B3C	30 - 40	11,1	31,8	16,1				11	
15	B3C	55 - 65	9,3	35,9	26,2				Tr	
16	C1	90 - 100	11,2	30,4	7,2	+			+	
17	C1	120 - 130	13,9	22,2	21,2					
TAR 171	Al	0 - 10	11,7	59,3	29,7	++		+		
172	A3	20 - 30	15,1	67,8	17,5	Tr				
173	B1	40 - 50	26,8	73,5	18,5	Tr				
174	B2	70 - 90	7,0	12,8	4,5				Tr	
175	B3C	100 - 120	28,8	9,8	3,9	Tr				
176	Cl	160 - 180	22,1	33,8	4,2	Tr				
177	Cl	280 - 300		47,0	3,3	+				

++= peu nombreux

+ = rares

Tr = traces

Tableau II.16 : Les minéraux lourds dans les oxydisols VNA1 et TAR 17.

Profil VNA1: Dans ce profil situé plus haut dans la séquence de Taravao que le précédent, la fraction sableuse de la tranche 0-40 cm (Horizons A) représente 18 % de la masse du sol sec et contient 40 % de titanomagnétite. Celle-ci équivaut à 7,2 % de la masse du sol et recèle 10 % environ du contenu en titane des horizons A.

Dans l'horizon C, la fraction sableuse n'atteint plus que 13 % de la masse du sol et ne contient plus que 26 % de titanomagnétite. Celle-ci entre pour 3,5 % dans la masse du sol total et lui apporte environ 5 % de son titane total.

· Les minéraux lourds autres que la titanomagnétite.

Ce sont, pour l'essentiel, des minéraux opaques non reconnaissables. La teneur pondérale des minéraux transparents y est, dans le meilleur des cas, celui de l'horizon A1, inférieure à
0,01 %. Les minéraux transparents sont surtout des augites titanifères puis des augites auxquelles sont associées quelques olivines, spinelles, rutiles et zircons.

L'analyse des diffractogrammes de rayons X indique, pour les minéraux opaques, le mélange suivant :

- augite généralement dominante,
- forstérite (Mg)₂ SiO₄ (raie à 2,79 Å),
- forstérite ferrifère (Mg_{0.64}, Fe_{0.36})₂ SiO₄,
- un peu d'hématite
- un peu d'ilménite.

d) La titanomagnétite : une importante source de titane pour les oxydisols.

Généralités

La magnétite est un minéral accessoire typique de nombreuses roches ignées où elle est souvent fortement titanifère (Deer, 1962).

La titanomagnétite est quasiment omniprésente dans les roches basaltiques de Tahiti. Très rare sous la forme de gros phénocristaux, plus fréquente en micro-phénocristaux pouvant atteindre 500 μ m, elle apparaît essentiellement en microcristaux dont la taille moyenne n'atteint pas 50 μ m et se retrouve donc en abondance dans les fractions limoneuses des sols.

Assez résistante à l'altération, la titanomagnétite occupe, comme en Australie (Baker, 1962) ou en Nouvelle-Zélande (Wright, 1963), une place importante dans le cortège des minéraux constitutifs des sables noirs des plages de Tahiti : jusqu'à 30 % sur la côte nord de l'île (Pointe-Vénus).

Elle est plus abondante encore, comme nous venons de le voir, dans les oxydisols et particulièrement dans leurs horizons de surface. La désilicification et la désalcalinisation quasi-totales y conduisent à l'accumulation relative de la titanomagnétite, la fraction sableuse 50-500 μ m pouvant en effet en renfermer jusqu'à plus de 60 %.

L'habitus des grains est varié. Si les éléments bien cristallisés, bi-pyramidaux sont encore relativement nombreux, les formes altérées dominent cependant : grains déchiquetés, grains montrant de profondes alvéoles d'altération ou aux contours diffus.

La titanomagnétite constitue aussi une part importante des fractions les plus fines des sols. Les teneurs y vont cependant régulièrement en décroissant des limons grossiers (20-50 μ m) à la fraction < 2 μ m, où elle est cependant encore bien présente.

Composition chimique.

La magnétite est un oxyde ferreux-ferrique (Fe^{2+} , $Fe_2^{3+}O_4$). L'analyse chimique des fractions magnétiques, extraites à l'aimant, des sables noirs des plages de Pueu, Tautira et Pointe Venus (Figure I.2) donne la composition suivante (Tableau II.17) :

Origine	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	SiO ₂	Al_2O_3	CaO	MgO
Pueu	37,02	17,24	12,54	14,84	6,77	2,38	9,18
Tautira	25,98	12,01	9,66	27,66	10,97	5,01	8,67
Pte Vénus	40,89	21,25	18,30	6,85	6,11	1,56	5,09

Tableau II.17 : Analyse chimique de la fraction magnétique des sables noirs de trois plages de Tahiti

(moyennes de 3 analyses ramenées à 100 % - résultats exprimés en % pondéraux)

A côté du fer ferrique et du fer ferreux présents dans un rapport de 2,0 à 2,1 apparaissent d'importantes quantités de titane, d'aluminium, de silice, de magnésium et de calcium. Les quatre derniers éléments n'appartiennent pas normalement à la titanomagnétite pure.

Les diffractogrammes de rayons X de 3 échantillons de ces grains sensibles au champ magnétique, provenant l'un d'un sable de plage (Pointe Vénus) et les deux autres d'oxydisols, indiquent la composition minéralogique suivante (Tableau II.18) :

Origine	Magnétite	Ilménite	Ulvospinelle	Rutile	Hématite	Maghémite
Sable de plage (Pointe Vénus)	5	2	1	2	Tr	
Oxydisol MAU 4 (50 - 70 cm)	5	1	1			
Oxydisol TAR 17 (0 - 20 cm)	4	2	1		Tr	1

5 = Très important; 4 = Important; 3 = Assez important; 2 = Peu; 1 = Très peu; Tr = Traces.

Tableau II.18 : Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de grains sensibles au champ magnétique.

Ces grains sont donc, pour l'essentiel, de la magnétite (titanomagnétite) accompagnée d'un peu d'ilménite et d'ulvospinelle et, pour ceux provenant de la plage de la Pointe Vénus, d'un peu de rutile.

Les microanalyses, réalisées sur des coupes de grains isolés de titanomagnétite, montrent (Tableau II.19) que de fortes quantités de titane peuvent entrer dans la composition de la titanomagnétite issue des roches volcaniques de Tahiti : sa teneur pondérale moyenne est voisine de 20 %, les valeurs extrêmes pouvant dépasser 26 % ; plus du quart du poids du minéral revient ainsi au titane.

Outre le titane, on retrouve dans ces coupes de l'aluminium, du magnésium et de la silice, à des teneurs relativement élevées, qui entrent donc dans la constitution de la titanomagnétite naturelle.

On peut, dans l'oxydisol TAR 17 (Tableau II.19), remarquer la relation inverse existant entre les concentrations en titane et en fer des titanomagnétites de profondeur et de surface ; ces dernières sont moins riches en fer et relativement plus riches en titane que les premières. Sans doute doit-on y voir l'influence du milieu supergène et un début d'altération entraînant plus rapidement le fer.

		Titanomagnétites (grains	isolés)
	De sable noir de plage :	Oxydisol	TAR 17
Composants	Pointe Vénus (5 analyses	TAR 172 20 - 30 cm (8 analyses)	TAR 176 160 - 180 cm (4 analyses)
Fe ₂ O ₃	66,4 - (69,9)	65,9 - (69,6)	69,5 - (77,2)
TiO ₂	20,4 - (26,4)	20,1 - (24,9)	18,8 - (20,6)
Al ₂ O ₃	4,1 - (8,3)	5,4 - (7,4)	4,3 - (5,4)
SiO2	2,9 - (7,4)	0,9 - (1,7)	0,4 - (0,6)
MgO	3,5 - (6,4)	5,4 - (9,4)	4,4 - (7,1)
CaO	0,1 - (0,2)	0,1 - (0,1)	0,0 - (0,1)
Cr ₂ O ₃	0,1 - (0,4)	0,8 - (2,7)	1,3 - (4,8)
P ₂ O ₅	0,0 - (0,2)	0,1 - (0,6)	0,1 - (0,2)
V ₂ O ₅	0,7 - (1,1)	0,5 - (0,8)	0,6 - (0,7)
MnO	1,2 - (2,5)	0,5 - (0,8)	0,5 - (0,7)
BaO	0,4 - (0,8)	0,3 - (0,6)	0,3 - (0,7)

Tableau II.19 : Composition de grains de titanomagnétites (microanalyses). Teneurs pondérales - (Valeurs maximales) - (Moyennes ramenées à 100 %).

La titanomagnétite peut aussi contenir des éléments mineurs (Deer et al., 1962 ; Mitchel, 1964), autres que ceux précédemment cités et être donc une source de ces éléments pour les sols. A Tahiti, ce minéral renferme du manganèse, du chrome ou du vanadium à des teneurs dépassant parfois 1 %, du baryum et du phosphore à des teneurs plus faibles et, à l'état de traces, du zirconium, du zinc, du nickel.



(échelle des couleurs : voir planche II.4)

Répartition du titane dans les cristaux.

Vus en coupe, en microscopie électronique à balayage, certains grains de titanomagnétite montrent une répartition assez homogène du fer et du titane, tandis que de nombreux autres grains laissent apparaître une réticulation plus ou moins dense de lamelles d'exsolution fortement enrichies en titane par rapport au reste du grain (Planches II.1).

La composition chimique des lamelles d'exsolution est reportée dans le tableau II.20. La teneur moyenne en TiO₂ est voisine de 35 %. Cette teneur est presque deux fois supérieure à ce qu'elle est dans le reste du cristal mais nettement inférieure à celle dans l'ilménite pure $(52,6 \% \text{ de TiO}_2)$. On remarquera cependant que, abstraction faite de tous les composants autres que le titane et le fer, la teneur des lamelles d'exsolution en oxyde de titane atteint 42,4 %.

	Titanomagnétite	es (grains isolés)
Composants	Lamelles d'exsolution intra-cristallines (M 6 analyses)	Centre de grains « néoformés » (M 5 analyses)
Fe ₂ O ₃	47,7 - (53,7)	38,7 - (53,0)
TiO ₂	35,1 - (37,8)	47,3 - (60,2)
Al ₂ O ₃	4,0 - (7,7)	3,1 - (4,8)
SiO ₂	1,1 - (2,4)	2,1 - (2,8)
MgO	7,9 - (15,7)	2,2 - (2,7)
CaO	0,1 - (0,3)	2,1 - (3,9)
Cr ₂ O ₃	2,31 - (4,54)	0
P ₂ O ₅	0,1 - (0,4)	3,3 - (7,1)
V ₂ O ₅	0,6 - (0,7)	0,6 - (0,9)
MnO	0,8 - (1,7)	0,3 - (0.8)
BaO	0,1 - (0,4)	0,3 - (1,0)

Tableau II.20 : Composition de grains de titanomagnétites (microanalyses). Teneurs pondérales - (Valeurs maximales) - (Moyennes ramenées à 100 %).

Les cristaux de titanomagnétite se présentent aussi très fréquemment sous la forme de pyramides emboîtées dont la partie centrale, triangulaire en coupe, paraît être constituée d'un matériau moins compact que le reste du grain (Planches II.2, II.3 et II.4). Sa teneur en titane est supérieure à celle des lamelles d'exsolution : 47,3 % en moyenne pour 5 cristaux analysés, la teneur maximale obtenue dépassant 60 %. Cette partie centrale présente une autre particularité, une relative richesse en phosphore : 3,3 % en moyenne avec une teneur maximale de 7,1 % (Tableau II.20 et planche II.3), la cartographie chimique élémentaire révélant même des microconcentrations pouvant dépasser 20 % (Planche II.4).



Planche II.2 - Cristaux (néoformés ?) de titanomagnétite. Photos MEB

С



Microanalyses du cristal b

	1	2	3
TiO2 Fe2O3	32,6 48,2	19,6 68,2	19,5 65,1
AI2O3	4,8	4,3	5,3
SiO2	1,6	1,6	0,5
MgO	2,7	4,5	6,9
P2O5	5,1	0	0

Planche II.3 - Microcristaux de titanomagnétite extraits de l'horizon oxique du profil TAR 17 (photos MEB) a - cristal entier b - coupe d'un cristal c - microanalyse du cristal b Le phospore est présent naturellement dans les cristaux de titanomagnétite des roches grenues et volcaniques mais, pour ce qui concerne les titanomagnétites des roches de Tahiti, à des teneurs très faibles (0,1 à 0,6 %) par rapport à celles indiquées ci-dessus (Tableau II.19).

Il a aussi été montré que les oxydes de titane (anatase, rutile) peuvent absorber et retenir des phosphates (Cabrera et al., 1977). Par observation directe, Fordhorm et Norrish (1979) ont de même décelé l'adsorption spécifique de phosphates sur les particules d'oxydes de titane.

De l'authigénèse de la titanomagnétite.

Le schéma d'évolution de la morphologie ou de la composition de certains cristaux pyramidaux de titanomagnétite ci-dessus mentionnés (Planche II.2) évoque une néogenèse. Compte-tenu de la forme du cristal et de sa structure en éléments emboîtés, il semble qu'il s'agisse de minéraux authigènes et non pas de minéraux secondaires issus de l'altération de minéraux primaires dont les structures seraient conservées, ou de minéraux hérités. C'est ainsi que Deer (1962) a pu observer la formation de discrets cristaux de magnétite dans de la serpentine.

Maher et Taylor (1988) ont observé que les propriétés magnétiques de certains sols indiquaient fréquemment la présence de magnétite finement grenue, originellement absente. Cela a suggéré à leurs auteurs que la magnétite pouvait se former in situ dans les conditions de la pédogenèse. Ces auteurs ont effectivement identifié de la magnétite pure, néoformée, dans plusieurs sols de Grande-Bretagne ne possédant aucune source externe de ce minéral.

Harrisson et Péterson (1965) pensent que dans un sol possédant une source de FeII quelque peu isolée de sources d'oxygène, il peut se former de la magnétite authigène susceptible de s'oxyder par la suite en maghémite (γ Fe₂O₃)

Un autre fait susceptible de soutenir la thèse de la néogénèse est la présence de carbone et d'azote au sein des minéraux. Quatre échantillons de titanomagnétite ont été analysés, deux en provenance des horizons A1 d'oxydisols, deux situés plus profondément dans ces mêmes sols. Les teneurs mesurées sont les suivantes :

Echantillon	Profondeur (cm)	C %	N %	C/N
TAR 171	0 - 10	2,90	0,42	6,9
TAR 175	110 - 120	0,96	0,06	16
VNA 11	0 - 10	0,89	0,12	7,4
VNA 17	150 - 160	0,59	0,09	6,5

Tableau II.21 : Teneurs en carbone et en azote d'échantillons de titanomagnétite extraits d'oxydisols (en % pondéraux).





C



Planche II.4 : Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. d'un cristal de titanomagnétite

a : fer		d : échelle de	s couleurs (%)
b : titane	•	1 = 0	5 = 51-67
c : phosphore		2 = 0-16 3 = 17-33 4 = 34-50	6 = 68-83 7 = 84-100

Les quatre échantillons contiennent du carbone et de l'azote et leurs teneurs sont plus élevées dans les titanomagnétites issues des horizons humifères. La pénétration de carbone et d'azote à l'intérieur de grains préexistants semble difficile à convevoir.

Altération de la titanomagnétite

• Altération en hématite

Les mécanismes de l'altération de la magnétite dans les sols sont peu connus et variés (Anand et Gilkes, 1984).

La conséquence la plus visible de l'altération est celle qui conduit à la formation d'hématite (α Fe₂0₃). Celle-ci apparaît en bordure des grains ou dans les fentes et se poursuit à l'intérieur. Cette altération est progressive et sans apparition de maghémite (Gilkes et Suddhiprakarn, 1979) ; elle conduit à la formation de grains d'hématite ayant la texture lamellaire de la martite (magnétite + hématite). Les cristaux de titanomagnétite, souvent octaédriques, conservent leur forme originelle, mais les surfaces deviennent très poreuses et paraissent faites de particules d'hématite de 0,05 à 2 μ m, aplaties et orientées parallèlement les unes aux autres et aux faces du cristal de titanomagnétite originel (Anand et Gilkes, 1984).

Lors de la transformation d'une boule de basalte en une altérite gris-bleutée puis rougeâtre, on observe que la fraction 2-50 μ m de l'altérite bleutée est très riche en titanomagnétite mais qu'elle est dépourvue d'hématite. Cette même fraction dans l'altérite rougeâtre s'enrichit au contraire en hématite aux dépens de la titanomagnétite qui y disparaît presque totalement (Figure II.11). Cette observation semble bien confirmer la transformation titanomagnétite \rightarrow hématite.

A l'intérieur du grain massif de titanomagnétite, les composés néoformés, hématite ou martite apparaissent, ainsi que nous l'avons vu précédemment, sous la forme de lamelles poreuses entrecroisées, de 5 à 10 μ m d'épaisseur.

Durant la formation des cristaux poreux et orientés d'hématite, une quantité substantielle du fer présent dans la titanomagnétite doit être évacuée pour permettre le développement de cette structure poreuse. Cette dernière facilite l'enlèvement, par la solution du sol, du fer et d'autres ions dissous à l'intérieur du grain altéré. La possibilité pour la solution du sol de pénétrer dans les pores permet aussi l'introduction d'ions variés dans le grain (Anand et Gilkes, 1984).

Le développement de cette hématite poreuse dans le cristal a été étudié par Morris (1980). Cet auteur considère que le grain de titanomagnétite s'altère en un mélange d'hématite et de goethite orientées (FeOOH).

Concernant les titanomagnétites extraites des sables ou des sols de Tahiti, la comparaison des rapports atomiques Fe/Ti, relatifs aux secteurs non altérés du cristal (3,32) et aux

lamelles d'exsolution (1,36), indique une forte croissance relative de la teneur en titane par rapport à celle du fer, dans les lamelles d'exsolution, sous l'influence du départ préférentiel du fer décrit ci-dessus. Le titane peut, d'autre part, remplacer du fer dans l'hématite, en quantité telle que l'on peut passer à la titanohématite (Fe Ti)₂O₃ (Caillère et Hénin, 1963).

La titanohématite peut être, dans les sols issus de roches ignées basiques, le produit de l'altération finale de la titanomagnétite via la titanomaghémite (Fitspatrick et Le Roux, 1975). Walker et al. (1969) citent même la titanohématite parmi les minéraux contribuant à enrichir le plus fortement les sols hawaïens en titane. Cependant Fitzpatrick et al. (1978), étudiant la formation de goethite et d'hématite en présence de titane, montrent que de faibles quantités de cet élément inhibent la formation d'hématite mais favorisent celle de goethite, mieux cristallisée que dans un système sans titane.

Altération en maghémite

A la différence de la magnétite, la maghémite (γ Fe₂O₃) ne renferme pas de fer ferreux mais possède, comme la magnétite, des propriétés magnétiques (Matsuka et Sherman, 1961). Cette forme ferro-magnétique de Fe₃O₄ est présente dans de nombreux oxydisols tropicaux (Taylor et Schwertman, 1974) et ce peut être un minéral originel des roches ignées (Katsura et Kushiro, 1961). Des cristaux mixtes de titanomagnétite et de titanomaghémite hérités de la roche-mère ont en effet été observés dans les sols de Hawaï (Katsura et al. 1962).

La maghémite des sols est cependant, semble-t-il, un minéral généralement secondaire. Il peut se former par l'oxydation de la titanomagnétite primaire des basaltes (Akimoto et Katsura, 1959 ; Basta, 1959 ; Fitzpatrick et Le Roux, 1975). Cette oxydation ne s'accompagne pas de soustraction de fer du système, mais d'une addition de titane (Katsura et al., 1962).

Au cours de l'altération supergène des dépôts de magnétite, la maghémite peut aussi résulter de l'action réductrice du fer d'oxydes de fer présents, sous l'influence de fermentations de produits (Schwertmann, cité par Deer, 1959).

Il est souvent difficile de différencier magnétite et maghémite, leurs raies de diffraction étant similaires de sorte que la réflexion de faibles quantités de maghémite est masquée par celle de la magnétite (Anand et Gilkes, 1984).

Dans les oxydisols de Tahiti, la maghémite (2,96 Å) apparaît dans les horizons supérieurs des oxydisols, davantage dans la fraction 2-20 μ m que dans la fraction plus fine du sol, en relation avec d'importantes quantités de titanomagnétite et d'hématite (Profil TAR17).

• Etude expérimentale de la solubilisation de la titanomagnétite par l'acide oxalique

L'altération des minéraux dans les sols n'est pas seulement le fait des protons de l'eau ou des acides minéraux. Elle peut aussi résulter d'acides organiques. Afin d'estimer quelle pourrait être la part d'une telle action dans l'altération de titanomagnétites de Tahiti, nous avons entrepris une expérimentation d'altération de celles-ci en présence d'acide oxalique.

L'acide oxalique est, avec l'acide citrique, l'un des agents complexants les plus puissants des litières (Bruckert, 1970) et l'oxalate d'ammonium constitue l'un des réactifs les plus efficaces dans l'extraction du fer et de l'aluminium amorphes du sol.

Cependant la matière organique ne semblant pas, ici, générer d'acides aliphatiques (voir 4ème partie, chapitre I), on peut se demander s'il est bien judicieux d'utiliser, pour cette expérimentation, un agent chimique non présent dans les litières.

A défaut d'acide oxalique, la litière renferme des acides fulviques qui se situent juste à la limite du groupe des acides aliphatiques très complexants (Vicente et Robert, 1979). Ce fait semble pouvoir justifier cette opération. A titre de référence, nous avons également utilisé, pour cette expérimentation, de l'acide chlorhydrique (HCl N/10) afin de pouvoir comparer la simple action solubilisatrice de protons à l'action complexante de l'anion organique de l'acide oxalique, vis à vis des éléments métalliques.

L'eau permutée représente l'influence d'un milieu neutre.

Méthodologie

Les minuscules cristaux de titanomagnétite ont été extraits magnétiquement d'un échantillon de sable noir en provenance de la plage de la Pointe Vénus au nord de Tahiti. Leur pureté a été contrôlée sous le microscope.

Un gramme de ces minéraux a été introduit respectivement dans neuf tubes contenant chacun 100 ml d'acide oxalique ($C_2O_4H_2$ M/10, pH 1,7), dans cinq tubes contenant 100 ml d'acide chlorhydrique (HCl N/10, pH 1,5) et dans trois tubes contenant de l'eau permutée de pH 6,0. Tous ces tubes ont ensuite été soumis à une agitation modérée durant une période allant de 8 à 104 heures.

Les dosages du titane, du fer et accessoirement de l'aluminium et de la silice solubilisés ont été effectués après filtration sur filtres Millipores (0,45 μ m) par spectrophotométrie d'absorption.

Résultats

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau II.22 (où ils sont exprimés en μ g/ml d'extractant) et dans la figure II.7.

L'acide oxalique solubilise le fer plus rapidement que le titane : par rapport à la teneur obtenue en fin d'expérimentation, plus de la moitié du fer est solubilisée après seulement 24 heures ; la même proportion n'est atteinte, pour le titane, qu'après 32 heures. Un net ralentissement de l'extraction apparaît pour l'un et l'autre après 3 jours d'agitation. C'est ce que confirme le rapport Ti/Fe qui, de 0,17 au départ, croît jusqu'à environ 0,27 et se maintient à ce niveau.

	Temps		μg	/ml		Ti
Extractant	d'agitation (heures)	Fe	Ti	Al	Si	Fe rap.mol.
	8	182	27	12,7	6,0	0,17
	24	476	87	29,6	9,0	0,21
Acide	32	543	109	36,5	10,7	0,23
oxalique	48	611	155	49,2	11,3	0,30
M/10	56	n.d.	159	51,9	12,7	n.d.
pH 1,7	72	800	187	64,8	17,0	0,27
	80	841	201	64,5	18,6	0,28
	96	893	209	66,7	18,8	0,27
	104	887	218	68,3	19,3	0,28
	8	1,9	0,4	3,3	1,9	
HCI	24	4,1	0,8	4,5	-	
N/10	48	7,2	1,3	6,0	7,6	
pH 1,5	72	8,3	1,6	6,3	9,2	
	104	10,3	2,0	7,1	11,3	
Eau	24	Tr	Tr	Tr	0,3	
permutée	48	Tr	Tr	Tr	0,2	
рН 6,0	104	0,3	Tr	0,1	0,2	

Tableau II.22 : Mise en solution du titane, du fer, de l'aluminium et du silicium de la titanomagnétite par l'acide oxalique et l'acide chlorhydrique au cours de périodes de contact et d'agitation de durée croissante.

Au total, en fin d'expérimentation, l'acide oxalique a extrait à peu près les mêmes proportions du fer et du titane initialement contenus dans la titanomagnétite, soit respectivement 19 et 18 % (Figure II.7).

En comparaison, l'acide chlorhydrique extrait 80 fois moins de fer et 100 fois moins de titane que l'acide oxalique.

L'examen au MEB (Planche II.5) de la titanomagnétite traitée à l'acide oxalique montre que certains grains ont subi une altération différentielle laissant apparaître en relief les lamelles d'exsolution, enrichies en titane, observées précédemment (Planche II.1).





C

Pt

d



Figure II.7

Extraction à l'acide oxalique (M/10, pH 1,7) et à HCI (N/10, pH 1,5) du fer et du titane de titanomagnétite (1g. de titanomagnétite / 100 ml d'acide), par contact et agitation de durée croissante (8 à 104 heures).

Interprétation

Cette expérience témoigne donc de la sensibilité du titane à la complexation par des acides organiques. Cette propriété sera confirmée dans la quatrième partie, chapitre 2.

3. L'aluminium

a) Aluminium total

Exprimées en Al_2O_3 , les teneurs en aluminium vont croissant du sommet vers la base de chacun des profils, à l'inverse des teneurs en fer et en titane (Tableau II.12). La teneur moyenne de l'horizon A1 est de 14 % et celle de l'horizon C1 de 31 %, avec toutefois d'importantes disparités d'un profil à l'autre, puisque le rapport des teneurs dans ces deux horizons peut aller de 1/1,4 à 1/4,5. Les plus grands écarts concernent les sols de basse altitude (< 200 m) dont les horizons supérieurs sont les plus fortement enrichis en fer et en titane sous l'influence, au moins partielle, de l'éluviation de l'aluminium.

87

b) Dissolution sélective (Tableau II.23).

Les dissolutions sélectives aux trois réactifs : CBD (citrate, bicarbonate, dithionite) (Mehra et Jackson, 1960), oxalate d'ammonium (Schwertmann, 1964) et pyrophosphate de sodium (Mc Keague, 1977) ont été effectuées sur le profil TAR 17.

Extraction à l'oxalate d'ammonium

Ce réactif extrait aussi bien l'aluminium que le fer ou le titane amorphes des sols (Mc Keague et Day, 1965).

L'horizon humifère A1, avec 1 % d'aluminium extrait à l'oxalate, soit 15,8 % de l'aluminium total, renferme deux fois plus d'aluminium amorphe que les horizons sousjacents A3 et B1.

Echantillon	Profondeur (cm)	Horizon	Al ₂ O ₃ t %	Al ₂ O ₃ d %	Al ₂ O ₃ ox %	Al ₂ O ₃ py %	$\frac{\operatorname{Al}_2\operatorname{O}_3. d}{\operatorname{Al}_2\operatorname{O}_3 t} \%$	$\frac{Al_2O_3 \text{ ox, }}{AlO_2 t} \%$	$\frac{Al_2O_3 \text{ ox, }}{Al_2O_3 \text{ d}} \%$
171 172 173 174 175 176	0 - 10 20 - 30 40 - 50 70 - 80 100 - 110 160 - 180	A1 A3 B1 B2 B3C C1	6,50 7,10 11,80 21,60 n.d. 28,50	2,18 2,07 2,19 3,27 3,56 2,67	1,03 0,51 0,51 1,25 1,65 1,13	0,34 0,24 0,17 0,51 0,63 0,50	33,5 29,8 18,5 15,1 - 9,3	15,8 7,2 4,3 5,7 - 3,9	47,2 24,6 23,3 38,2 46,3 42,3
172^{*} (> 2 μ m)	20 - 30) A3 7		2,60	0,54	0,23	36,7	7,6	20,7

n.d. = non déterminé

 $Al_2O_3 t = Aluminium total extrait au réactif triacide$

 $Al_2O_3 d = Aluminium extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite$

 Al_2O_3 ox = Aluminium extrait à l'oxalate d'ammonium

 Al_2O_3 py = Aluminium extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau II.23 : Dissolution sélective de l'oxyde d'aluminium des fractions < 2 mm et < 2 μ m (172*) de l'oxydisol TAR 17.

- Extraction au réactif CBD :

La fraction de l'aluminium extraite par ce réactif, qu'il s'agisse du sol total ou de sa fraction $< 2 \mu m$ et quelle que soit la teneur en aluminium total, ne varie que dans d'étroites limites, entre 2 et 3,5 %. Cependant si l'on fait abstraction de la fraction amorphe, extraite elle aussi par ce réactif, on constate que la fraction cristalline extraite par le CBD représente, pour les horizons supérieurs (0-50 cm) en moyenne 18 % de l'aluminium total et 29 % de l'aluminium de la fraction $< 2 \mu m$.

Selon Righi et al. (1982) le réactif CBD ne solubilise pas la gibbsite. L'aluminium cristallisé l'étant ici sous cette forme, il est cependant vraisemblable que la gibbsite soit ici partiellement solubilisée et d'autant plus qu'elle est finement divisée (ou mal cristallisée).

- Extraction au pyrophosphate de sodium :

Les fractions de l'aluminium extraites par ce réactif sont de 2 à 3 fois inférieures à celles obtenues par l'oxalate et, comme celles-ci, croissent avec la profondeur, ce qui semble paradoxal car ce sont les fractions considérées comme étant liées à la matière organique.

4. La silice

Les horizons humifères et oxiques des oxydisols étudiés ne renferment plus ou que peu de silice (Tableau II.12). Les rapport molaires SiO_2/Al_2O_3 sont généralement inférieurs à 0,2. Seules des traces de silice sont donc solubilisées par l'un ou l'autre des réactifs utilisés.

5. Le phosphore dans la séquence du Plateau de Taravao

a) Teneur en phosphore de la roche-mère basaltique

Les roches basaltiques d'épanchement terminal dont sont issus les sols de la séquence renferment entre 3,7 et 8,8 % de phosphore total exprimé en P₂O₅ (Tableau IV.13).

b) Teneur en phosphore des oxydisols

Les horizons A (0-35 cm) des oxydisols de la séquence renferment entre 7,3 et 19,8 ‰ de phosphore. Le profil le plus richement pourvu en cet élément, à ce niveau, est le profil TAR 17 de basse altitude avec 21,5 ‰ en moyenne sur 50 cm. Cette teneur décroît rapidement à mesure que croît la profondeur pour n'être plus que de 7,2 ‰ à 1,60 mètres (Tableau II.12).

Il y a, pour ce profil, une concentration exceptionnelle du phosphore de la roche-mère aux horizons oxiques et humifères, dans un rapport de 1 à 3.

c) Partition du phosphore

Une très faible partie du phosphore du sol s'y trouve sous la forme dite assimilable par la végétation (1 à 4 %) (Méthode Olsen, 1954). Tout le reste est retenu, plus ou moins fortement, de façon passagère ou durable, par certains des éléments constitutifs du sol.

Il est possible de procéder au fractionnement de ces différentes formes du phosphore par une méthode d'analyse appropriée mise au point par Chang et Jackson (1958) (Tableau 11.24) :

 Phosphore complexé, avec l'aluminium, avec le fer et avec le calcium donnant des phosphates susceptibles de rétrocéder ultérieurement, plus ou moins facilement, ce phosphore.

Le phosphate d'alumine est extrait en premier par le fluorure d'ammonium (NH₄F 0.5 N), le phosphate de fer est ensuite extrait sur le résidu par la soude (NaOH 0,1 N) (il est dosé après élimination du phosphore organique par floculation) ; le phosphate de calcium est enfin extrait par l'acide sulfurique dilué (H₂SO₄ 0,5 N).

Echantillon	Profondeur (cm)	P ₂ assim	Os ilable 2	P ₂ O ₅ soluble dans l'eau	P ₂ lié i	P ₂ O ₅ lié à Ca 1 2		P ₂ O ₅ lié à Al 1 2		$\begin{array}{c c} P_2O_5 \\ \text{lié à Fe} \\ 1 & 2 \end{array}$		Os nique 2	P ₂ d'incl (par diff 1	O ₅ usion férence) 2	P ₂ O ₅ total (an.triacide) ‰	
VNA 11	0 - 10	96	1,2	Tr	185	2,4	45	0,6	1100	14,2	800	10,3	5524	71,3	7,75	
12	10 - 20	66	0,8	Tr	135	1,6	30	0,3	960	11,3	800	9,4	6505	76,6	8,50	
VNA 21	0 - 10	72	1,0	Tr	220	3,1	25	0,3	1280	18,3	570	8,1	4833	69,0	7,00	
22	10 - 20	83	1,0	Tr	228	2,9	20	0,2	1375	17,8	340	4,4	57,0	73,7	7,75	
23	25 - 35	141	1,8	Tr	345	4,4	35	0,5	1920	24,8	340	4,4	4969	64,1	7,75	
VNA 31	0 - 10	513	3,7	Tr	663	4,7	203	1,4	3898	27,8	920	6,6	7803	55,8	14,00	
32	10 - 20	581	3,9	Tr	708	4,7	220	1,5	4465	29,8	690	4,6	8886	55,5	15,00	

1 = en ppm du sol séché à 105°C

 $2 = en \% du P_2O_5 total$

Tableau II.24 : Les formes du phosphore dans les oxydisols de la toposéquence de Taravao (selon la méthode Chang et Jackson, 1958).

- Phosphore retenu par la matière organique, qui le préserve d'une immobilisation durable et le libère progressivement au fur et à mesure de sa minéralisation. Ce phosphore est extrait par HCl dilué et NH₄F sur deux échantillons du même sol dont l'un est traité par H₂O₂ pour détruire la matière organique. La différence de teneur en phosphore entre les deux traitements donne le phosphore organique.
- Phosphore durablement insolubilisé, dit d'inclusion, car associé à des minéraux stables ou protégé par des revêtements d'oxyde de fer qui résistent aux traitements à la soude et au fluorure d'ammonium alors que les phosphates de fer et d'alumine fraîchement précipités sont largement extraits.

Des quantités importantes, jusqu'à 75 % du phosphore total, se trouvent ici piégées sous cette forme. Les teneurs en ont été obtenues par différence entre le phosphore total et les autres formes du phosphore précédemment citées.

Selon B. Dabin (1962), les formes les plus mobiles sont le phosphate de calcium et le phosphate d'aluminium qui, lui-même, semble être plus mobile que le phosphate de fer.

Ces différentes formes du phosphore dans les horizons humifères des oxydisols VNA1, VNA2 et VNA3 sont reportées dans le tableau II.24.

On remarquera, pour le profil VNA1, le plus riche en matière organique, les liaisons du phosphore avec cette matière organique (10 % du P_2O_5 total et, pour les autres sols, les fortes liaisons phosphore-fer.

d) Teneurs en phosphore des fractions fines du sol (Tableau II.25)

Elles ont été dosées dans le profil TAR 17, le plus riche en phosphore, dans quatre fractions granulométriques $< 0.2 \ \mu m$, $0.2-1 \ \mu m$, $1-2 \ \mu m$ et 2-20 μm . Comme pour le sol global, une très nette différence apparaît à la limite entre les horizons B1 et B2, la teneur en phosphore de la fraction $< 2 \ \mu m$ de ce dernier horizon étant inférieure à la moitié de celle dans l'horizon B1.

La fraction < 2 μ m de la tranche 0-50 cm renferme en moyenne 4,6 % de phosphore avec une légère tendance à la croissance au sein de celle-ci avec la finesse du matériau, la fraction < 0,2 μ m, de l'horizon B1 renfermant 5,5 % de P₂O₅. Les limons (2-20 μ m) de cette tranche du sol contiennent en moyenne 2,7 % de phosphore. La fraction < 2 μ m de l'horizon B3C ne renferme plus que 2,4 % de phosphore et l'horizon C1 0,8 %, avec, ici, un appauvrissement des fractions les plus fines.

e) Cartographie chimique élémentaire du phosphore (Planche II.6)

Le phosphore apparaît réparti de façon quasi homogène dans l'ensemble de l'agrégat à des niveaux de concentrations allant de 0 à 33 % avec, dispersées dans la masse, des microconcentrations de 1 à 3 μ m à 34-67 %. Celles-ci sont généralement centrées sur un noyau à 68-83 % de phosphore dont la taille, n'excède pas 0,1 à 0,2 μ m. Peut être s'agit-il du phosphore d'inclusion signalé ci-avant. Les teneurs minimales, ou les absences, de phosphore correspondent, entre autres, aux emplacements des titanomagnétites et des anatases mais près de la moitié du volume de l'agrégat est totalement dépourvu de phosphore.

•.

L'examen d'une plage d'une lame mince recoupant plusieurs micro-agrégats (Planche II.6c) montre la variabilité de leur teneur en phosphore, l'un d'entre eux (bas de la photo) en étant particulièrement enrichi.

f) Modes de fixation du phosphore par les oxy-hydroxydes

Les oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium (et de titane) qui s'accumule dans les oxydisols, a une grande capacité d'absorption du phosphore (Uehara, 1977). Cet auteur a, par ailleurs, comme nous-même, (Jamet, 1982), constaté que de faibles apports de phosphore à ces sols sont sans effet sur la végétation. L'effet du phosphore ne devient évident que pour de forts apports.

Une forte fixation du phosphore est indiquée par la faible différence entre pH H₂O et pH KCl. Quand Δ pH (pH KCl-pH H₂O) est positif, le sol est chargé positivement ce qui indique une grande affinité pour les ions H₂PO₄⁻ (Mekara et Uehara, 1972).

Cela est parfois le cas pour les oxydisols de la séquence de Taravao pour lesquels ΔpH est toutefois généralement proche de 0 (voir § III.B.3).

La matière organique est susceptible de faire décroître la fixation des phosphates, ses charges négatives pouvant neutraliser les charges positives. Un sol peut ainsi être chargé négativement en surface seulement parce que les charges positives ont été neutralisées par un excès de charges négatives provenant de la matière organique (Uehara, 1977). Cependant de fortes fixations de phosphates ne sont pas substantiellement réduites par la matière organique, d'autant que celle-ci fixe aussi le HPO₄².

• Fixation par les oxydes de fer

Il est généralement admis que le phosphate est fortement adsorbé en remplaçant 20H (coordonnés aux ions Fe^{3+}) à la surface de la goethite (Parfitt et al., 1975 ; Hausmann et Anderson, 1985).

Il est probable que le fer amorphe intervienne de façon particulière dans l'adsorption du phosphore. C'est ainsi que, pour ce qui concerne les sédiments lacustres, il a été montré (Shukla et al., 1971; Mac Callister et Logan, 1978) qu'il existait une forte corrélation entre le fer extrait à l'oxalate et la capacité d'adsorption du phosphore.

• Fixation par les oxydes de titane

Cette fixation a été évoquée plus haut (§ C.2).



Planche II.6 . Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B.

de microagrégats (horizon A3 de l'oxydisol TAR 17)

- a phosphore dans un microagrégat
- b grossissement de a
- c groupement de microagrégats de richesse variable en phosphore

Pour l'oxydisol TAR 17 (sol total) le coefficient de corrélation entre P_2O_5 et TiO₂ atteint 0,98 témoignant d'une très bonne corrélation entre P_2O_5 total et TiO₂d (extrait au réactif CBD) (Figure II.8), identique à celle existant entre P_2O_5 et Fe₂O₃d (r = 0,98).

Cette corrélation est nettement moins bonne (r = 0,70) entre P_2O_5 et TiO₂ox (extrait à l'oxalate d'ammonium) alors qu'elle est assez bonne entre P_2O_5 et Fe₂O₃ox (r = 0,93).



Figure II.8 : Corrélation P2O5/TiO2d dans l'oxydisol TAR 17

D. Composition chimique et minéralogique des fractions fines

Les fractions granulométriques $< 2 \mu m$ et 2-20 μm ont été obtenues par sédimentation. La fraction argileuse du profil TAR 17 a ensuite été fractionnée en trois classes de particules (2-1, 1-0,2 et $< 0,2 \mu m$) par ultracentrifugation continue (centrifugeuse Sharples) (Brethes, 1971). Cette partition apporte des renseignements complémentaires concernant la répartition des principaux éléments constitutifs.

Echantillon Profondeur (cm) Horizon		TAR 171 · 0 10 A1						TAR 172 20 - 30 A3					TAR 173 40 - 50 B1				
Fraction granulo (µm)	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	< 0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20		
% du sol sec	5,3	11,4	6,1	22,8	25,4	4,8	13,6	4,4	22,8	21,3	5,0	13,0	3,6	21,6	18,0		
% Fraction < 2 μ m	23,2	50,0	26,7			21,0	59,6	19.3			23,1	60,2	16,6				
Al ₂ O ₃	11,7	6,9	10,5	9,0	10,8	9,3	8,1	6,9	8,1	6,1	6,9	7,6	8,5	7,6	6,9		
Fe ₂ O ₃	47,5	60,4	51,1	54,8	55,9	55,7	55,0	58,1	55,7	61,8	57,0	54,3	53,7	54,7	59,1		
TiO ₂	20,9	22,3	25,5	22,8	21,8	24,8	27,4	27,2	26,8	22,0	26,0	29,5	27,3	28,3	21,2		
SiO ₂	15,1	4,9	6,8	7,8	4,0	5,7	4,3	2,8	4,3	3,1	4,1	3,1	5,2	3,7	4,7		
P ₂ O ₅	4,5	4,0	4,9	4,4	3,0	4,5	4,5	4,5	4,5	2,2	5,5	4,8	4,5	4,9	3,1		
MgO					1,4					1,5					1,7		

							_									
Echantillon Profondeur (cm) Horizon			TAR 17 70 - 80 B2)			TAR 175 110 - 120 B3C					TAR 176 160 - 180 C1				
Fraction granulo (µm)	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	< 0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	< 0,2	0.2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	
F du sol sec	25.0	7,4	4,6	37	24,1	2,2	10,8	5,0	18	26,5	11,8	11.8	6,3	29,9	27,5	
% Fraction < 2 μ m	67,6	20,0	12,4			12,2	60.0	27,8			39.5	39,5	21,0			
Al ₂ O ₃	32.3	33.2	28,3	32,0	27,9	30,7	29,8	32,7	30,7	22,0	35,1	37,0	34.1	35,6	34.8	
Fe ₂ O ₃	22,9	21,6	29,9	23,5	35,7	24,8	28,5	28,0	27.9	47,3	19,4	16,1	21.0	18,4	29.1	
TiO ₂	10.7	11.7	16,4	11.6	15,1	10,9	14,5	13,9	13,9	17.2	9.0	8,1	10.9	9,0	9,3	
SiO ₂	32.3	31,7	22,8	31,0	15,2	31,8	24,5	22,6	14,8	8,5	35,8	38,1	32,2	35,9	22,4	
P2O3	1,8	1,6	2,2	1.8	2,9	1,7	2,5	2,5	2,4	2,0	0,8	0,5	1,4	0,8	0.9	
MgO					0,5					0,9					1.1	

Tableau II.25 : Microanalyses des fractions argileuses et limoneuses de l'oxydisol TAR 17 (résultats exprimés en % de l'échantillon sec). ÷

1. Composition chimique des « argiles » et des limons (Tableau II.25, Figure II.9)

Les analyses ont été effectuées à la microsonde sur des échantillons compactés des trois fractions inférieures à 2 μ m et de la fraction 2-20 μ m. Seuls les éléments majeurs Fe₂O₃, TiO₂, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅, plus MgO pour la fraction limoneuse, sont pris en considération. Les autres éléments dosés : MnO, CaO, Na₂O, Cr₂O₅, V₂O₅, BaO ne représentent que moins de 0,5 % des fractions < 2 μ m et 2-20 μ m. Dans les limons cependant on notera la présence, à de teneurs relativement élevées, de V₂O₅ (0,5 %) et BaO (jusqu'à 0,9 %).

a) Le fer

Bien que très riche en fer, la fraction argileuse des horizons de surface l'est, dans son ensemble, moins que le sol global (55 % en moyenne pour les horizons A et B1 contre 61 %). Il s'ensuit que les fractions plus grossières sont plus ferruginisées, ce qui s'observe dès la classe des limons, plus riches en fer que les "argiles".

Une chute brutale, et plus accentuée que pour le sol total, des teneurs en fer, est observée, pour l'ensemble des fractions fines, entre les horizons B1 et B2 : le fer de la fraction < 2 μ m décroît en effet de plus de moitié (de 55 à 23 %) et celui des limons de 1,6 fois (de 59 à 35 %). Au sein même de la fraction < 2 μ m les variations sont fluctuantes.

b) Le titane

La fraction $< 2 \mu m$ des horizons A et B1 apparaît enrichie en titane comparativement au sol total : 26 contre 21 %. Il n'y a pas de variations très significatives des teneurs en TiO₂ en relation avec la taille des particules de cette fraction. La fraction limoneuse 2-20 μm est, par contre, avec 21 % de TiO₂, sensiblement plus pauvre en cet élément.

Comme le fer, le titane décroît brutalement dans l'horizon B2. Il est réduit de moitié dans la fraction $< 2 \mu m$ (11,6 %) de 1,3 fois dans les limons qui sont ici, avec 15,1 % plus riches que les « argiles ».

Globalement, les teneurs en fer et en titane dans les fractions $< 2 \mu m$ évoluent de façon sensiblement parallèle tout au long du profil. Le rapport molaire TiO₂/Fe₂O₃ croît de 0,83 à 1,03 entre 0 et 60 cm et se maintient à 0,98 au-dessous (Figure II.9).

Pour mieux suivre l'évolution des teneurs pondérales en TiO_2 dans les fractions fines du profil, il est nécessaire de les relativiser en fonction des autres constituants solubles ou plus mobiles, SiO_2 et Al_2O_3 . C'est ainsi que, si l'on ramène les teneurs de ces deux éléments à leurs valeurs dans les horizons A et B1, la teneur en titane apparaît sensiblement constante dans le profil.

De la base vers le sommet du profil on constate un appauvrissement en titane de la fraction 2-20 μ m et, parallèlement, un enrichissement de la fraction < 2 μ m. Cela laisse supposer qu'il y a eu transfert de titane des fractions limoneuses vers les éléments les plus fins du sol.



Figure II.9 - Teneurs en Fe2O3, TiO2 et P2O5 dans la fraction < 2 μ m de l'oxydisol TAR 17 et rapports molaires dans les fractions < 2 μ m et 2-20 μ m

c) L'aluminium

Les « argiles » et les limons fins des horizons supérieurs titano-ferrugineux de l'oxydisol analysé, sont pauvres en oxydes d'aluminium : 8 à 9 % environ. A partir de l'horizon B2, la teneur croît de 3 à 4 fois et davantage encore pour la fraction $< 2 \mu m$, en liaison avec la présence simultanée de gibbsite et d'halloysite à 7 Å.

.

d) La silice

Exception faite de la fraction $< 2 \mu m$ de l'horizon A1 qui en renferme 15 %, la teneur en silice est inférieure à 5 % dans les fractions $< 2 \mu m$ des horizons A et B1 et à 4 % dans les limons. Elle croît fortement dès l'horizon B2 : 31 % pour les « argiles », 15 % pour les limons.

La silice est, en surface, à l'état libre (silane) ou dans de rares halloysites visibles en MET ou en MEB. Plus profondément, elle se trouve engagée dans les réseaux de l'halloysite.

e) Le phosphore

La fraction $< 2 \mu m$, très riche en fer, des horizons A et B1 est particulièrement riche en phosphore (exprimé en P₂O₅), avec des teneurs proches de 4,5 % (2 fois plus élevées que dans le sol global). En B2, la teneur en P₂O₅ décroît jusqu'à 1,8 et 0,8 % en C1. On observe donc l'association classique, oxydes de fer - P, des sols à charges variables (voir § 5.d).

2. Composition minéralogique des argiles et des limons

a) Diffractométrie aux rayons X (Tableau II.26)

Sol total

L'analyse diffractométrique aux rayons X effectuée sur le sol total des profils VNA1 et VNA2 révèle une composition minéralogique à base de gibbsite, d'oxyhydroxydes de fer (hématite, goethite et magnétite) d'anatase, et de traces d'ilménite.

Fraction $< 2 \mu m$

La composition de la fraction $< 2 \mu m$, qui constitue les 4/10 environ des horizons oxiques des sols analysés, est bien différente de celle du sol total. L'anatase y entre a des teneurs importantes, confirmées par la microanalyse, qui peuvent atteindre 25 % de la masse de la fraction fine. Sa teneur est moindre dans la fraction $< 2 \mu m$ du profil VNA2, mais cette dépression est compensée par une égale quantité, évaluée d'après l'analyse des diffractogrammes de rayons X, de l'une des autres formes polymorphes de l'oxyde de titane, la brookite et le rutile.

Echautillon	Profouvleur	-2	Anata	se	-2	Brook	ite	-2	Rutil			Gibbs	ite	N	1agné	tite			ite	-2	Goethi	ite	-2	11méni 2.20	ite	H	lalloy:	site
Lenantinon	(cm)	0	2-20	3		2-20	10.10		2-20	10.10		2-20	10.10		2-20	10.10		2-20	10.10		4-20			2-20			2-20	
VNA 12	10-20	4	3	2							2	4			2 [.]	2		4		3	1	2			- -			
13	40 - 50		2	2							2	4	د		2	2		4	2	2		2			1			
15	55 - 65		-	2							2	'	3		2	2			2		^	2		`	Т			
17	120 - 130	2	3	2							3	4	4		2	2		3	2	3	1	2			T			
VNA 21 23 24 25 26	0 - 10 25 - 35 40 - 50 55 - 65 90 - 100	2 2 2 2 1		1	2 2 T	2 2 1 1		1 1 1 T T			2 2 2 2 2 2	4 4 5 5	3		2 2 1 1	2 2	2 2 2 2 1	4 4 4 2	4	* 2 2 2 2 2 1	ί 1 1 Τ Τ	2 T	1	1 1	1			
TAR 171	0 -10	4	2									1		2	4		2	5		2				(CBD)				
172	20 - 30		2											(CRD)	4		2	5					(CBD)	(CBD)				
173	70 - 80	(CBD)	(CBD)		[[2	4		(CBD)	3		(CBD)	4		_						3	2	
175	110 - 120	· ·									-							· ·										
176	160 - 180	(CBD)	(CBD)								2	(CBD)		4	(CBD)		3	(CBD)								3	3	1
177	280 - 300										1	3			1			4			Т					2	2	2
																										· ·		1

 \oplus = fraction argileuse < 2 μ m ; \oplus = fraction limoneuse 2 - 20 μ m ; \oplus = terre totale (te-to)

5 = Très important

4 = Important

3 = Assez important

2 = Peu

1 = Très peu

T = Traces

(CBD) = n'apparaît que sur les échantillons préalablement traités par ce réactif.

Tableau II.26 : Composition minéralogique des oxydisols VNA1, VNA2 et TAR17.

Associés à ces minéraux titanifères, on note la présence constante de goethite, intermittente d'hématite. La magnétite est très rare dans cette fraction fine du sol et, souvent masquée, elle n'apparaît qu'après un traitement CBD.

Quant à la gibbsite, elle apparaît en notable quantité, sauf dans le profil TAR 17, mais paraît souvent masquée par des produits amorphes.

Fraction 2-20 µm

Constituant le tiers de l'horizon, elle est dominée par l'hématite, toujours importante, dont les cristaux de grande taille résistent bien à l'attaque CBD (Mehra et Jackson, 1960). Viennent ensuite la gibbsite et la magnétite, cette dernière étant toutefois plus importante dans le profil TAR 17. L'anatase est moins abondante dans la fraction 2-20 μ m que dans la fraction < 2 μ m. Elle peut y demeurer assez importante mais aussi ne pas y apparaître (VNA2); elle est alors remplacée par de la brookite. Ce cortège minéral est complété par un peu de goethite.

Fraction 20-50 µm

L'analyse effectuée sur la fraction 20-50 μ m du profil TAR 17 révèle une composition minéralogique faite pour l'essentiel de magnétite et d'hématite.

b) Analyse thermique différentielle

Fraction $< 2 \mu m$

Une réaction endothermique, généralement importante à 120-160°C, traduit la présence d'une phase amorphe ou de goethite mal cristallisée, riches en eau hygroscopique. Le traitement du sol total par l'oxalate d'ammonium (Schwertmann, 1964) y révèle en effet 5 à 7 % de fer amorphe, vraisemblablement extrait, pour l'essentiel, de la fraction $< 2 \mu m$. De même les extractions par le réactif CBD laissent supposer qu'une part importante du fer (40 %) se trouve sous une forme mal cristallisée.

Une seconde réaction endothermique, se manifestant vers 320-340°C et qui correspond à la déshydroxylation de la gibbsite et (ou) de la goethite, peut être également importante.

Vers 400°C apparaît une réaction exothermique pouvant être importante pour les échantillons correspondant aux horizons humifères.

Une succession de deux pics exothermiques à $330/340^{\circ}$ C et $465/470^{\circ}$ C apparaît également dans la fraction < 2 μ m de l'horizon oxique du profil TAR 17 ; ils correspondent à la succession de réactions :

 $Fe_3O_4 \longrightarrow \gamma Fe_2O_3 \longrightarrow \alpha Fe_3O_1$ maghémite hématite magnétite

Fraction 2-20 pm

On y retrouve les réactions endothermiques à 120-140° témoignant de la présence d'amorphes, et à 335-340° correspondant au départ de l'eau de constitution de la gibbsite, très atténuée toutefois dans les profils où la gibbsite se fait rare dans cette fraction granulométrique.

c) Analyse thermo-pondérale

La perte d'eau, parfois très importante, observée entre 220 et 320°C correspond à la déshydroxylation de la gibbsite mais aussi à la déshydratation de la goethite. Aussi, lorsque ces deux minéraux sont simultanément présents, il est difficile de faire la part de l'un et de l'autre.

Ainsi la fraction $< 2 \mu m$ de l'horizon oxique du profil VNA1 subit-elle une perte d'eau pouvant atteindre 23 % correspondant à la fois à la gibbsite et à la goethite. Si l'on considère que la perte d'eau jusqu'à 250°C concerne essentiellement la gibbsite, on aboutit à une teneur très approximative de 30 % de ce minéral. Il en va de même si l'on attribue les 3/4 de l'eau perdue à la gibbsite, ce qui paraît exagéré compte tenu de la teneur globale du sol en gibbsite. L'évaluation est plus aisée pour ce qui concerne la phase limoneuse de cet horizon pauvre en goethite et assez riche en gibbsite : 15 à 25 % selon la profondeur.

E. Nature des particules des horizons supérieurs des oxydisols

1. Observations au M.E.T. et analyses par microsonde de particules $< 2 \mu m$.

L'étude a été réalisée sur l'horizon A3 de l'oxydisol TAR 17.

Un échantillon de la fraction $< 2 \mu m$ de cet horizon, obtenu par sédimentation, a été mis dans de l'eau. Puis on a procédé à l'échange de l'eau contre du méthanol. L'échantillon a alors été inclus dans de la résine époxy "Spurn" dont la pénétration est facilitée par le méthanol. La préparation a ensuite été laissée à l'étuve à 60° durant 24 heures. Dans l'échantillon ainsi consolidé on a réalisé des coupes ultrafines de 500 Å d'épaisseur à l'ultramicrotome à couteau de diamant. Montées sur lames ces préparations ont été observées au M.E.T. et analysées par microsonde.

L'examen à fort grossissement, x 10500 (Planche II.7) et x 51000 (Planche II.8) de ces coupes et leur analyse (Planche II.9) permettent de reconnaître les diverses particules constitutives du plasma de l'horizon étudié.

On y distingue 5 types de particules, toutes extrêmement fines puisque n'atteignant généralement pas $1/2 \ \mu m$:



1 μ**m** ,





Planche II.8 : Coupes de particules constitutives de l'horizon oxique (profil TAR 17) (photos M.E.T.)





Planche II.9 : Microanalyses des particules constitutives de l'horizon oxique (planches II.7 et II.8 .)

a - agrégation de microcristaux d'oxyde de fer avec titane et phosphore

- b et e titanomagnétite
- c gibbsite
- d halloysite sphéroidale
- f anatase
- (Le cuivre provient du support de l'échantillon)

- Les plus gros éléments (a) (Planches II.7, II.8 et II.9) sont, en fait, des microagrégats constitués d'un grand nombre de cristallites d'oxyde de fer d'une cinquantaine d'Angströms. Ils englobent des micronodules de 100 à 400 Å, vraisemblablement d'anatase et un peu de gibbsite. A l'analyse apparaît en outre un peu de phosphore.
- Les éléments massifs (b) de 0,2 à 0,5 μ m (Planches II.8 et II.9) sont des microcristaux de titanomagnétite de faciès varié, plus ou moins riches en titane.
- La gibbsite presque pure (c) apparaît sous des formes massive ou lamellaire (Planches II.7 et II.9).
- Les particules sombres et arrondies (f) de taille généralement inférieure à 0,1 μm (Planche II.7) correspondent à l'anatase. Nettement définies et essentiellement titanifères (Planche II.9f), elles sont parfois entourées d'un matériau riche en oxyde de fer.
- Les halloysites (d), de faciès sphéroïdal (150 Å) sont rares (Planches II.7 et II.9)

2. Microanalyse de l'agrégat

Une fraction de l'échantillon TAR 172 (horizon A3) de l'oxydisol TAR 17 a été tamisée sous l'eau sur une succession de tamis de maille 0,5 - 1 et 2 mm. Les agrégats compris entre 0,5 et 1 mm ont servi à confectionner une lame mince polie. Deux de ces agrégats sont représentés dans la planche II.10.

Des microanalyses et une cartographie chimique élémentaire par microsonde en MEB ont été effectuées sur plusieurs de ces agrégats. Les résultats obtenus pour l'un d'entre eux sont exposés ci-dessous.

a) Microanalyses chimiques

Le tableau II.27 indique les valeurs moyenne, maximale et minimale obtenues pour neuf microanalyses effectuées sur une demi-transversale recoupant l'agrégat a de la planche II.10.

Les analyses ont été faites sur des plages paraissant homogènes, en évitant autant que possible de traverser des microcristaux de titanomagnétite.

Par rapport au sol global (Tableau II.12), l'agrégat isolé de l'horizon A3 apparaît assez nettement enrichi en titane et en phosphore, mais beaucoup moins en fer, les rapports molaires TiO_2/Fe_2O_3 étant de 0,65 pour le sol, de 0,91 en moyenne pour l'agrégat.



a





	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
Teneur maximale	61,8	33,7	7,0	5,1	2,2	1,09
Teneur moyenne	58,8	26,9	5,6	3,8	1,4	0,91
Teneur minimale	55,5	22,9	3,2	1,7	0,8	0,82

Tableau II.27 : Composition d'un microagrégat de l'horizon A3 du profil TAR 17 (microanalyses).(Valeurs moyennes pour 9 analyses, en % pondéraux)

b) Répartition des éléments dans l'agrégat : cartographie chimique élémentaire

Les microanalyses ont été complétées par des cartes de répartition, au sein de l'agrégat, du fer, du titane, de la silice et de l'aluminium.

• Carte du fer (Planche II.11)

La carte chimique montre une répartition assez régulière du fer dans l'ensemble de l'agrégat figuré sur la planche II.10a. Il y est généralement réparti selon des plages imbriquées ou juxtaposées à deux niveaux de concentration moyenne : 17-33 % et 34-50 %. La périphérie de l'agrégat, comme la bordure des cavités ou des vides divers, font exception. Ces secteurs sont en effet, par rapport au reste de l'agrégat, nettement appauvris en fer dont la teneur moyenne n'y atteint pas 16 %.

Le plasma, ainsi ferruginisé, est ponctué d'un grand nombre de microcristaux correspondant, sur la carte chimique, aux taches ou points bleu-clair et blancs nettement plus riches en fer. Ce sont des titanomagnétites dont la taille va d'une dizaine à moins de l μ m. Ces micro-titanomagnétites fortement déchiquetées, en cours d'altération, présentent une charpente centrale parfois très réduite riche de 68 à 83 % de fer, ennoyée dans une masse relativement déferrifiée à 51-67 % de fer. Sur l'image obtenue à fort grossissement, il apparaît que les secteurs limitrophes des titanomagnétites s'enrichissent du fer issu de l'altération de ces cristaux.

• Carte du titane (Planche II.11)

Le titane est, à l'image du fer, réparti de façon assez régulière dans le plasma de l'agrégat, selon des plages imbriquées à deux niveaux de concentration : jusqu'à 16 % et 17-33 %. L'ensemble est ponctué de microplages de 1 à 2 μ m à forte concentration titanifère, correspondant aux micronodules d'anatase, impossibles à isoler du reste du plasma. La teneur en titane va décroissant du centre du nodule (68-83 %) vers sa périphérie où elle tombe à34-50 %.




b

а



- : Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. : d'un microagrégat (horizon A3 de l'oxydisol TAR 17) Planche II.12

 - a répartition de la silice b grossissement de a c répartition de l'aluminium

Echelle des couleurs : voir planche II.6 .

Carte de la silice (Planche II.12)

La silice est très peu abondante dans l'agrégat qui n'en recèle en moyenne qu'un peu plus de 1 %. Elle y est représentée sous forme de micronodules de 5 à 10 μ m, peu abondants et dispersés, dont la teneur en silice va décroissant, du centre vers la périphérie, de 75 ou 58 % à 8 % en moyenne.

Un peu plus abondantes sont des particules siliceuses de l'ordre du micromètre, liées vraisemblablement aux autres éléments du sol et riches, en moyenne, de 8 % de silice.

• Carte de l'aluminium (Planche II.12)

La teneur moyenne en aluminium de l'agrégat n'atteint pas 6 %. Cet élément s'y trouve concentré dans des particules micrométriques, éparses ou regroupées, à des teneurs moyennes de 7 à 25 % en des micronodules vraisemblablement gibbsitiques riches, de la périphérie vers le centre, de 58 à 75 % en moyenne d'Al, l'ensemble étant réparti de façon assez homogène dans l'agrégat.

Il est à noter que, parmi les agrégats du sol, peuvent être isolés des nodules gibbsitiques de 0,5 à 1 mm. L'aluminium y est inégalement réparti avec un fond à 42 % d'Al₂O₃, en moyenne, des noyaux à 75 % et une frange périphérique à 8 %. On y trouve associés, à des teneurs moyennes n'excédant pas 8 %, de la silice, du fer, du titane et du phosphore.

IV. BILAN GÉOCHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE. ÉVOLUTION DE LA TENEUR EN ÉLÉMENTS MAJEURS DANS LES OXYDISOLS

A. Le stade initial de la genèse des oxydisols : désilicification et désalcanisation

La désilification est reconnue comme étant l'un des processus dominants dans la genèse des sols tropicaux (Herbillon, 1974). C'est le premier processus intervenant dans l'altération des roches volcaniques de Hawaï (Bates, 1960), comme de Tahiti (Jamet, 1986).

L'altération météorique, très active sous les tropiques, favorise en effet les rapides décationisation et désilicification de ces roches, des basaltes en particulier, où le silicium, à défaut de quartz, est tout entier engagé dans les silico-aluminates altérables comme les feldspaths, les augites, les verres basaltiques. Et la silice est d'autant plus rapidement extraite de la roche basaltique par les processus d'altération et migre d'autant plus facilement que cette roche sous-saturée est relativement pauvre en cet élément (Gaucher, 1968).

Dans le cas des oxydisols qui constituent l'essentiel de la couverture pédologique des planèzes (unités morphologiques de pente faible, < 15 %), l'hydrolyse des silicates, favorisée par l'excellent drainage, est intense ; la silice est presque totalement éliminée sur

		Rochel	pasaltique saine e	t altérée	
	Roche basaltique saine % (1)	Roche altérée gris-bleutée % (2)	Roche altérée rouille % (3)	Roche altérée gris-bleutée (4)	Roche altérée rouille (5)
SiO ₂	43,99	33,22	34,17	- 24,4	- 22,3
FeO	7,35	5,89	-		
Fe ₂ O ₃	5,95	22,11	26,04	+ 103,2	+ 84.6
Al ₂ O ₃	14,20	27,42	27,64	+ 93,0	+ 94.6
TiO ₂	3,77	6,81	6,95	+ 80,6	+ 84.3
MgO	6,58	1,60	1,33	- 75,6	- 79.7
CaO	10,04	0,06	0,05	- 99,4	- 99,5
K ₂ O	0,99	-	-	- 100	- 100
Na ₂ O	4,29	-	-	- 100	- 100
P ₂ O ₅	0,83	0,86	1,15	+ 3.6	+ 38.5
MnO	0,21	0,38	0,36	+ 80,9	+ 71,4
H ₂ O [°]	0,15	(10,05)	(8,78)		
H ₂ O ⁺ (1000°C)	0,11	(8,89)	(18,55)		
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,21	2,11	2,11		
SiO2/R ₂ O ₃	2,51	1,14	1,32		

une profondeur généralement comprise entre 50 et 200 cm. Ce n'est qu'au niveau du « mamu » (altérite friable) qu'elle réapparaît au sein des minéraux argileux.

(1) Basalte à augite et olivine (% pondéraux)

(2) et (3) Valeurs calculées en % du poids minéral sans perte au feu à 1000°C

 (4) et (5) Pertes ou gains : valeurs relatives en % de la teneur pondérale dans la roche saine (FeO étant converti en Fe₂O₃)

Tableau II.28 : Composition chimique d'une roche basaltique et des produits de son altération. Planèze de Pamatai. Profil MAU 8. Bilan géochimique.

Le profil MAU 8 (oxydisol de la climotoposéquence du Mont Marau¹) peut servir de référence pour l'étude de la désilicification et, corrélativement, de l'évolution des autres constituants majeurs du sol (Tableaux II.28 et II.29, figure II.10).

¹ En prenant pour exemple ce profil, nous n'anticipons pas sur la troisième partie de notre étude se rapportant précisément à la climotoposéquence du Mont Marau. Ce profil complet, visible jusqu'à la roche-mère, est une référence permettant l'établissement du bilan géochimique valable pour tous les oxydisols des planèzes de Tahiti.

Il est situé sur une pente de 15 %, à 650 m d'altitude où les précipitations atteignent annuellement 2500 mm. L'évapotranspiration pouvant, dans de telles conditions, atteindre 1200 à 1300 mm/an (Quantin, 1992) et le ruissellement étant peu important sur ces sols perméables et de pente modérée, le drainage concerne donc une importante hauteur d'eau. Le profil a été observé sur une profondeur de 2,20 mètres jusqu'à l'altérite et, en contrebas, une petite tranchée a mis à jour la roche-mère, un basalte à augite et olivine présentant une altération classique en boules. Le coeur des boules d'altération est encore sain. Les boules sont entourées d'un matériau d'altération gris-bleuté de 10 à 20 cm d'épaisseur qui passe ensuite au rougeâtre.

					Oxydisol	I MAU 8						
	Roche		Sol	% (2)		Gains ou pertes (3)						
	basaltique saine % (1)	MAU 87 200 cm	MAU 86 160cm	MAU 84 80 cm	MAU 81 10 cm	MAU 87	MAU 86	MAU 84	MAU 81			
SiO ₂	43,99	12,81	1,48	2,46	1,92	- 70,8	- 96,6	- 94,4	- 95,6			
Fe ₂ O ₃	14,10	38,74	40,64	45,84	49,48	+ 176,7	+ 190,2	+ 227,4	+ 253,4			
Al ₂ O ₃	14,20	35,61	46,45	38,46	34,34	+ 150,7	+ 227,1	+ 170.8	+ 141,8			
TiO ₂	3,77	10,52	9,54	11,50	11,07	+ 179,0	+ 153,0	+ 205.0	+ 193,6			
MgO	6,58											
CaO	10,04											
K ₂ O	0,99	1,39	1,54	0,88	1,58	- 93,6	- 95,9	- 92,7	- 84.6			
Na ₂ O	4,29											
P ₂ O ₅	0,83				2,70				+ 225,3			
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,21	0,61	0,05	0,10	0,09							
SiO ₂ /R ₂ O ₃	2,51	0,36	0.03	0,06	0,04							

(1) idem tableau II.28

(2) Valeurs calculées en % du poids minéral sans perte au feu (à 1000°C).

(3) Gains ou pertes en % de la teneur pondérale dans la roche saine.

Tableau II.29 : Bilan géochimique de l'oxydisol MAU 8.

La roche-mère renferme 44 % de silice. L'altérite gris-bleutée, directement issue de cette roche, manifeste une diminution relative en poids de SiO₂ de 24 % par rapport à la teneur pondérale dans la roche saine. A moins de 20 cm de la roche, le matériau prend une teinte rougeâtre sans que ne s'accentue la perte en silice. Au-delà, la désilicification croît fortement, si bien qu'au-dessus de cette altérite et à 2 mètres de la surface, la diminution en poids de SiO₂ est de 70 %. Elle est quasi-totale (95 %) à la base du sol proprement dit (-160 cm) là où les lithoreliques ont pratiquement disparu.





Figure II.11 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction < 2 μm de l'altérite (Profil MAU 8) 1 - Altérite gris-bleutée 2 - Altérite rouge

Les cations alcalins et alcalino-terreux accompagnent la silice dans la phase migratrice emportée par les eaux de drainage mais leur élimination est encore plus rapide que celle de la silice. Ils ont quasiment disparu dès les premiers stades d'altération de la roche, le magnésium seul présentant un certain retard à l'entraînement : dans l'altérite gris-bleutée, la perte en est de 75 % par rapport à la teneur pondérale initiale dans la roche saine.

Corrélativement, l'aluminium, qui subit une certaine éluviation, s'individualise sous l'effet du phénomène d'allitisation (Pedro, 1966), avec néoformation de gibbsite.

La désilicification laisse finalement un résidu constitué des éléments les moins solubles : des oxydes et des hydroxydes (Herbillon, 1974) de fer, d'aluminium et de titane.

B. Le devenir de la silice : la silice dans la solution du sol et dans les eaux de surface (Tableau II.30)

Sur l'île de Tahiti les eaux météoriques arrivant au sol sont, avant tout contact avec la végétation, totalement dépourvues de silice. Mathieu (1971), par contre, signale de la silice à des teneurs voisines de 1 mg.1⁻¹ dans des eaux de pluie récoltées dans les clairières de Côte d'Ivoire, cette teneur pouvant doubler (1,9 mg.1⁻¹) après ruissellement sur les arbres de la forêt.

Les eaux de gravité récoltées par l'intermédiaire de gouttières à la base des horizons superficiels des sols de la séquence du Mont Marau, du podzol comme des oxydisols, ne contiennent que peu ou même pas du tout de silice. Une teneur maximale de 2 mg. 1⁻¹ a été obtenue dans l'horizon B de l'oxydisol MAU 8 (voir 3ème partie § D).

Il existe sur les planèzes de Taravao et du Mont Marau, au niveau de l'altérite, une très nette chute de la perméabilité, favorable à la naissance d'un réseau de drainage latéral interne rassemblant les eaux, après gravitation au travers de toute l'épaisseur de la couverture pédologique, pouvant avoisiner les 3 mètres.

Une résurgence a été observée, sur le plateau de Taravao, au bas d'une longue pente de 15 % à 2,5 mètres de la surface du sol. La roche-mère est un basalte à augite et olivine, le débit est important (5 à 10 l/mn) lors des fortes précipitations. La teneur en silice des eaux y atteint 29,75 mg.1⁻¹. Non loin de là, l'eau d'un réservoir artificiel, creusé dans la roche en contrebas d'une petite falaise basaltique, en révèle 9,37 mg.1⁻¹.

Ces eaux, et tout particulièrement la première, sont notablement plus riches en cet élément que les eaux de marigots de faible débit drainant les planèzes : 1,82 mg. l⁻¹ pour la haute planèze de Taravao dans la presqu'île et 3,10 mg. 1⁻¹ pour celle du Mont-Marau dans l'île, en contrebas du secteur podzolisé étudié.

1	1	6

PROFIL Type de sol	Niveau de prélèvement	SiO ₂ mg l ⁻¹
MAU 1 Podzol (Séquence du Mont Marau)	Base AoF Base E Sommet BFe Base Bfe	0,03 0,00 0,13 0,00
MAU 4 . Oxydisol de transition (Séquence du Mont Marau)	Base A1 Base A3	0,00 0,00
MAU 8 Oxydisol (Séquence du Mont Marau)	Base A1 Dans B1	0,00 2,02
TAR 17 oxydisol (Séquence de Taravao)	Base A1 Base A3	0,12 0,03

Teneur en silice

des solutions du sol

Lieu de prélèvement altitude	SiO ₂ mg 1 ⁻¹
Résurgence Taravao <u>~</u> 200 m	29,75
Réservoir Taravao ~ 200 m	9,37
Marigot Taravao <u>~</u> 700 m	1,82
Marigot Mont Marau <u>~</u> 1000 m	3,10
Pluie Mont Marau <u>~</u> 1300 m	0,00
Pluie Punui 60 m	0,00

Teneur en silice

des eaux de surface

Tableau II.30 : Teneur en silice des solutions du sol et des eaux de surface.

La silice, provenant des sols et de leurs altérites et emportée par ces eaux de drainage, va enrichir les eaux lagonaires où ces teneurs sont de 2 à 6 fois supérieures aux valeurs océaniques (jusqu'à 12 moles/m³ contre 2). Lors des fortes crues des rivières, donc après de fortes précipitations, les teneurs en silice des eaux lagonaires, dans l'axe des baies où elles se jettent, peuvent atteindre 100 fois la valeur océanique (5,6 mg.1⁻¹), le rapport étant seulement de 10 à 20 pour les autres nutriments (Rougerie, 1984).

C. Evolution minéralogique

Le matériau basaltique originel est essentiellement constitué de labrador, d'augite, d'olivine et de titanomagnétite, noyés dans un verre.

La composition minéralogique des matériaux qui en sont issus a été déterminée par diffraction de rayons X et microscopie électronique.

1. Diffraction de R. X.

L'examen des diffractogrammes de rayons X relatifs à une écaille grisâtre d'une boule basaltique, laisse apparaître, à côté de feldspaths, de fortes teneurs en gibbsite, de petites quantités de magnétite, de goethite et d'ilménite et des traces seulement d'halloysite à 10 Å.

La gibbsite résulte de la désilicification précoce des augites comme cela apparaît sur les lames minces. Les nombreuses diaclases fragmentant le basalte sont, quant à elles, emplies d'un matériau blanc constitué, outre de débris de verre volcanique, d'halloysite à 10 ou 7 Å ou d'un mélange des deux.

Le seul minéral argileux décelable aux rayons X dans la fraction inférieure à 1 μ m des altérites grise ou rouge (Figure II.11) est l'halloysite déshydratée à 7,2 Å qui apparaît d'ailleurs plus nettement dans les fractions limoneuses. La forme hydratée de l'halloysite, qui, de 10 Å se rabat à 7,3 Å après chauffage à 110°C, n'apparaît que dans l'altérite rouge globale.

La magnétite est assez abondante dans l'altérite gris-bleutée. Elle se raréfie dans l'altérite rouge au profit de l'hématite qui y apparaît en abondance, associée à de l'ilménite et de l'anatase.

Quant à savoir si le minéral à 7,2 Å, généralement observé, est bien de l'halloysite, la dissymétrie des raies à 7,2 et 4,45 Å et la présence de cette dernière, inexistante dans le cas de la kaolinite (Moinereau, 1974), ne laissent pas de doute sur la nature de ce minéral.

2. Microscopie électronique (M.E.T.)

Sous le microscope électronique à transmission, l'halloysite se présente sous la forme de tubes résultant de l'enroulement plus ou moins complet de lamelles et dont la taille peut

dépasser le micron, pour un diamètre de 80 à 100 Å ainsi que de glomérules plus ou moins sphériques (d = 0,25 μ m) (Planche II.13).

. ·

Cet examen montre aussi des plaquettes pseudohexagonales d'halloysite à 7 Å proches des formes de la kaolinite (Dixon et Mc Kee, 1974; Quantin, 1992), ce qui peut prêter à confusion. Il semble toutefois que certains cristallites hexagonaux, nettement définis, de l'ordre du quart de micron, soient de la kaolinite.

A côté de l'halloysite apparaît de l'allophane en glomérules de forme microsphérique (d = 30 à 50 Å) et de la protohalloysite en forme de minuscules glomérules de 80 à 120 Å, semblables à ceux observés par Quantin (1992).

Cette juxtaposition peut suggérer l'évolution suivante :

Allophane (30 - 50 Å) \rightarrow protohalloysite (100 Å) \rightarrow halloysite (0,5 à 1 μ m).

V. CONCLUSION

En climat tropical humide, sur les vestiges en pente douce de la surface primitive des cônes volcaniques de Tahiti, l'altération des matériaux basaltiques originels est quasi-totale, les seuls minéraux primaires épargnés et retrouvés parfois inaltérés dans la fraction sableuse des sols étant les titanomagnétites.

Les éléments les plus solubles, la silice et les cations basiques, presque entièrement soustraits du sol par les eaux météoriques vont se perdre dans les rivières et les lagons. Cela se traduit, pour les horizons humifères et oxiques du sol, par une très importante concentration relative des éléments les plus insolubles dans les eaux naturelles : fer, titane, aluminium. Les teneurs en Fe exprimées en Fe₂O₃. Al exprimés en Al₂O₃ et Ti exprimés en TiO₂ peuvent y atteindre respectivement 55,28 et 19 %.

Les variations pondérales de celles-ci atteignent, par rapport aux teneurs dans la roche saine, près ou plus de 200 %. Ces sols sont de véritables minerais d'oxyhydroxydes trimétalliques. Cela justifie leur appellation d'oxydisols.

La silice ayant quitté les profils, il n'y a donc que très peu de minéraux argileux au sein des sols (≤ 6 %). Ceci est reflété dans l'évolution des rapports SiO₂/Al₂O₃ et SiO₂/R₂O₃, qui passent respectivement de 2,1 à 1,2 dans l'altérite à moins de 0,10 et 0,06 dès les horizons d'altération du sol.

Dans l'altérite, l'halloysite, généralement déshydratée et de faciès tubulaire, est le seul minéral argileux (avec un peu d'allophane, plus fugace semble-t-il), issu de l'altération du basalte et plus spécialement de ses feldspaths. Encore ce minéral n'est-il qu'une étape de la transformation des silicates primaires en oxydes et hydroxydes, un intermédiaire cristallin entre les silicates et la gibbsite, sa totale désilicification et corrélativement l'individualisation de l'aluminium libéré en gibbsite intervenant dès la limite supérieure de l'altérite.

Planche II.13-

Profil MAU 8 - Photos M.E.T.

- a Altérite gris-bleutée du basalte à augite et olivine (profil MAU 8) Halloysite 7 Å en tubes et en sphères ou glomérules
- a' Particule de gibbsite
- b Altérite rouge du même basalte
 Halloysite 7 Å en tubes bien développés et en sphères ou glomérules
- c Altérite (horizon C1) du profil MAU 8 Halloysite 7 Å en tubes et glomérules



1<mark>0,5 µm</mark>

0,25 µm

b

Dans l'altération de l'halloysite en gibbsite, a été observée une étape amorphe transitoire (Bates, 1960). Ce même auteur a, cependant, noté des pseudomorphoses de tubes d'halloysite en gibbsite.

Ainsi que le soulignent Millot (1964), Pedro (1964-1966) et Tardy (1968), c'est essentiellement la dynamique de la silice qui règle la distribution des minéraux de néoformation.

Lorsque le drainage est ralenti (c'est le cas pour l'altérite), la silice n'est que partiellement évacuée. Il se forme des composés dont le rapport SiO_2/Al_2O_3 est variable mais proche de 1 (Tardy, 1968; Quantin, 1992), inférieur à 0,5 ici; il y a alors néoformation d'halloysite. Lorsque le drainage est extrême (c'est le cas des horizons oxiques et humifères des oxydisols) la désilicification est totale, il y a néoformation de gibbsite.

La perte de la partie la plus soluble de la roche, la silice pour l'essentiel, dépassant 65 % de la masse du matériau originel, les répercutions sur les caractéristiques physiques du sol sont importantes : forte élévation de la densité réelle (entre 3 et 3,5), décroissance de la densité apparente de 1,5 à 0,7 entre les horizons C et A, et corrélativement, apparition d'une très forte porosité qui évolue entre ces mêmes horizons de 60 à 75 % en moyenne.

Privés de leurs éléments solubles, les oxydisols sont, par contre, fortement enrichis en matière organique. Soumise à une activité biologique réduite, lentement minéralisée, celle-ci s'accumule en effet dans les horizons humifères, à des teneurs souvent supérieures à 10 %.

De toutes ces caractéristiques découlent les propriétés des oxydisols et leur potentiel de fertilité. Dotés d'une structure forte et stable, ils constituent un excellent support pour la végétation, la porosité élevée assurant une bonne circulation de l'eau, une bonne aération et une facile pénétration des racines.

Par contre, la déficience en minéraux argileux conduit à une mauvaise capacité de rétention de l'eau et, en particulier, de l'eau utile aux plantes. Ces sols exigent donc, pour les cultures annuelles et, malgré une pluviosité importante, une irrigation par aspersion tout au long de l'année.

A l'exception de leurs horizons humifères, ils ne possèdent qu'une C.E.C. réelle très faible. Dépendante du pH, celle-ci croît avec ce dernier et est donc largement surestimée lorsqu'elle est mesurée à pH 7,0, ce qui est généralement le cas au laboratoire, le sol étant naturellement acide (pH \simeq 5).

Ces sols ont, par contre, une forte capacité de fixation du phosphore en relation avec la nature de leurs constituants et leur forte acidité. Mais, bien que riches en phosphore total, ils sont, sauf exception, déficients en phosphore assimilable par les plantes.

Au total, en dépit de leur fertilité chimique très faible, les oxydisols du plateau de Taravao constituent la plus importante réserve de sols cultivables de Tahiti, parce qu'ils sont dotés de bonnes propriétés physiques et aussi parce qu'ils sont situés en des sites favorables à la mise en valeur et à la mécanisation. Bien fertilisés, ils portent avec succès des cultures maraîchères (irriguées), des plantations d'agrumes ou d'ananas et surtout des pâturages (élevage bovin)

TROISIÈME PARTIE

La climotoposéquence du Mont Marau :

d'oxydisols à des podzols à gibbsite et anatase

.

LA CLIMOTOPOSÉQUENCE DU MONT MARAU :

d'oxydisols à des podzols à gibbsite et anatase

I. DONNÉES GÉNÉRALES

La climotoposéquence du Mont Marau (Figure III.1.) s'étend, à l'ouest de l'île de Tahiti (Figure I.2 et I.4), sur la partie amont de la planèze du Mont Marau dont l'inclinaison moyenne se situe entre 15 et 20 %. Elle débouche, à l'amont, sur la profonde vallée de la Fautaua par un abrupt de près de 1000 mètres. Elle s'étend entre les cotes 600 m et 1350 m, sous forme d'importants vestiges de la surface primitive du cône volcanique ou « plateaux », que l'érosion ravinante a, au contraire, quasiment fait disparaître de la partie aval de la planèze.

Le substrat est un basalte mélanocrate à phénocristaux d'augite et d'olivine. Dans la partie sommitale de la planèze, il a été recouvert par un matériau grossier et récent, vraisemblablement pyroclastique (lapilli) dont l'épaisseur dépasse un mètre au niveau du profil MAU I (Figure III.2).

Le basalte est ici moins riche en titane $(3,8 \% \text{ de TiO}_2)$ que celui de la séquence de Taravao (5 %). Quant au matériau pyroclastique de recouvrement, tel qu'il se présente actuellement, son enrichissement (plus de 6 % de TiO₂) est d'ordre relatif et dû à la dissolution des éléments les plus solubles (silice et bases), comme en témoigne la chute de la teneur en silice de 42 % dans le basalte environ à 21 %.

La couverture végétale est plus variée que celle de Taravao. La strate herbacée, constituée presque exclusivement par la fougère *Gleichenia linearis* recouvre la totalité des « plateaux ». Mais la strate arborescente et arbustive présente, de même, jusqu'à 1200 m environ, un fort taux de recouvrement pouvant dépasser 60 %. Ce taux décroît au-delà, n'atteignant plus que 30 ou 40 % au niveau du sol podzolisé (Mau 1). Jusqu'à la cote 800, dominent *Dodonea viscosa, Alstonia costata, Psidium cattleianum* puis au-delà, de 800 à 1400 m *Metrosideros collina, Weinmannia parviflora, Ilex tahitensis, Myrsine ovalis* et *falcata, Vaccinium cereum*.



Figure III.1 - Diagramme de la climotoposéquence du Mont MARAU et localisation des profils

La couverture pédologique de cette séquence est caractérisée par le passage progressif d'oxydisols à des sols podzolisés. C'est ainsi que l'on observe de l'aval à l'amont (Figure III.1) :

- jusqu'à 900 mètres environ, des *oxydisols* stricto sensu, sols ferrallitiques fortement désaturés, humifères, représentés par le profil MAU 8.

- de 900 à 1 100 mètres, ces oxydisols s'enrichissent d'une litière qui s'épaissit avec l'altitude. Sa présence témoigne d'une plus grande lenteur de décomposition, sous l'influence d'un climat fraîchissant, et d'incorporation au sol des résidus organiques. Ces oxydisols de transition, fortement enrichis en matière organique, sont représentés par le profil MAU 4.

- au-dessus de 1100 m, l'accumulation organique est telle qu'elle a pu entraîner la podzolisation. Le profil MAU 1 est représentatif de ces *podzols*.

Ces trois domaines, des oxydisols, des oxydisols de transition et des podzols, correspondent respectivement aux secteurs I, II et III du diagramme de la figure III.1.

II. MORPHOLOGIE DE LA SÉQUENCE

La couverture géologique supérieure de la planèze du Mont Marau est constituée de coulées de basalte porphyrique à augite et olivine dont la plus récente date de 1,4 MA (Bellon, cité par Boutault, 1985).

Mais sa partie sommitale a été, nous l'avons souligné, ennoyée sur environ 2 kilomètres, au Quaternaire récent, sous un matériau vraisemblablement pyroclastique (lapilli).

L'épaisseur maximale de ce matériau atteint 1,20 à 1,40 mètre au sommet de la séquence (Figure III.2). Elle décroît progressivement vers l'aval, ce matériau disparaissant peu avant le profil MAU 4.

Il semblerait cependant, comme nous allons le voir ci-après, que les sols actuels de la partie haute de la séquence (MAU 1 à MAU 4) n'aient pas pour roche-mère ce matériau grossier, mais un matériau plus fin qui aurait donc, plus récemment encore et localement, recouvert le précédent. Ce matériau mixte (lapilli + cendres), au contraire du précédent, s'épaissit vers l'aval pour atteindre 70 cm au niveau du profil MAU 4, où il a fossilisé le matériau basaltique sous-jacent et un podzol qui s'était développé à la surface de ce dernier (Figure III.2).

L'analyse granulométrique des divers matériaux, l'étude de leur phase lourde, les analyses chimiques et minéralogiques et les datations isotopiques, vont nous permettre de vérifier et de préciser ces observations.



III. ANALYSE DES MATÉRIAUX

A. Analyse granulométrique du profil MAU 1

La distribution, dans le profil MAU 1, des fractions granulométriques $< 2 \ \mu m$, 2-50 μm et 50-500 μm est reportée dans la figure III.3.

Le profil granulométrique confirme les observations de terrain. Le podzol fossile s'est développé dans un matériau argilo-limoneux à argileux dont la finesse croit avec la profondeur.

Le matériau de recouvrement est sablo-limoneux et d'autant plus sableux que l'on se rapproche de la surface, la fraction > 50 μ m dépassant alors 50 %.

L'horizon E du podzol subactuel III, Figure III.3) est, comme pour le podzol fossile (I), argilo-limoneux. Il en est de même de la partie supérieure de l'horizon BFe dont la texture devient plus grossière avec la profondeur.

Cette analyse confirme la très nette succession de deux types de matériaux texturalement différents du bas vers le haut du profil et peut-être d'un troisième au sommet de celui-ci, vers lequel le passage est toutefois plus progressif. Ils sont numérotés I, II et III dans la figure III.3.

B. Analyse de la fraction lourde

Cette fraction a été extraite de la fraction 50-500 μ m des deux profils MAU 1 et MAU 4. par sédimentation dans le bromoforme.

Profil MAU 1 (Tableau III.1).

On remarquera tout d'abord la quasi absence de magnétite dans l'ensemble du profil. Pour les autres minéraux lourds, le matériau I en est nettement le mieux pourvu mais leur opacité ne permet pas de les reconnaître.

Les fractions sableuses 50-500 µm des matériaux II et III renferment moins de 10 % de minéraux lourds comprenant une part importante de minéraux transparents aisément identifiables. Ceux ci sont largement dominés par les olivines pour le matériau II, par les augites pour le matériau III (Figure III.3).

La présence d'olivine différencie très nettement le matériau II des matériaux I et III et suggère que, l'olivine étant le minéral le plus rapidement altéré dans ces sols, le fait qu'on l'y retrouve intacte confirme la jeunesse du matériau II par rapport au matériau I.



Figure III.3 - Analyse granulométrique du profil MAU 1 et teneurs en minéraux lourds

Matériau	Horizon	Profondeur	Teneur en sable 50 - 500 μm	Minéraux lourds du sable (2)		Minéra saus n % nur	ux lourds nagnétite nériques	Minéraux lourds transparents reconnaissables % du total des transparents					
		(cm)	(1)	Magnétite	Autres	Opaques	Transparents	Augite	Olivine	Hypersthène	Spinelles	Altérés	
111	E	24 - 29	16,6	0,6	5,8	94	6	69	0	7	19	5	
	Bfe	32 - 45	44,7	0	8,5	28	72	92	6	00	22	00	
11	C1	60 - 70	43,1	tr	10,5	61	39	7	91	0	. 0	2	
	<u>C1</u>	110 - 120		0	3,5	n.c	n.c.		++				
1	CI	150 - 160	8,2	tr	42,8	n.c.	n.c.	· tr					
	Efo	160 - 165	19,4	tr	66,7	100	0			:			
	Cl	200 - 220	15,4	2,6	51,7	100	0						

n.c. = non complés ; tr = traces ; + + = assez nombreux

(1) % du poids de sol séché à 105°C.

(2) % du poids de sable séclié à 105°C

Tableau III.1 : Distribution des minéraux lourds dans le profil MAU 1

Echantillon	Horizon	Profondeur (cm)	Teneur en sable 50 - 500 μm	Minérau du sat	x lourds ble (2)		Minér	aux lourds transparents				
			(1)	Magnétite	Autres	Augite	Augite Ti	Spinelles	Rutile	Zircon		
MAU 41	A 1	7 - 15	15,8	0,8	65,1	tr		tr				
MAU 42	A 2	15 - 25	19,8	7,9	88,3	tr		tr				
MAU 43	B 1	30 - 40	28,5	10,6	82,8			tr				
MAU 44	B 2	60 - 70	24,3		36,5	tr						
MAU 45	Efo	70 - 80	27,3	41,2	44,7	tr						
MAU 46	BFefo	80 - 90	45,8	8,1	61,6	tr		tr				

tr = traces.

(1) % du poids de sol séché à 105°C

(2) % du poids de sable séché à 105°C

Tableau III.2 : Distribution des minéraux lourds dans le profil MAU 4

En outre, la rareté des augites, malgré leur résistance à l'altération, indique que le matériau II n'est pas une roche basaltique à augite et olivine telle qu'elle apparaît dans la base de la séquence (I), mais plus probablement une roche proche des picrites océanites. Celles-ci, riches en phénocristaux d'olivine, apparaissent à Tahiti parmi les phases émissives les plus tardives (Boutault, 1985) signalées par les géologues mais sont néanmoins datées d'au moins 440 000 ans (Becker et al., 1974).

La rareté des olivines et l'abondance des augites dans le matériau III peut signifier que les premières, altérées, ont quasiment disparu dans ce milieu très évolué, où a été favorisée la concentration relative des augites, ou bien qu'il s'agit d'un matériau différent du matériau II (cendres volcaniques ?).

Profil MAU 4 (Tableau III.2).

La fraction sableuse 50-500 μ m de ce profil (15 à 30 % du poids du sol séché à 105 °C), est très riche en minéraux lourds, ce qui rapproche ce matériau du matériau I du profil MAU 1, avec cependant une plus forte teneur en magnétite. Quant aux autres minéraux lourds ils sont, ici aussi, presque totalement opaques ; seules quelques augites ou spinelles y sont reconnaissables.

C. Caractéristiques chimiques et minéralogiques des matériaux I, II et III.

1. Analyse chimique

Les résultats des analyses totales (triacides) du matériau constituant 3 horizons symptomatiques des matériaux I, II et III sont reportées dans le tableau ci-dessous (valeurs moyennes) :

				% de la		Rapport moléculaire			
Matériau	Horizon	Profondeur (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
 	BFe Cl Cl	32 - 45 60 - 120 170 - 220	8,6 22,3 11,3	21,0 21,2 27,5	36,5 26,5 32,5	6,7 5,1 10,0	2,4 10,3 0,2	0,2 0,2 0,0	0,69 1,79 0,69

Tableau III.3 : Analyse chimique (triacide) de la terre totale des horizons symptomatiques des matériaux I, II et III du profil MAU1.

Ces analyses soulignent la nette différence du matériau intermédiaire 11 par rapport aux deux autres. Il n'est, en référence à une roche picritique, qu'à demi désilicifié, ce qui conduit à un rapport molaire SiO_2/Al_2O_3 de 1,79, 3 fois supérieur à ce qu'il est dans les matériaux I et III. La réserve en minéraux magnésiens non altérés est importante, la teneur en MgO y étant voisine de 10 % (14 % en moyenne dans les picrites).

Les matériaux I et III sont bien plus transformés que le matériau II. Leurs caractéristiques chimiques se ressemblent : ils sont tous deux fortement désilicifiés et désalcalinisés et présentent de plus fortes teneurs en fer et en titane que le matériau II.

2. Étude minéralogique par diffraction de rayons X.

Les extraits $< 2 \ \mu m$, 2-20 μm , traités ou non par le réactif CBD, et les poudres de terre totale d'échantillons des trois matériaux, ont été examinés par diffraction de rayons X.

Les trois matériaux apparaissent ainsi constitués :

- Matériau III superficiel : la terre totale montre une phase amorphe, de la goethite, de la gibbsite, un peu de forstérite (Mg₂SiO₄) à sa base, et très peu de magnétite. Après « nettoyage » par le réactif CBD, les fractions fines apparaissent constituées de gibbsite, d'un peu de forstérite et de magnétite.
- Matériau II intermédiaire : les fractions inférieures à 20 µm, traitées au réactif CBD, sont constituées de forstérite, de chrysolite ou olivine légèrement enrichie en fer, de gibbsite, d'un peu d'anatase et de magnétite. Dans la terre fine non traitée apparaissent, en plus, des amorphes et des traces de goethite.
- Matériau I inférieur : les diffractogrammes de poudre de terre totale montrent de la gibbsite, de la goethite avec un peu d'hématite, de la magnétite et de l'anatase et aussi d'halloysite à 7 Å. La goethite disparaît des échantillons <2 µm et 2-20 µm traités au réactif CBD tandis que la gibbsite croit fortement dans ces deux fractions, de même que l'anatase dans la fraction inférieure à 2 µm.</p>

D. Datations isotopiques au carbone 14

Les datations isotopiques au carbone 14 des horizons caractéristiques du profil MAU 1 (Figure III.2) ont donné les âges suivants :

Horizon AoH (gros morceau de charbon de bois)	=	120	<u>+</u>	20 ans
Horizon E (phlobaphènes)	=	840	<u>+</u>	140 ans
Horizon FEmp (placique)	=	1220	<u>+</u>	180 ans
Horizon Bfe (subactuel)	=	1450	+	685 ans
Horizon Efo (E fossile)	=	9130	+	2390 ans
Horizon FEmpfo (placique fossile)	=	20500	+	2150 ans

L'humus de l'horizon placique fossile (1,3 % de C), inclus dans un matériau fortement induré, semble à l'abri de tout rajeunissement par de nouveaux apports de matière organique. Il correspondrait donc bien à l'âge réel de l'horizon ($\approx 20\ 000\ ans$). Il n'en est sans doute pas de même de l'humus de l'horizon E fossile (0,8 % de C) qui peut continuer à être alimenté en matière organique, ainsi qu'en témoigne la présence de carbone jusqu'à la base du matériau de recouvrement pyroclastique (0,6 % de C) (Tableau IV.1). Sa datation par le carbone 14 est donc davantage sujette à caution que celle de l'horizon placique fossile, car elle n'indiquerait qu'un âge apparent moyen de l'humus de l'horizon, résultant des temps moyens de résidence des diverses fractions organiques (Guillet et Robin, 1972).

Quant à l'horizon BFe subactuel, il est riche en carbone (4,7 %) dont une partie est renouvelée par le turn-over de la matière organique. L'âge du début de formation de cet horizon, tel qu'il résulte de la datation au carbone 14, est donc probablement plus élevé que ne l'indique l'analyse (1450 ans environ).

L'horizon placique sus-jacent n'est, quant à lui, que sans doute peu influencé, comme son homologue fossile et pour les mêmes raisons, par les mouvements de la matière organique. Son âge apparent, obtenu par la datation au carbone 14 (1220 ± 180 ans), est donc vraisemblablement proche de son âge réel.

Le matériau pyroclastique, « encadré » par des matériaux âgés, de 10 à 20.000 ans à sa base et proche de 1220 ans à son sommet, date donc d'une période comprise entre ces deux valeurs, l'âge récent de ce matériau ne faisant pas de doute car il a fossilisé un podzol dont les horizons E et placique ne datent que de 10 à 20.000 ans. Cependant, cette jeunesse est bien supérieure à celle des épanchements post-caldéra les plus récents (0,44 MA) observés dans le secteur par les géologues (Becker et al, 1971 ; Talandier et Brousse, 1986). Aussi l'explication de sa mise en place pose-t-elle problème. Il a pu être émis par une boucle à feu secondaire.

IV. LES OXYDISOLS DE LA TOPOSÉQUENCE DU MONT MARAU

La toposéquence du Mont Marau (Figure III.1) débute à la cote 600 dans le domaine des oxydisols. Elle se poursuit, sous la forme de cette unité, jusqu'à une altitude voisine de 1100 m, limite aval du domaine podzolisé.

Ces oxydisols sont, sans exception, des sols riches en matière organique ($\geq 10\%$). Ils entrent ainsi dans le groupe « humifère » de la classification CPCS des sols. Cependant, la gradualisation de cette richesse avec l'altitude permet de les subdiviser en deux sousgroupes : les oxydisols humifères sensu stricto dont l'horizon Al renferme de 10 à 15% de matière organique et les oxydisols très humifères ou de transition (vers les sols podzolisés), caractérisés par la présence d'une litière dont l'épaisseur peut atteindre 15 cm et un horizon Al dont la teneur en matière organique peut avoisiner 26%. Le profil MAU 8 retenu pour cette étude est représentatif des premiers, les seconds, oxydisols de transition, étant représentés par le profil MAU 4, la ligne de séparation se situant approximativement à la cote 900.

A. Les profils :

1. Profil MAU 4 (Oxydisol de transition) - (Figure III.2)

Situé à 1,5 km à l'aval de MAU 1, à 1060 mètres d'altitude, sur une pente de 15 % exposée à l'ouest

Végétation : Strate arborescente, recouvrement 60 % : Myrsine ovalis, Myrsine falcata,

- Ilex tahitensis, Metrosideros collina, Weinmannia parviflora, Meryta marauensis, Vaccinium cereum. Strate herbacée, 100 % de recouvrement par Gleichenia linearis, avec Astelia nadeaudii, Nephrolepis hirsutula, Oleandra sibbaldii. 0-6/10 cm Brun-rougeâtre (5YR3/2); matière organique peu décomposée, avec abondantes racines fines. Aoo 6/10-15 cm Brun-noir (10 YR 3/2,5) ; très humifère : 26 % de matière organique ; humide et collant ; argilo-limoneux ; structure polyédrique subanguleuse fine ; nombreux A1 vers de terre ; abondantes racines. Brun- ocre (7,5 YR4/5); humifère, argileux; structure polyédrique fine; friable, 15-25/30cm A3 poreux; racines. Frais, rouge-jaunâtre (5 YR 5/8) et rouille (2,5YR 4/6) ; argileux à argilo-25/30-70cm limoneux; très friable, poreux, structure polyédrique fine ; fins graviers **B1** B2 ferruginisés. Pellicule ferrugineuse de 3 à 4 mm, dure, cassante, localement interrompue. 70 cm (FEmpfo) 70-80 cm Horizon blanchi (5 YR 6/1) de texture fine, limoneuse avec quelques gravillons Efo basaltiques à cortex ferrugineux. Pellicule ferrugineuse ondulée de 2 à 5 mm d'épaisseur, dure, cassante. 80 cm FEmpfo 80-90 cm Très frais, ocre ; limono-argileux ; compact ; graviers de basalte ferruginisés. BFefo
- 90-170 cm Très frais, passage progressif au matériau basaltique altéré ; argilo-limoneux. C1

2. Profil MAU 8 (Oxydisol) - (Figure III.2)

Situé à 2,5 km à l'aval de MAU 4, à 655 mètres d'altitude, sur une pente de 20 % exposée au NW.

Végétation : Strate arborescente et arbustive, 20 % de recouvrement : Dodonea viscosa, Weinmannia parviflora, Metrosideros collina, Psidium cattleianum ; strate herbacée, 100 % de recouvrement : Gleichenia linearis, Melinis, Nephrolepis hirsutula.

En surface : paillis de Melinis et Gleichenia séchés.

- 0-15 cm Frais, brun (10 YR 3/2), humifère ; 15 % de matière organique ; argilo A1 limoneux ; forte structure grumeleuse et polyédrique émoussée, grossière et fine associées ; friable, forte porosité ; réseau dense de racines fines et moyennes.
- 15-22/30 cm Frais, brunâtre (10 YR 3/3) ; humifère : 8 % de matière organique ; limono A3 argileux ; structure polyédrique émoussée fine à moyenne ; friable, poreux ; nombreuses racines.
- 22/30-55 cm Frais, ocre-rougeâtre (5 YR 4/6) ; limono-argileux ; cohérent ; structure
 B1 polyédrique fine à très fine ; rares petites lithoreliques ferruginisées ; poreux ;
 quelques grosses cavités, racines peu nombreuses sauf dans ces cavités.
- 55-100 cm Frais, brun-ocre (5 YR 4/3), limono-argileux ; friable ; structure polyédrique
 B2 fine, très peu de lithoreliques ferruginisées ; poreux ; cavités à enduit rouille ; peu de racines.
- 100-200 cm Frais, teinte bariolée, chocolat, légèrement violacée à brun-ocre (2,5 YR 3/4 à 5 B3C YR 4/3); limoneux; friable; structure polyédrique très fine; lithoreliques basaltiques brunes plus abondantes au-delà de 130 cm (C1); poreux ; quelques racines.

3. Micromorphologie du profil MAU 8

Le trait le plus caractéristique de cet oxydisol est le fait que les oxydes de fer masquent, à tous les niveaux, les autres constituants.

Le fond matriciel des horizons oxiques (horizons B) est rouille sombre, isotrope, constellé d'une multitude d'éléments gibbsitiques (augites gibbsitisées, microgéodes, plages micro-cristallines), et ponctué de nombreuses titanomagnétites de 25 à 50 μ m, pouvant atteindre 100 μ m. En B2 apparaissent de nombreuses tâches oranges de 25 à 50 μ m (hématite ?).

								% des	échantille	ons séchés	à 110°C					Rapp.	. mol.
	Echantillon	Horizon	Profondeur (cn1)	SiO2	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO₂	MuO2	CaO	MgO	K₂O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Perte 110° à 1000°C	Σ	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	<u>TiO2</u> Fe2O3
	MAU 41	Al	7 - 15	1,2	12,6	39,5	6,5	0,01	0,2	0,3	0	0,4		38,7	99,4	0,16	0,32
• •	42	A3	15 - 25	1,3	27,6	34,5	7,6	0,30	0	0,3	0	0	1,0	26,1	98,7	0,08	0,44
4	43	B1	30 - 40	1,4	26,5	38,6	8,1	0,17	0,2	0,2	0	0,3		23,9	99,3	0,09	0,41
AAL	44	B2	60 - 70	1,4	29,5	41,5	5,4	0,26	0	0,1	0	0,1	0,2	21,6	99,8	0,08	
EI V	45	Efo	70 - 80	0,7	28,6	33,0	16,5	0,07	0	0,2	0	0,1		21,3	100,4	0,04	1
2 C	45 ²	FEmpfo	80	1,6	7,7	69,5	5,1	0,03	0	0,1	0	0		15,7	99,7	0,35	0,14
	46	BFefo	80 - 90	1,1	27,0	39,0	11,5	0,10	0	0,3	0	0,2		20,9	100,1	0,07	0,58
	47	C1	120 - 130	1,0	27,0	35,0	15,2	0,02	0,2	0,2	0	0,3		20,8	99,7	0,07	0,87
	MAU 81	A1	0 - 15	1,3	23,3	33,5	7,8	0,15	0,5	0,4	0	0,1		31,6	98,2	0,09	0,46
8	82	A3	15 - 25	1,0	25,2	37,0	8,5	0,15	0	0,3	0	0		27,0	99,1	0,07	0,45
AAI	83	B1	35 - 45	1,6	28,0	39,0	7,4	0,15	0,2	0,3	0	0,2		22,4	99,2	0,10	0,37
II V	84	B2	65 - 75	2,0	31,2	37,2	9,3	0,21	0	0,6	0	0		19,6	100,1	0,11	0,50
0.d	85	B3C	120 - 130	3,8	33,5	33,5	8,7	0,21	0	0,7	0	0		19,5	99,9	0,19	0,51
-	86	CI .	150 - 160	1,1	36,0	31,5	7,4	0,15	0,2	0,6	0	0,3		22,5	99,7	0,05	0,46
	87	CI	190 - 200	10,6	29,6	32,2	8,7	0,28	0	1,1	0	0	0,2	16,3	89,9	0,61	0,53

Tableau III.4 : Analyse chimique (triacide) de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8 (toposéquence du Mont Marau)

La porosité est très développée, représentant plus de 50 % de la surface de la lame : cavités, fentes ondulées et anastomosées avec, sur les parois, de fréquents dépôts de gibbsite.

Le pédoplasma des horizons humifères A est brun-rougeâtre, isotrope, ponctué de tâches ferrugineuses orange à rouille de 10 à 30 μ m, de rares titanomagnétites de 10 à 20 μ m, et de microgéodes gibbsitiques de 100 à 300 μ m.

La porosité y est très forte, supérieure à 60 % et conduit à une résolution du plasma en agrégats milli ou micrométriques, localement frangés d'un dépôt biréfringent de gibbsite (5 à $15 \mu m$).

B. Analyse chimique du sol global

La composition chimique des profils MAU 4 et MAU 8 est reportée dans le tableau III.4. Le fer, exprimé en Fe_2O_3 , y entre pour 30 à 40 %, l'aluminium (Al₂O₃) pour 23 à 36 %, le titane (TiO₂) pour 6 à 16 %. Quant à la silice, si l'on excepte l'horizon C1 du profil MAU 8 (10 %), sa teneur se situe entre 0,7 et 3,8 %.

1. Le fer

a) Fer total

Le fer est ici, comme pour les oxydisols de la séquence du Plateau de Taravao, l'élément dominant. Sa distribution verticale au sein des deux profils ne montre que de faibles variations entre les horizons C1 et A, seulement une légère illuviation au niveau des horizons B, l'horizon placique fossile du profil MAU 4 faisant exception avec 69,5 % de Fe_2O_3 .

Si, faisant abstraction de la matière organique, on considère la seule fraction minérale, l'horizon A1 du profil MAU 4 apparaît comme étant le plus fortement enrichi en fer (53 % de Fe_2O_3).

b) Dissolutions sélectives (Tableau III.5 et Figure III.4)

Le réactif CBD extrait de 80 à 100 % du fer total du profil MAU 4 et de 40 à 90 % de celui du profil MAU 8 (formes amorphes et cristallisées des oxyhydroxydes de fer).

Les teneurs en fer amorphe total extrait à l'oxalate d'ammonium sont, dans l'ensemble, horizon Efo du profil MAU 4 excepté, nettement supérieures pour le profil MAU 4 que pour le profil MAU 8, tout particulièrement au niveau des horizons B1-B2, et sa distribution diffère nettement d'un profil à l'autre (Figure III.4) : en MAU 4 ce réactif extrait, de l'horizon A1 à l'horizon B2, une proportion croissante (2 à 25 %) du fer total.



Figure III.4 - Dissolution, sélective : oxydisols MAU 4 et MAU 8

En MAU 8, l'oxalate solubilise, dans l'ensemble, beaucoup moins de fer et la courbe de distribution est inversée, les horizons de surface étant les plus riches avec des teneurs n'atteignant toutefois pas 7 % du fer total.

Quant au fer amorphe « organique » extrait au pyrophosphate de sodium, seuls les horizons A des 2 profils en renferment des teneurs importantes et légèrement supérieures à celles obtenues par l'oxalate.

Échantillons	Profondeur (cm)	Horizon	Fe2O3t %	Fe ₂ O ₃ d %	Fe ₂ O ₃ ox %	Fe ₂ O ₃ ру %	Fe ₂ O ₃ d, % Fe ₂ O ₃ t	$\frac{Fe_2O_3ox}{Fe_2O_3t}\%$	Fe2O30X, % Fe2O3d	Fc ₂ O ₃ py, % Fc ₂ O ₃ ox
MAU 41	7 - 15	A1	39,5	34,3	0,8	0,7	86,8	2,0	2,3	93,6
42	15 - 25	A3	34,5	46,5	4,4	4,4	> 100	12,6	9,3	> 100
43	30 - 40	B1	38,6	39,7	8,6	0,8	> 100	22,2	21,6	8,8
44	60 - 70	B2	41,5	33,3	10,4	0,4	80,1	25,0	31,2	3,8
45	70 - 80	Efo	33,0	42,1	0,5	0,2	> 100	1,5	1,2	44,0
46	80 - 90	BFefo	39,0	34,0	4,7	0,1	87,3	12,0	13,8	2,9
MAU 81	0 - 15	A1	33,5	30,7	2,2	2,3	91,7	6,6	7,2	> 100
82	15 - 25	A3	37,0	32,6	2,1	2,5	88,1	5,5	6,3	> 100
83	35 - 45	BI	39,0	30,2	1,4	0,3	77,5	3,5	4,5	25,3
84	65 - 75	B2	37,2	23,3	0,9	0,2	62,6	2,2	3,6	20,0
85	120 - 130	B3C	33,5	20,5	0,7	0,0	61,1	2,1	3,5	2,7
86	150 - 160	CI	31,5	-	0,7	0,0	-	2,1	-	1,5
87	190 - 200	CI	32,2	13,3	0,6	0,0	41,3	1,8	4,3	1,7

 Fe_2O_3t : fer total extrait au réactif triacide.

Fe₂O₃d : fer extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

 Fe_2O_3ox : fer extrait à l'oxalate d'ammonium.

Fe₂O₃py : fer extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau III.5 : Dissolution sélective du fer de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8. Résultats exprimés en % de la terre totale séchée à 105°C

Ce fait semble indiquer que le pyrophosphate extrait ici, non seulement le fer inclus dans les complexes avec la matière organique mais aussi une partie de fer amorphe minéral (Giovanni et Sequi, 1976 ; Jeanroy et Guillet, 1981 ; Jeanroy, 1983).

2. L'aluminium

a) Aluminium total

A l'opposé de ce qui se passe pour le fer, on observe (Tableau III.4), comme pour les oxydisols de la séquence de Taravao, un appauvrissement en aluminium des horizons superficiels. Cet appauvrissement est toutefois moins accentué ici et ne concerne qu'une partie plus réduite (10 à 20 cm) du profil.

Pour l'oxydisol MAU 8, le rapport des teneurs en Al_2O_3 des horizons A1 et B3C, respectivement le plus pauvre et le plus riche, est de 1/1,5 ou de 1/1,3 si l'on se rapporte à la seule fraction minérale du sol. Pour le profil MAU 4 ces rapports relatifs aux horizons A1 et B2 sont de 1/2,3 ou de 1/1,7.

Échanti	llons	Profondeur (cm)	Horizon	Al ₂ O ₃ t %	Al <u>2</u> O3d %	Al ₂ O ₃ ox %	Al ₂ O ₃ py %	$\frac{Al_2O_3d}{Al_2O_3t} \ \%$	$\frac{Al_2O_30x}{Al_2O_3t}, \ \%$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3\text{ox.}}{\text{Al}_2\text{O}_3\text{d}}$	$\frac{Al_2O_3py}{Al_2O_3ox}, \ \%$
MAU	41	7 - 15	A1	12,6	4,0	0,3	0,3	31,7	2,3	7,5	> 100
	42	15 - 25	A3	27,6	4,0	0,5	0,8	14,3	1,9	13,4	> 100
	43	30 - 40	B1	26,5	6,2	2,4	0,4	23,5	9,0	38,5	17,4
	44	60 - 70	B2	29,5	7,7	3,4	0,3	26,1	11,4	43,9	10,0
	45	70 - 80	Efo	28,6	6,1	0,4	0,3	21,7	1,3	6,5	67,5
	46	80 - 90	BFefo	27,0	7,6	1,6	0,3	28,1	6,0	21,3	20,9
MAU	81	0 - 15	A1	23,3	7,4	1,4	1,1	31,9	6,0	19,0	78,8
	82	15 - 25	A3	25,2	7,6	1,0	1,1	30,1	4,0	13,4	> 100.
	83	35 - 45	B1	28,0	7,4	1,0	0,3	26,4	3,6	13,9	33,0
	84	65 - 75	B2	31,2	5,2	0,5	0,1	16,8	1,7	10,4	25,4
	85	120 - 130	B3C	33,5	4,9	0,5	0,0	14,6	1,4	9,6	14,9
	86	150 - 160	Cl	36,0	-	0,6	0,1	-	1,6	-	13,8
	87	190 - 200	Cl	29,6	1,8	0,7	0,1	6,0	2,5	42.1	20,0

b) Dissolution sélective (Tableau III.6 et figure III.4)

Al₂O₃t : Aluminium total extrait au réactif triacide

Al₂O₃d : Aluminium extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD)

Al₂O₃ox : Aluminium extrait à l'oxalate d'ammonium

Al₂O₃py : Aluminium extrait au pyrophosphate de sodium,

Tableau III.6 : Dissolution sélective de l'aluminium de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8. Résultats exprimés en % de la terre totale séchée à 105°C.

Le réactif CBD extrait de 15 à 32 % de l'aluminium total des 2 profils, les plus fortes valeurs se rapportant aux horizons A1.

L'oxalate d'ammonium en extrait de 1 à 11 %, les plus fortes valeurs concernant les horizons B du profil MAU 4 et A du profil MAU 8.

Comme pour le fer, c'est dans les horizons A que le *pyrophosphate* extrait les plus grandes quantités d'aluminium amorphe « organique », qui ne dépassent toutefois pas 3 à 8 % de l'aluminium total mais peuvent être supérieures à celles extraites à l'oxalate.

3. Le Titane

a) Titane total

Les oxydisols de cette séquence sont bien moins riches en titane que ceux de la presqu'île de Taravao et, contrairement à ce que l'on observe pour ces derniers, leurs horizons supérieurs n'en sont pas les plus riches : 7 à 8 % en moyenne pour les 50 centimètres supérieurs des sols et respectivement 15,2 % et 8,7 % pour l'horizon C1 des profils MAU4 et MAU8. L'horizon E fossile du profit MAU4 fait, avec 16,5 % de TiO₂, figure d'exception (Tableau III.4).

b) Dissolution sélective (Tableau III.7 et Figure III.4)

La solubilité du titane dans le *réactif citrate-bicarbonate-dithionite* est largement variable d'un horizon à l'autre. Pour le profil MAU 4, les proportions extraites croissent de 63 à 100 %, de l'horizon A1 à l'horizon B2, la quantité extraite de ce dernier étant même supérieure à celle obtenue par l'analyse triacide. Pour le profil MAU 8 ces proportions vont, au contraire, décroissant de 59 à 26 % entre les horizons A1 et B3C.

Échantillons		Profondeur (cm)	Horizon	TiO ₂ ı %	TiO ₂ d %	TiO ₂ ox %	TiO ₂ py %	$\frac{\text{TiO}_2\text{d}, \ \%}{\text{TiO}_2\text{t}}$	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ox, }}{\text{TiO}_2 \text{t}}$	$\frac{\text{TiO}_2\text{ox. }}{\text{TiO}_2\text{d}}$	TiO2py, % TiO20x	
MAU	41	7 - 15	Al	6,5	4,1	0,0	0,2	63,0	0,0	0,2	> 100	
	42	15 - 25	A3	7,6	3,4	0,4	0,9	45,3	5,4	11,8	> 100	
	43	30 - 40	B1	8,1	6,5	1,7	0,1	80,2	20,9	26,1	10,0	
	44	60 - 70	B2	5,4	6,3	1,9	0,1	> 100	36,4	31,2	4,5	
	45	70 - 80	Efo	16,5	1,5	0,0	0,0	9,1	0,3	4,0	-	
	46	80 - 90	BFefo	11,5	4,6	0,7	0,0	40,4	6,4	15,9	-	
MAU	81 82 83 84 85 86	0 - 15 15 - 25 35 - 45 65 - 75 120 - 130 150 - 160	A1 A3 B1 B2 B3C C1	7,8 8,5 7,4 9,3 8,7 7,4	4,6 5,5 4,0 2,9 2,2 -	0,3 0,3 0,1 0,0 0,0 0,0	0,4 0,4 0,1 0,0 0,0 0,0	59,6 65,3 54,7 31,7 26,2	4,3 3,3 1,9 0,1 0,1 0,1	7,3 5,0 3,4 0,3 0,4	> 100 > 100 50.0 - -	
	87	190 - 200	CI	8,7	2,2	0,01	0,0	25,9	0,1	0,4	-	

TiO₂t : Titane total extrait au réactif triacide

TiO₂d : Titane extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD)

TiO₂ox : Titane extrait à l'oxalate d'ammonium

TiO₂py : Titane extrait en pyrophosphate de sodium,

Tableau III.7 : Dissolution sélective du titane de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8.

Résultats exprimés en % de la terre totale séchée à 105°C.

Les formes du titane mal cristallisées, extraites à *l'oxalate d'ammonium* vont, à l'instar de ce que l'on observe pour le fer et l'aluminium, fortement croissant entre les horizons A et B2 du profil MAU 4 où elles atteignent près de 2 % du poids de sol sec, soit plus de 30 % du TiO₂ total ou CBD.

Ce même titane amorphe n'apparaît qu'en très faible quantité dans l'oxydisol MAU 8 avec un maximum de 0,3 % dans l'horizon A1 soit 4,3 % du titane total.

La fraction du titane associée aux composés organiques et extraite des horizons A par le *pyrophosphate de sodium* est ici bien plus abondante que dans les oxydisols de Taravao. La teneur maximale concerne l'horizon A3 du profil MAU 4 : 0,9 % du poids du sol soit 12 % du titane total, valeurs supérieures à celles obtenues par l'oxalate.

C. Composition chimique et minéralogique des fractions fines

1. Composition chimique (Tableaux III.8 et III.9)

Les microanalyses chimiques ont été effectuées sur les fractions $< 0.2 \ \mu m$, $0.2 \ - 1 \ \mu m$ et $1 \ - 2 \ \mu m$ obtenues par fractionnement par ultra-centrifugation de la fraction $< 2 \ \mu m$, elle-même obtenue par sédimentation.

Les différentes fractions inférieures à 2 μ m des deux profils sont extrêmement riches en *fer*. La teneur de cet élément dépasse en effet, ou approche, 60 % dans l'ensemble du profil MAU 4, la fraction < 0,2 μ m, la plus riche, en renfermant 65 %. Elle est légèrement inférieure dans le profil MAU 8 : 55 % pour les 50 centimètres supérieurs du sol, 47 % audessous.

La répartition du *titane* suit une variation similaire. Le profil MAU 4 en est aussi le plus riche. La fraction $< 2 \mu m$ en renferme globalement environ 21 % jusqu'à l'horizon B1, 14 % en B2 et 17 % en C1 avec, entre ces deux horizons, l'horizon E fossile, riche de 21 % de TiO₂. Quant aux différences entre les teneurs des trois sous-fractions, elles sont faibles et fluctuantes.

La répartition du titane est plus homogène dans le profil MAU 8 où elle oscille entre 12 et 14 % sans qu'y apparaisse de concentration superficielle.

A l'inverse de ce que l'on observe pour le fer et le titane, c'est l'oxydisol MAU 8 qui est le plus riche en *aluminium*, la fraction $< 2 \mu m$ en renfermant 23 % en moyenne sur les 50 centimètres supérieurs et 36 % au-dessous, avec une répartition fluctuante au sein des différentes sous-fractions granulométriques.

Echantillon	MAU 41				MAU 42			MAU 43				MAU 44				MAU 45				MAU 47				
Profondeur (cm)	7 - 15				15-25			30 - 40				60 -`70				70 - 80				120 - 130				
Horizon	A1				A3			B1				B2				Efo				C1				
Fraction granulo (μm) % du sol scc % fraction < 2 μm	<0.2 7.1 16,1	0,2 - 1 26,3 59,6	1 - 2 10,7 24,3	< 2 44,1	<0,2 0,7 2,9	0,2 - 1 17,9 74,6	1 - 2 5,4 22,5	< 2 24,0	<0,2 12,5 32,9	0,2 - 1 19,6 51,6	1 - 2 5,9 15,5	< 2 38,0	<0.2 0,7 4,8	0,2 - 1 7,3 49,6	1 - 2 6,7 45,6	< 2 14,7	<0,2 3,4 12	0,2 - 1 16,7 58,8	1 - 2 8,3 29,2	< 2 28,4	<0,2 1,4 6	0,2 - 1 18,4 48,3	1 - 2 3,7 15,7	< 2 23,5
Fc2O3	65,4	59,2	58,5	60,0	65,1	61,0	60,0	60,9	65,4	62,5	61,8	63,3	63,2	61,7	61,5	61,6	63,2	56,1	51,6	55,6	60,4	57.0	54,8	56,8
TiO2	20,0	24,8	19,9	22,8	21,2	21,1	20,2	20,9	20,6	20,9	17,8	20,3	12,7	14,2	14,0	14,0	18,0	22,3	19,9	21,1	17,8	18.0	15,8	17,6
Al2O3	9,7	11,8	16,1	12,5	9,2	11,3	16,9	12,5	11,2	13,6	16,8	13,3	16,6	17,4	17,7	17,5	14,5	18,9	25,9	20,4	17,2	20,6	25,9	21,2
SiO2	2,6	2,5	2,8	2,6	2,3	1,7	1,5	1,6	1,9	1,6	2,1	1,8	3,3	3,2	2,7	3,1	2,5	1,7	1,8	1,8	3,1	2,5	2,5	2,5
P2O3	1,2	1,1	0,9	1,1	0,9	0,6	0,8	0,7	0,4	0,6	0,6	0,5	1,9	1,9	1,6	1,7	0,3	0,5	0,4	0,4	0,6	0,6	0,4	0,6

Tableau III.8 : Composition des fractions argileuses de l'oxydisol MAU 4 (% de l'échantillon) (Microanalyses).
Echantillon Profondeur (cm) Horizon		MA 0 -	MAU 81 0 - 15 A1			MAU 82 15-25 A3			MAU 83 35 - 45 B1			MAU 84 65 - 75 B2				MAU 85 120 - 130 B3C				
Fraction granulo (µm) % du sol sec % fraction < 2 µm	<0,2 2.6 5.8	0,2 - 1 20.0 44.6	1 - 2 22.2 49.6	< 2 44.8	<0,2 3.4 9.8	0,2 - 1 17.7 51.1	1 - 2 13.5 39.1	< 2 34.6	<0,2 3.2 10.7	0,2 - 1 18.9 63	1 - 2 7.9 26.3	< 2 30	<0,2 24.5 61.6	0,2 - 1 11.5 28.9	1 - 2 3.8 9.5	< 2 39.8	<0,2 1.3 6.4	0,2 - 1 12.3 60.6	1 - 2 6.7 33	< 2 20.3
Fc_2O_3 TiO_2 Al_2O_3 SiO_2 P_2O_3	51.2 13.7 27.9 4.3 1.8	53.7 14.0 20.4 4.7 1.3	56.8 13.7 22.6 3.9 1.6	55.1 13.9 22,0 4.3 1.4	50.8 14.4 26.5 6.2 1.5	58.7 13.8 21.2 4.4 1.1	55.2 13.2 25.2 4.2 1.2	56.5 13.6 23.3 4.5 1.1	58.2 13.7 20.9 3.4 1.5	56.2 14.9 22.1 4.9 0.8	53.6 13.2 27.4 3.8 1.0	55.7 14.3 23.3 4.4 0.9	50.3 12.8 33.7 2.1 1.1	41.0 11.6 42.5 3.3 0.8	33.3 9.6 50,0 5.2 0.4	46.0 12.2 37.8 2.7 0.9	43.6 13.5 35.1 4.5 0.9	50.0 13.3 31.2 3.9 0.7	43.6 11.6 39.2 4.2 0.4	47.5 12.7 34.1 4.1 0.6

¢

Tableau III.9 : Composition des fractions argileuses de l'oxydisol MAU 8 (% de l'échantillon) (Microanalyses)

Dans le profil MAU 4, on observe une croissance plus régulière des teneurs avec la profondeur, de 12,5 % à 21 % et, pour chaque horizon, un appauvrissement systématique vers les fractions les plus fines.

Quant à la silice, elle a pratiquement disparu, il en reste généralement moins de 5 %.

2. Composition minéralogique (Tableau III.10)

Les diffractogrammes de rayons X ont été effectués sur les fractions argileuses (< $2 \mu m$) et limoneuses (2 - $20 \mu m$) ayant, au préalable, subi un traitement à l'oxalate d'ammonium.

L'ensemble des deux fractions des deux oxydisols est dominé par la gibbsite toujours très importante, tout particulièrement dans les horizons A, B et Efo du profil MAU 4.

On y trouve ensuite, dans les fractions $< 2 \mu m$, de l'anatase (3,53 Å), de la goethite alumineuse (4,14 Å), supplantée dans les horizons B de l'oxydisol MAU 8 par l'hématite.

Quant à la fraction 2 - 20 μ m, elle est, pour les deux sols, de composition plus variée puisqu'y apparaît, à côté de la gibbsite et de l'anatase, un peu d'ilménite et de magnétite.

D. Caractéristiques physico-chimiques des oxydisols (Tableau III.11)

Nous ne reviendrons pas, dans ce chapitre, sur les caractéristiques physico-chimiques et hydriques des oxydisols. Elles ont été étudiées dans la deuxième partie de ce mémoire relative aux oxydisols de Taravao.

Profil	Échantillon	Prof. (cm)	Horizon	pН		∆рН	T(Ca)n	ié/100g	V (S/T) %		
				H ₂ O	KCI	(2)-(1)	pH 7,0	pH sol	pH 7.0	pH sol	
			•	(1)	(2)						
MAU 4	40	0 - 7	Aoo	3,7	3,2	- 0,5	114		11		
	41	7 - 15	Al	4,1	3,2	- 0,9	48,9	16	3	10	
	43	30 - 40	B1	5,9	5,3	- 0,6	23,9	9,6	L	2	
	44	60 - 70	В2	6,2	5.6	- 0,6	14.9		2		
	47	120 - 130	CI	6,3	5,6	- 0,7	5,8		3		
MAU 8	81	0 - 15	AI	5,9	4,9	- 1,0	30,2	21	34	48	
	82	15 - 25	A3	5,9	5,7	- 0,2	17,1	9	2	3	
	84	65 - 75	B2	6,1	6,0	- 0,1	7,0	4	3	5	
	86	150 - 160	CI	6,4	6,0	- 0,4	4,0		6		

TCa : capacité d'échange des cations, méthode avec Ca⁺⁺

S = Somme des cations échangeables.

V = Taux de saturation

Tableau III.11 : Caractéristiques physico-chimiques des oxydisols MAU 4 et MAU 8

Echantillon	Horizon	Profondeur		Anatase			Ilménite			Gibbsite			Hématite			Magnétite			Goethite	
		(cm)	<2µm	2-20µm	T.F.	<2µm	2-20µm	T.F.	<2µm	2-20µm	T.F.	<2µm	2-20µm	T.F.	<2µm	2-20µm	T.F.	<2µm	2-20µm	T.F.
MAU 41	Al	7 - 15	2	1	2				1	2	4					Tr	Tr	2	2	2
42	A3	15 - 25	1	1					1	3					Tr	↓ Tr		2	2	
43	B1	30 - 40	1	Tr					1	3						Tr		2	1	
44	B2	60 - 70	1	Tr					Tr	1								2	1	
45	Efo	70 - 80	3	1	3	Tr	Tr		3	5	4		Tr		Tr	Tr		2	2	
46	Bfo	80 - 90	1	1		Tr			1	3			Tr		Tr	Tr		1	1	
MAU 81	Al	0 - 15	1	1					1	3								1	1	
82	A3	15 - 25	1	1	2				1	4	4			2				1	1	2
83	B1	35 - 45	1	Tr					3	4		Tr						2		
84	B2	65 - 75	2	Tr	2				4	4	5	1	Tr		1	2	4	Tr		1
85	B3C	120 - 130	1	1					3	5		Tr	Tr			2				

5 = très important; 4 = important; 3 = assez important; 2 = peu; 1 = très peu; Tr = traces; T.F. terre fine.

Tableau III.10 : Composition minéralogique des fractions inférieures à 2 μ m et 2-20 μ m et de la terre fine des profils MAU 4 et MAU 8.

έ.

Nous remarquerons cependant la très forte acidification (pH 4,1) de l'horizon A1 de l'oxydisol de transition MAU 4, provoquée par un fort apport organique, comparativement au même horizon dans l'oxydisol MAU 8 (pH 5,9). Les autres horizons des deux sols n'apparaissent que modérément acides, avec des pH compris entre 5,9 et 6,4.

D'autre part, il apparaît que, comme pour les oxydisols de la séquence de Taravao, la CEC varie très largement selon qu'elle est mesurée au pH naturel du sol ou à pH 7,0. Le fait de la mesurer à pH 8,0 conduit ainsi à l'accroître de 2 à 3 fois selon l'horizon considéré.

Il est généralement admis que les méthodes traditionnelles utilisées pour mesurer la C.E.C. ne doivent pas l'être pour les sols à charges variables (Van Raij et Peach, 1972; Gallez et al., 1976; Gillman, 1979; Chan et al., 1979), car les charges négatives croissent fortement depuis le pH naturel jusqu'au pH 7,0, conventionnellement adopté dans la méthode traditionnelle.

V. LES PODZOLS

A. Caractéristiques macroscopiques du profil MAU 1 (Planches III.1 et III.2).

Il est situé à 1300 m d'altitude, sur une pente de 20 % exposée à l'ouest et entièrement recouverte par une strate herbacée presque uniquement constituée par la fougère haute et dense, *Gleichenia linearis*. Quant à la strate arborescente dont les éléments ne dépassent pas 2 à 5 mètres, elle recouvre 30 à 40 % du sol. Elle est dominée par *Metrosideros collina* auquel s'ajoutent d'autres espèces assez communes : *Weinmannia parviflora, Myrsine falcata, Styphelia tameiaemeiae, Vaccinum cereum* et *Ilex tahitensis*.

Les précipitations moyennes annuelles sont de 3173 mm à la cote 1420 m (Figure I.5). Les températures moyennes, relevées par le service de la météorologie, concernent Faaa au niveau de la mer, sur la côte ouest et le plateau de Taravao, à l'altitude de 420 m, où elles sont respectivement de 25,7°C et 22°C (Figure I.6).

Nous avons nous-mêmes mesuré la température diurne à l'endroit du profil MAU l durant la saison chaude et pluvieuse (janvier/février 1992). La moyenne de 12 relevés effectués entre 11 et 16 heures atteint 20,4°, la température la plus fraîche enregistrée étant de 16,7°C. Quant à la température moyenne du sol durant cette même période elle avoisine 19°C entre -10 et -40 cm.

La coupe verticale du profil se présente ainsi (Planches III.1,b et c et III.2,a et b; Figure III.2) :

0-20 cm Frais ; spongieux ; brun-rougeâtre (5 YR 3/2) ; matière organique peu décom-AoF posée, feutrée d'abondantes radicelles et racines fines et moyennes ; agrégats grumeleux moyens à grossiers, humo-faiblement argileux, plus abondants à la base et pénétrés par les radicelles. 20-21/24 cm Frais ; noir (10 YR 2/1) ; organique (65 % de m.o) ; épaisseur irrégulière ; loca AoH lement interrompu ; nombreuses racines fines et moyennes ; spongieux à l'état humide, pulvérulent à l'état sec.

A la base de cet horizon apparaît une fine pellicule ferruginisée discontinue de 1 à 2 mm (horizon placique : FEmp).

- 21-24/29 cm Frais ; gris-blanchâtre (5 Y R 4/1 à 6/1), s'assombrissant en séchant ; onctueux
 E à l'état humide, dur à l'état sec ; argilo-limoneux ; structure particulaire à finement polyédrique ; fines racines.
 - 29-30 cm Horizon placique : pellicule ferrugineuse brun-rougeâtre (5 YR 3/3), ondulée de
 FEmp 3 à 5 mm d'épaisseur, partie supérieure dure à cassure nette et brillante, partie inférieure moins dure et terne ; fréquentes bifurcations.
 - 30-45 cm Ocre rouge (5 YR 5/8), fortement imprégné de fer et localement durci, limono BFe argileux ; à la base, inclusions d'éléments ferruginisés et durcis de l'horizon sous-jacent.
- 45-155 cm
 Sur les 30 centimètres supérieurs la teinte est rouge-jaunâtre (5 YR 5/6) puis, audessous, jaune légèrement brunâtre (10 YR 5/6). Matériau grossier d'apparence gravillonnaire (matériau pyroclastique = m.p., planche III.2,b) : pseudo-concrétions scoriacées creuses de 1 à 20 mm, friables ou légèrement durcies, fréquemment garnies intérieurement d'une couronne gibbsitique (*Planche III.2,d, f et g*) qui, libérée de son cortex, présente l'aspect d'une micro-« coquille d'oeuf »; (*Planche III.4*) ; terre fine sablo-limoneuse ; porosité élevée : environ 66 % dont les 3/4 correspondent à une macroporosité (mesure par rétractométrie).
 - 160 cm Horizon placique de 4 à 6 mm d'épaisseur.

FEmpfo

- 160-165 cm Horizon blanchi, argilo-limoneux. Efo
- 165-166 cm Horizon placique de 4 à 8 mm d'épaisseur FEmpfo
- 166-180 cm Ocre-rougeâtre, riche en fer, argilo-limoneux : quelques lithoreliques ferru-BFefo ginisées
- 180 cmBasalte très fortement altéré, brun-jaunâtre (10 Y R 4/4) à bronze ; argilo-limo-C1neux ; rares lithoreliques partiellement ferruginisées ; collant, peu plastique.



a - La végétation dominante : *Gleichenia linearis*b et c - Deux coupes du même profil montrant les variations des horizons supérieurs A, E, FEmp (placique), BFe Planche III.2 -

Profil MAU 1 (Podzol).

- a Coupe de la base du profil montrant les horizons E et placiques (h.P.) fossilisés par un matériau pyroclastique (m.p.) et reposant sur les produits d'altération du basalte (m.b.)
- b Détail du matériau pyroclastique (m.p.)

Microscopie optique.

- c Microstructure du matériau basaltique (m.b.) (L. P. x 62,5)
- d Microstructure du matériau pyroclastique (m.p.) avec dépôt de gibbsite (en bleu : G) dans les vacuoles (L.N. x 62,5)
- e Microstructure du matériau pyroclastique (m.p.) : olivine gibbsitisée (L.N. x 62,5)

f et g - Microstructure du matériau pyroclastique (m.p.) (L.P. x 156) (détail : précipitation de gibbsite (G) dans les vacuoles ·



Ainsi qu'il ressort de cette description, le podzol du Mont Marau est un sol complexe. Il s'agit en réalité de deux podzols superposés séparés par une phase éruptive ayant fossilisé le premier podzol. Ce dernier s'est développé dans un matériau fin d'origine basaltique, et déjà ferrallitisé comme en témoigne les rapports $SiO_2/Al_2O_3 = 0.3$ à 0.7.

Quant au podzol subactuel, la suite de l'étude nous montrera qu'il n'est plus aujourd'hui fonctionnel et qu'il a pris naissance sous une végétation aujourd'hui disparue dont le type peut nous être révélé par la géochimie isotopique (isotope ¹³C).

B. Distribution de l'isotope ¹³C dans le profil MAU 1.

La teneur des végétaux en isotopes du carbone diffère selon leur cycle photosynthétique. C'est ainsi que les arbres possédant un cycle photosynthétique en C3 sont appauvris en carbone 13 par rapport à la végétation graminéenne des régions tropicales dont le cycle est en C4. Ces mêmes caractéristiques se retrouvent dans la matière organique qui en est issue.

Les valeurs sont exprimées en δ^{13} C déterminé par rapport au standard international PDB, selon la formule :

$$\delta^{13}C = \frac{(\text{R \acute{e}chantillon} - 1) \times 1000 \quad \text{où } R = {}^{13}C/{}^{12}C}{\text{R standard}}$$

Les rapports des isotopes du carbone sont déterminés en analysant le dioxyde de carbone résultant de la combustion de l'échantillon sous atmosphère d'oxygène pur à 900°C. Le gaz est analysé, après purification, dans un spectromètre de masse à triple collection et double introduction.

Les valeurs de $\delta^{13}C$ obtenues concernent l'horizon placique subactuel FEmp₂ (Figure III.9) et les horizons sous-jacents du profil MAU 1. Elles sont reportées dans le tableau III.12.

Horizon	Profondeur (cm)	C, %	δ ¹³ C, ‰
FEmp ₂ (H. placique)	30	4,2	-25,5
C1 (MPG)	110 - 120	0,7	-25,4
Efo	160 - 165	1,0	-25,2
FEmpfo	165	1,3	-25,1

Tableau III.12 : Valeurs de δ^{13} C dans 4 horizons du profil MAU 1

Toutes ces valeurs sont proches de - 25 ‰, valeur caractéristique d'un type de végétation en C3, végétation forestière qui existait donc déjà du temps où se formait l'horizon placique fossile, il y a 20 000 ans environ.

Planche III.3 -





Le léger accroissement de δ^{13} C avec la profondeur peut être mis en relation avec l'ancienneté de la matière organique des horizons ou être dû à une végétation antérieure de cycle photosynthétique légèrement différent de celui de la végétation actuelle (Schwartz et al., 1986; Guillet et al., 1988).

On remarquera cependant que la fougère *Gleichenia linearis*, qui recouvre totalement le sol et constitue donc le principal pourvoyeur de débris organiques, a également, comme les arbres, un cycle photosynthétique en C3. Les valeurs de δ^{13} C la concernant vont de - 27,3 ‰ au niveau du profil MAU 1 (1300 m) à - 26,2 % au profil MAU 8 (655 m). La variation de une unité reflète probablement la variation de pluviosité, un accroissement de celle-ci pouvant entraîner l'appauvrissement constaté (communication écrite de C. Girardin).

Les valeurs de δ^{13} C relatives à la matière organique de l'horizon placique et des horizons sous-jacents du profil MAU sont sensiblement supérieures à celles concernant la fougère qui n'est donc vraisemblablement pas la source de cette matière organique.

C'est également ce que confirme l'analyse palynologique¹, qui révèle la présence de spores de fougères d'espèces variées mais surtout une abondance de *Ericaccae (vaccinium)*, de *Myrtaceae* et d'*Arecaceae* d'espèces différentes (Palmiers).

C. Les horizons diagnostiques (Figure III.2)

- 1. L'horizon E subactuel (21-24/29 cm)
- a) Composition globale de l'horizon E

Micromorphologie :

L'observation de lames minces au microscope optique permet de distinguer plusieurs types d'assemblages plasma/squelette : assemblage de type intertextique où les éléments du squelette sont liés par des ponts plasmiques, ou assemblage aggloméré avec remplissage plasmique assez lâche ou encore assemblage porphyrique à plasma plus dense sertissant les grains du squelette.

Les « grains » du squelette sont de quatre types. Ce sont :

 des éléments qui, vus en coupe, ont la forme d'anneaux blancs constitués de cristallites de 60 à 600 μm de diamètre, à forte biréfringence. Ce sont des anneaux de gibbsite concentrés en petites plages ou épars dans la masse. Il s'y ajoute de nombreux petits grains de même nature, d'une quinzaine de micromètres, provenant vraisemblablement de la fragmentation des anneaux. (Planche III.3, a et d).

¹ Analyse réalisée au Centre ORSTOM de Nouméa pour cette étude par Madame Semah.



Planche III.4 - Profil MAU 1, horizon E :

- a Microgéodes gibbsitiques in situ
 b Microgéode gibbsitique isolée avec cupules d'altération (Photo M.E.B. et analyse à la microsonde)

L'observation en microscopie optique, ou en MEB, de microagrégats ou des fractions « sableuses » de l'horizon, permet d'observer ces éléments gibbsitiques in situ. Ce sont de minuscules « coquilles d'oeufs » marquées par de nombreuses cupules de corrosion. (Planche III.4).

- des éléments oblongs, cylindriques ou en fuseaux, massifs ou perforés par de nombreux canalicules, de teinte orange à jaunâtre, agglomérés ou épars dans la masse (Planches III.11 et III.12). Ce sont des phlobaphènes dont les caractéristiques sont étudiées ciaprès.
- des minéraux relativement rares, hérités de la roche mère, essentiellement des picotites et des augites titanifères.
- des fragments de vieilles racines pétrifiées par de la gibbsite (Planche III.4, f et g).

Le plasma, très hétérogène, est constitué d'une juxtaposition de mini-plages de nature et de teintes variables. Il est brunâtre dans les plages fortement imprégnées par la matière organique, rouille lorsque l'élimination du fer est incomplète ou lorsque s'y individualisent des concentrations ferrugineuses micrométriques faiblement anisotropes. Les microanalyses y révèlent alors (Tableau III.13) une teneur moyenne de 60,5 % de Fe₂O₃ associé à de l'alumine (20,1 %), de l'oxyde de titane (6,3 %), de la silice (5,4 %). Les plages jaunâtres, claires, faiblement biréfringentes sont titano-gibbsitiques (39,1 % de TiO₂ et 39,6 % d'Al₂O₃) avec 9,6 % de Fe₂O₃. Mais le plasma est plus souvent blanchâtre et alors essentiellement gibbsitique (95,5 % d'Al₂O₃) (Tableau III.13 et planche III.3,e) et généralement ponctué de petits glébules noirs, opaques, de matière organique. Nombre de plages, d'un jaune soutenu, recèlent des teneurs identiques, d'environ 25 %, de TiO₂, Fe₂O₃ et Al₂O₃ (Tableau III.13).

	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO <u>2</u>	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MgO	<u>TiO</u> Fe ₂ O ₃
Plages titano-gibbsitiques	39,1	9,6	39,6	6,1	1,3	0,4	0,6	0,6	8,16
Plages gibbsitiques	0,3	1,3	95,5	1,4	0,4	0,1	0	0,6	
Plages ferrugineuses	6,3	60,5	20,1	5,4	0,6	0,4	0,1	0,9	0,20
Plages mixtes	24,8	25,7	27,8	5,8	0,8	0.7	0,4	0,4	1,93

Tableau III.13 : Profil MAU 1 - Horizon E : Composition chimique des différentes plages du plasma. Valeurs moyennes pour 3 microanalyses. Résultats exprimés en % pondéraux.







Planche III.5 - Profil MAU 1 (Podzol), Horizon E subactuel

- a Argilane (41 % de TiO2) dans une cavité (L.N. x 156) b Dépôts alumino-titanifères diffus (L.N. x 156)
- c Argilanes alumino-titanifère en bordure de vides (L.N. x 156)

b

La porosité de cet horizon, de très faible densité apparente (0,52) est élevée (76 %). Les cavités y sont nombreuses et fréquemment bordées de cutanes clairs (Planche III.5.), jaunâtres à rouille, parfois épaisses et stratifiées. Elles sont constituées soit de fer, majoritaire (85 % de Fe₂O₃), soit d'un mélange de titane majoritaire (41 % de TiO₂), d'aluminium et de fer. (Tableau III.14).

	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅
Argilanes	41,3	16,3	35,7	1,9	0,9	1,0
Ferranes	3,2	84,4	4,9	1,8	0,6	0,5
Gibbsitanes	0,9	1,6	89,7	3,2	0,8	0,2

Tableau III.14 : Profil MAU 1 - horizon E - Composition chimique des cutanes-Valeurs moyennes pour 3 microanalyses - Résultats exprimés en % pondéraux.

En bordure des chenaux apparaissent plus fréquemment de minces cutanes blanchâtres, faiblement biréfringents, d'extinction roulante, constitués par de la gibbsite (90 % d'Al₂O₃).

Composition chimique

Composition chimique globale

L'horizon E renferme une quantité inhabituellement élevée de carbone organique : 18,5 % (valeur moyenne pour 3 analyses), mais dont une part importante revient aux résines fossiles (phlobaphènes). La perte au feu, déduction faite de celle résultant de la gibbsite, représentant 33 % du poids du sol, on peut considérer que le poids de la fraction minérale de l'horizon E en constitue les 2/3.

L'élément dominant est l'aluminium qui, exprimé en Al_2O_3 , représente globalement 20,6 % du poids du sol, ou 31,5 % sous la forme d'hydroxyde (gibbsite). Le second élément, par ordre d'importance, est le titane : 17,1 % de TiO₂. Le fer avec 12,5 % de Fe₂O₃ est le troisième ; quant à la silice elle n'atteint que 1,1 % du poids de sol.

La gibbsite et les oxydes de titane et de fer réunis constituent donc la quasi totalité (96,5 %) de la fraction minérale de l'horizon E, la gibbsite seule y entrant pour 49,7 %, TiO_2 et Fe₂O₃, respectivement pour 27 % et 19,8 %.

160



Horizon E fossile: 2 - 20 µm (27,9 %)

Figure III.5 - Profil MAU 1 - Composition chimique des fractions < 2 μm et 2-20 μm de l'horizon E des podzols subactuel et fossile () = Teneur en argile ou limon

4. - 10

						_										
Echantillon Profondeur (cm) Horizon	MAU 13 - 23 - 28 E						1	MAU 1 32 - 45 BFe	5		MAU 17 100 - 110 C1					
Fraction granulo. (µm)	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	
% du sol sec	0,7	25,2	15,7	41,6	22,5	0,5	9,3	4,1	13,9	29,3	0,5	4,8	3,2	8,5	37,0	
% fraction < 2 μ m	1,7	60,6	37,7			3,6	66,9	29,5			5,9	56,5	37,6			
Fe2O3	30,1	24,1	23,8	24,1	12,9	36,6	43,6	44,5	43,5	40,7	17,3	43,6	35,2	38,9	25,6	
TiO ₂	60,8	60,9	57,8	59,7	31,8	8,8	10,5	10,6	10,5	8,5	3,4	17,0	13,1	14,7	3,8	
Al ₂ O ₃	5,2	10,4	13,2	11,4	45,4	33,7	21,3	21,7	21,8	24,9	47,1	25,5	36,1	30,7	31.8	
SiO2	2,6	3,2	3,2	3,1	4,7	16,8	18,3	17,2	17,9	20,5	20,9	12,1	12,7	12,9	30,3	
P ₂ O ₅	1,1	0,7	1,0	0,8	1,1	0,3	0,7	1,0	0,8	1,7	7,3	0,5	0,4	0,8	1,5	
MgO	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	1.0	3,2	3,0	3,0	1,4	1,0	0,2	0,5	0,4	2,2	
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0.9	0,5	0,4	0,5	0,2	0,7	0.2	0,1	0,2	2,6	

						-					-					
Echantillon Profondeur (cm) Horizon	MAU 18 145 - 155 C1						1	MAU 19 160 - 16 Efo	9 ² 55		MAU 19 ⁴ 200 - 220 C1					
Fraction granulo. (µm)	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	<0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	< 0,2	0,2 - 1	1 - 2	< 2	2 - 20	
% du sol sec	2,7	15.5	7,3	25,5	50,0	0,7	22,9	15,0	38,6	27,9	5,4	38,6	9,3	53,3	20,2	
% fraction < 2 μ m	10,6	60,8	28,6			1,8	59,3	38,9			10,1	72,4	17,4			
Fe ₂ O ₃	17,1	18,4	19,6	18,6	42,3	40,9	18,6	35,4	25,5	31,0	28,3	32,4	28,4	31,3	30,2	
TiO ₂	3,5	6,3	3,1	5,1	7,6	18.2	5.0	29,8	14.8	12,3	8,3	24,5	8,5	19,7	7,8	
AJ ₂ O ₃	39,6	35,0	37,0	36,1	22,3	26,1	35,9	29,4	33.2	48,4	30,5	25,1	30,6	26,5	35,8	
SiOz	38,3	39,5	39,3	39,3	21,9	12,6	38,9	4,6	25,1	5,1	30,6	16,2	31,3	20,2	22,6	
P ₂ O ₅	1,5	0,2	0,3	0,4	1,4	0,7	0,2	0,4	0,3	0,3	0.9	0,3	0.6	0,4	0,7	
MgO	0,0	0,1	0,0	0,0	1,2	0.8	0,0	0,1	0.1	0,2	0.2	0,5	0.0	0,4	0,4	
MnO	0,7	0.2	0,3	0,3	0,4	0.0	0.4	0,0	0.5	0.1	0,2	0,1	0,2	0.2	0.1	

Tableau III.15 : Composition des fractions argileuses et limoneuses du sol podzolisé MAU 1 (Microanalyses), (Résultats exprimés en % pondéraux).

.

Composition chimique des fractions inférieures à 2 μm et 2-20 μm (Tableau III.15 et Figure III.5)

Fraction $< 2 \mu m$:

La fraction « argileuse » de l'horizon E a été fractionnée par ultra-centrifugation, en trois parties : $< 0.2 \ \mu m$, 0.2-1 μm et 1-2 μm ,

Ces trois fractions fines sont caractérisées par une très forte teneur en titane : plus de 60 % (en TiO₂) pour les deux fractions < 1 μ m et 57, 8 % pour la fraction 1-2 μ m. Vient ensuite le fer (Fe₂O₃) qui, comme le titane, est plus abondant dans les fractions les plus fines : 30 % pour la fraction < 0,2 μ m et 23,8 % pour la fraction 1-2 μ m. La teneur moyenne en aluminium (Al₂O₃) n'atteint que 11,4 % en moyenne pour la totalité de la fraction < 2 μ m mais, à l'inverse du fer et du titane, elle va croissant avec la taille des particules, de 5,2 % pour la fraction < 0,2 μ m à 19,2 % pour celle comprise entre 1 et 2 μ m.

La silice représente 3,1 % de la fraction $< 2 \mu m$ et le phosphore (P₂O₅) 0,8 %.

Fraction 2-20 μm :

Cette fraction « limoneuse » est moitié moins riche en titane (31,8 %) et en fer, (12,9 %) que la fraction « argileuse » mais, par contre, quatre fois plus riche en alumine (41,3 %). Les teneurs en silice (4,7 %) et en phosphore (1,1 %) y sont aussi légèrement supérieures.

c) Composition minéralogique de l'horizon E (Figures III.6 et III.7).

L'étude diffractométrique par les rayons X, réalisée sur la terre totale de l'horizon E indique une nette prédominance de la gibbsite accompagnée par de l'anatase, du rutile, de la goethite, des traces de magnétite.

La distribution quantitative de ces minéraux, au sein des différentes fractions granulométriques, apparaît cependant extrêmement variable. C'est ainsi que la *gibbsite* est très abondante dans les fractions les plus grossières de l'horizon jusque et y compris la fraction limoneuse (2-20 μ m). Bien qu'elle y soit encore dominante, elle décroît dans la fraction 1-2 μ m, plus encore au sein de la fraction 0,2-1 μ m et disparaît pratiquement au-dessous de 0,2 μ m.

La distribution quantitative de *l'anatase* suit une voie inverse. Elle ne se manifeste, faiblement, dans la fraction 2-20 μ m qu'après un « nettoyage » par le réactif CBD.

Sa raie à 3,54 Å est, par contre, très importante dans les fractions 0,2-1 et 1-2 μ m où elle est notablement accrue à la suite d'un traitement CBD. Elle apparaît encore nettement dans la fraction la plus fine < 0,2 μ m.



Figure III.6 - Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de l'horizon E subactuel du profil MAU 1

1 - Fraction < 2μm 2 - Fraction 2 - 20 μm



- 2:
- Fraction 2 20 µm

165 ۰.

Le rutile est absent de la fraction 2-20 μ m. Ses raies caractéristiques à 3,26-2,49 et 1,68 Å croissent, dans les fractions comprises entre 2 et 0,2 μ m, avec la finesse des grains et audessous de 0,2 μ m, le rutile devient notablement plus important que l'anatase.

Quant aux minéraux ferrugineux, la goethite n'est présente que dans la fraction la plus fine 0,2 μ m et la magnétite seulement au-dessus de 2 μ m.

d) La gibbsite dans l'horizon E subactuel : origine, stabilité

1) Origine de la gibbsite

La quasi totalité de l'aluminium est présent, dans l'horizon E, sous la forme de gibbsite (31,5 % du poids de sol sec et près de 50 % de la seule phase minérale).

Il n'y a que moins de 1 % d'aluminium « amorphe ». L'oxalate d'ammonium n'extrait en effet que 0,7 % d'Al₂O₃ et le réactif CBD, réputé pour ne pas solubiliser la gibbsite (Righi, 1982), n'en extrait pas plus de 1 %.

Il convient, dans un premier temps, de s'interroger sur l'origine de la gibbsite : s'est-elle individualisée dans l'horizon albique ou bien plus bas dans le sol, avant de s'y trouver concentrée par l'évolution pédogénétique ?

Plusieurs des traits concernant la gibbsite suggèrent une genèse autochtone (authigenèse) : dépôt sur l'horizon placique (Planche III.6,a, b, c), dépôts laminaires intrahorizon (Planche III.6,e), gibbsitanes, racines gibbsitisées (Planche III.6,f et g), dépôts sur et dans les microagrégats organiques (Planche III.3,g et h). La source de l'aluminium de cette gibbsite ne peut être que liée au recyclage biogéochimique rapportant en surface, par l'intermédiaire de la végétation, l'aluminium puisé plus profondément par les racines.

Cependant, l'aspect de la majeure partie des éléments gibbsitiques (microgéodes) semble indiquer qu'ils ne se sont pas formés sur place mais plus profondément dans le sol, un phénomène de concentration relative, lié à la pédogenèse et à l'érosion, ayant ensuite favorisé leur accumulation à ce niveau (voir ci-après).

Genèse de la gibbsite dans le basalte altéré et l'horizon C1 (MPG)

La gibbsite a été maintes fois signalée en tant que minéral d'altération, sous climat tempéré humide ou en zone tropicale (Delvigne, 1965; Dejou et al.; 1972).

L'analyse aux rayons X d'écailles d'altération d'une boule basaltique de Tahiti montre, effectivement, juxtaposées aux feldspaths, des masses gibbsitiques sans la moindre trace de minéraux à 7 Å. Comme l'écaille du basalte contient des feldspaths inaltérés, il est probable que la gibbsite s'y soit formée durant la première phase de l'altération et n'indique donc pas un stade avancé de celle-ci (Jackson, 1968) mais seulement un intense lessivage de silice (Wilke et Schwertman, 1977). Planche III.6 -

Profil MAU 1 (Podzol), Horizon E subactuel

a - b - c - Dépôts de gibbsite (G) à la base de l'horizon E

- sur l'horizon placique 2 (h.P.2) à 30 cm (L.P. x 39)
- d Dépôt de gibbsite (G) sur l'horizon placique 1 (h.P. 1) (L.N. x 62,5)
- e Dépôts laminaires de gibbsite (L.P. x 39)

f - g - Coupes de racines pétrifiées par de la gibbsite (L.P. x 156)

Horizons placiques 1 et 2 : voir page 185 -





g

La gibbsite semble donc pouvoir provenir de l'altération directe de la roche-mère accompagnée de néoformations en son sein, quand le drainage et l'humidité sont favorables (Millot, 1970; Eswaran et de Coninck, 1971).

Siefferman et Millot (1969) et Millot (1970) ont ainsi observé l'authigenèse de gibbsite à partir de basaltes du Cameroun. Mais cette gibbsite semble s'être formée préférentiellement dans les horizons de profondeur, par illuviation de l'aluminium chélaté par des acides fulviques dans les horizons supérieurs et hydrolysé au-dessous en hydroxyde d'aluminium Al(OH)₃ (Sanchez-Camanzano et al., 1974).

Pour ce qui concerne le podzol subactuel du Mont Marau, la roche-mère est un matériau pyroclastique constitué de lapilli d'aspect scoriacé, en cours d'altération : horizon C1, (40 à 160 cm) (Figure III.2, Planche III.2,b, d et e). Nombre des vacuoles de cette roche montrent une couronne gibbsitique (microgéode) constituée d'un assemblage de cristaux jointifs pointant vers l'intérieur (Planche III.2f et g). Ces cristaux authigènes sont nourris par les solutions enrichies en aluminium. Le drainage étant excellent et la roche relativement pauvre en silice, le milieu est en effet favorable à la formation et à la persistance de la gibbsite (Juo, 1980).

Accumulation relative de la gibbsite dans l'horizon E subactuel.

On retrouve concentrées dans l'horizon E, les mêmes microgéodes gibbsitiques que celles observées éparses dans l'horizon C1 (40 - 100 cm) (Planche III.3,a).

Les observations microscopiques et les analyses chimiques de quelques unes de ces concrétions isolées des deux horizons (E et C1) montrent qu'elles sont (figures de corrosion exceptées pour celles de l'horizon E) en tous points semblables. Il ne paraît donc pas y avoir de doute quant à l'origine d'une partie au moins de la gibbsite de l'horizon E, générée dans l'horizon C1 puis libérée par un processus d'arénisation ayant précédé la podzolisation (Espiau, 1974). Il s'agit donc de gibbsite héritée et stable (Jackson, 1968 ; Dejou et al., 1977 ; Macias-Vasquez, 1980).

Les nombreux petits fragments gibbsitiques observés dans les lames minces de l'horizon E ont aussi la même origine, ils proviennent pour l'essentiel de la fragmentation des microgéodes et, pour le reste, de la gibbsite cristallisée au sein des minéraux originels de la roche.

2) La stabilité de la gibbsite

Cette abondance de gibbsite dans l'horizon E paraît anormale dans le cadre d'une pédogenèse podzolisante. Les structures du type de la gibbsite y sont en effet considérées comme étant totalement instables au contraire des chélates aluminiques (Pedro, 1979). D'autres auteurs ont souligné l'instabilité de la gibbsite dans les horizons supérieurs des sols et, en particulier, dans l'horizon albique des podzols (Wilke et Schwertman, 1977 ; Macias Valquez et al., 1986). Certains de ces auteurs (Macias Valquez et al., 1986), et d'autres encore (Dejou et al., 1970 ; Chesworth et Macias Valquez, 1985 ; Aurousseau et al., 1987)

ont observé que la diminution de la taille et de la cristallinité des grains de gibbsite contribuaient à accroître sa solubilité.

L'instabilité de la gibbsite dans les horizons acides de surface, dont l'horizon albique des podzols, s'y manifeste en présence d'acides fulviques qui sont des agents d'altération très efficaces (Kodama et Schnitzer, 1980; Dejou et al., 1972) et pas seulement des agents de transfert des produits de l'altération, rôle que leur attribuaient Vicente et Robert (1981). Cette instabilité est en relation avec une croissance de l'activité protonique associée à la matière organique (Wilke et Schwertman, 1977).

Il s'en suit que la gibbsite est habituellement rare dans les podzols, comparativement aux phases amorphes et cristallines d'alumino-silicates tels l'allophane, la proto-imogolite ou l'imogolite (Chesworth et Macias Valquez, 1985).

Mais la gibbsite peut aussi être considérée comme un produit ultime d'une intense altération (Jackson, 1963) et donc faiblement soluble. Il semble alors difficile d'envisager des mouvements de l'aluminium par dissolution de la gibbsite (Ségalen, 1973). Or, cela semble être le cas pour la gibbsite de l'horizon E du podzol, tout particulièrement pour la partie de celle-ci héritée du matériau parental.

L'expérimentation apporte des précisions quant à la solubilité de la gibbsite. Elle est de 2,7 μ g/l d'Al à pH 5,0 (Kittrick, 1966). Mais elle croît rapidement avec la baisse du pH de la solution et atteint de 2,7 mg/l d'Al à pH 4,0 (Curtis, 1970).

Les résultats d'une expérimentation, ayant consisté à percoler en continu, en cycle fermé, un échantillon de l'horizon E du podzol, par un macérat à pH 3,7 de ses horizons organiques, indiquent la solubilisation de 2,1 mg/l d'Al. Cette valeur est cependant vraisemblablement très légèrement excédentaire, car une fraction (1 %) de l'aluminium de l'horizon E n'est sans doute pas sous la forme de gibbsite.

Cette solubilité significative de Al en présence d'acides organiques confirme les rôles que les auteurs précédemment cités (Wilke et Schwertman, 1977; Vicente et Robert, 1981; Dejou et al., 1972) et d'autres (Violante et Violante, 1980; Huang et Violante, 1986; Thomas et al., 1991) avaient attribué à ces derniers.

3) Conclusion

L'horizon « albique » E des podzols du Mont Marau doit sa teinte claire, non pas, comme c'est généralement le cas dans les autres podzols, à du quartz dont la roche basaltique est totalement dépourvue, mais à de la gibbsite qui s'y trouve en abondance. Elle constitue, globalement, 50 % de la fraction minérale de l'horizon E mais sa teneur décroît avec la finesse des particules : de 70 % pour la fraction 2-20 μ m, elle tombe à 20 % environ, puis 8 % pour les fractions 0,2-2 μ m et < 0,2 μ m.

Cette gibbsite a une double origine, primaire et secondaire :

- La gibbsite primaire dérive de l'altération de minéraux de la roche-mère ; elle a cristallisé au sein de minéraux originels (augite) ou, plus généralement, dans les vecuoles de la roche (lapilli). Son accumulation dans l'horizon E est due au départ de la majeure partie des autres composants. Il y a accumulation relative de la gibbsite primaire.

- La gibbsite secondaire, qui se juxtapose ou se surimpose aux anciennes structures, ou imprègne certains éléments poreux (organiques), est, quant à elle, d'accumulation absolue. Le recyclage biogéochimique rapporte l'aluminium en surface d'où il peut être transporté, en solution, à l'état colloïdal ou par complexation.

On remarquera aussi que l'horizon E renferme un peu de goethite. Formé dans un milieu riche en aluminium, ce minéral peut renfermer de l'aluminium dans son réseau (Herbillon, 1980) et ainsi participer à l'accumulation de l'aluminium dans cet horizon du podzol.

e) Le titane dans l'horizon E subactuel

1) Accumulation préférentielle en E

D'une façon générale, on observe dans les sols relativement riches en titane, une croissance de la teneur en cet élément dans leurs horizons supérieurs, horizon A des sols ferrallitiques (dont les oxydisols) (Karim, 1953; Karim et Khan, 1955; Tercinier, 1974; Jamet, 1986; Kaup et Carter, 1987) et horizons Bh (humifères) des podzols (Joffe, 1949; Karim, 1953; Fitzpatrick et al., 1978; Dumon, 1983).

Cependant, pour ce qui concerne les podzols polynésiens, cette accumulation s'opère systématiquement dans l'horizon E où la teneur en titane est, par rapport à l'horizon B sousjacent, bien supérieure. A Tahiti, où la teneur en TiO_2 de l'horizon E atteint 17,1 %, le rapport TiE/TiBFe est de 2,5/1. Il atteint 6/1 à Raiatea (île de l'Archipel de la Société) pour un horizon E à 12,2 % de TiO_2 .

Ce même phénomène a été observé ailleurs, notamment à Hawaï (Sherman, 1952) ou en Écosse (Bain, 1976).

2) Formes du titane

De son étude micromorphologique, réalisée précédemment (Chapitre V § C), ressort la grande hétérogénéité du plasma de l'horizon E. Le titane y est très irrégulièrement réparti et, si certaines plages en sont dépourvues, d'autres peuvent, par contre, en renfermer près de 40 % (Tableau III.13).

Une cartographie chimique élémentaire par microsonde MEB a été effectuée sur ces plages titanifères (Planche III.7). On y observe de nombreuses microconcentrations dont la taille moyenne atteint une dizaine de micromètres. Elles sont constituées de trois secteurs concentriques dont la richesse en titane décroît de l'intérieur vers l'extérieur, en moyenne, de 75 à 40 %. Elles sont elles-mêmes incluses dans une masse plasmique où le titane est omniprésent, à des teneurs oscillant entre, environ, 10 et 20 %.

Le titane peut aussi apparaître, associé à l'aluminium et au fer, dans les cutanes (Planche III.5), où sa teneur peut atteindre 41 % (Tableau III.14). Ces phases titanifères, moins bien cristallisées et dispersées dans les cutanes, ont également été observées dans des sols australiens (Chartres, 1987).

Le titane dans les « argiles » et les limons

La quasi totalité du titane présent dans l'horizon E se trouve concentré dans les fractions granulométriques inférieures à 20 μ m qui en sont d'autant plus riches qu'augmente la finesse du grain (Tableau III.16).

Fraction granulométrique	< 0,2 μm	0,2 - 1 μm	1 - 2 μm	2 - 20 µm
TiO ₂ %	60,8	60,8	57,8	31,9

Tableau III.16 : Profil MAU 1 - Horizon E - Microanalyses des fractions fines.

Teneurs en TiO₂, % des échantillons secs (moyennes pour 3 analyses).

L'examen en MEB de la fraction granulométrique $< 2 \mu m$, complété par la microanalyse, montre que le titane apparaît sous la forme de petites particules de l'ordre du micromètre (Planche III.8a) qui, lors du séchage, peuvent s'agglomérer (Planche III.8b). L'examen au MET de la fraction 1-2 μm incluse dans la résine, directement ou après humectation, montre des particules titanifères arrondies dont la taille ne dépasse pas 0,2 μm (Planches III.9 et III.10).

3) Cristallinité du titane

La cristallinité des particules contenant du titane de l'horizon E a été évaluée par comparaison entre la teneur en TiO_2 total et la quantité extraite à l'oxalate d'ammonium (Fitzpatrick et al., 1978), ou au pyrophosphate de sodium (Tableau III.17). Le premier réactif solubilisant le fer amorphe total et le second le fer amorphe organique mais aussi, vraisemblablement, une partie du fer amorphe minéral (Giovanni et Sequi, 1976; Jeanroy, 1983).

L'oxalate n'extrait qu'une très faible partie (1,2%) du titane total de l'ensemble de l'horizon E et huit fois moins que le pyrophosphate qui en solubilise presque autant (10,0%) que le réactif CBD (11,1%).



- 3 = 17-33
- 4 = 34-50



Planche III.8 . Profil MAU 1, horizon E sub actuel. Photos M.E.B. et analyses à la microsonde a - Fraction granulométrique < 2 μm : particules titanifères b - Fraction < 2 μm traitée au CBD :1 - particules titanifères (amas), 2 - baguette de rutile ?</p>

Horizon	Échantillon	TiO ₂ t	TiO₂d	TiO ₂ ox	TiO₂py	TiO2d, TiO2t	$\frac{\text{TiO}_2\text{ox}, \ \%}{\text{TiO}_2\text{t}}$	TiO ₂ py, % TiO ₂ t
	Terre totale	17,1	1,9	0,2	1,7	11,1	1,2	10,0
E	< 2 µm	59,7	6,6	0,7	3,0	11,0	1,2	5,0
Efo	Terre totale	11,6	1,1	0,0	0,0	0,1		

TiO₂t : Titane total extrait au réactif triacide.

TiO₂d : Titane extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

TiO₂ox : Titane extrait à l'oxalate d'animonium.

TiO₂py : Titane extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau III.17 : Profil MAU 1 - Horizon E subactuel et E fossile - Dissolution sélective du titane. Résultats exprimés en % du sol séché à 105°C.

La quantité de titane extraite par le pyrophosphate suggère qu'une fraction notable du titane (plusieurs pourcents) se trouve complexée avec la matière organique.

Pour ce qui concerne la fraction $< 2 \mu m$, les proportions, relatives à son titane total (près de 60 % de TiO₂) extraites par le réactif CBD et l'oxalate, demeurent identiques (11 et 1,2 %). Avec le pyrophosphate cette proportion est deux fois moindre.

4) Minéralogie du titane

Les diffractogrammes de rayons X ont été effectués sur la terre totale et sur plusieurs fractions de granulométrie inférieure à 20 μ m, (2-20 μ m, < 2 μ m, 1-2 μ m, 0,2-1 μ m, < 0,2 μ m), certaines de ces fractions ayant été au préalable « nettoyées » par l'oxalate d'ammonium ou le réactif CBD.

Tous ces traitements conduisent à l'identification de deux minéraux du titane, l'anatase et le rutile (TiO₂). L'ilménorutile (Fe_x (Nb,Ta)_{2x} Ti_{1-x} O₂) présentant des raies très voisines de celles du rutile, des doutes pouvaient exister quant à son éventuelle présence. Cependant l'absence de Niobium et de Tantale dans les échantillons nous ont permis d'écarter cette éventualité.

Dans la terre totale, l'anatase, et surtout le rutile, n'apparaissent qu'en faible quantité comparativement à la gibbsite. Ces deux minéraux sont absents de la fraction limoneuse (2 - 20 μ m) mais apparaissent très nettement dans la fraction < 2 μ m, tout particulièrement après qu'elle ait été « nettoyée » de sa phase amorphe par l'oxalate d'ammonium ou le réactif citrate-bicarbonate-dithionite (Figure III.8).

Planche III.9 . Profil MAU 1 (Podzol), Horizon E subactuel

Photos MET et analyses à la microsonde (Fraction 1 - 2 μm incluse directement dans la résine)

A - Particules titanifères (1 à 3 : en noir)

B - Particules de gibbsite et d'anatase (4)

Planche III.10 . Profil MAU 1 (Podzol), Horizon E subactuel

Photos MET et analyses à la microsonde (Fraction 1 - 2 μ m incluse dans la résine, après humectation)

Particules de gibbsite (5), d'oxydes de fer (6) et d'anatase (7)









Figure III.8 _ Diffractogramme de rayons X de l'horizon E du podzol MAU 1 (Fraction < 2 µm traitée à l'oxalate d'ammonium)

Globalement, bien que l'anatase donne des pics plus importants que ceux du rutile dans l'ensemble de la fraction $< 2 \mu m$, le rutile tend à croître et l'anatase à régresser avec la finesse des grains. Ainsi dans la fraction $< 0,2 \mu m$, les raies du rutile (notamment celle à 1,68 Å) sont bien plus développées que celles de l'anatase (Figure 111.7).

On signalera, à titre de comparaison, que la fraction $< 2 \mu m$ de l'horizon E fossile (très riche en gibbsite très bien cristallisée), renferme une forte teneur en anatase, mais pas de rutile.

f) Les phlobaphènes de l'horizon E

Une partie importante du squelette de l'horizon E du sol podzolisé est, nous l'avons vu (§ C), constitué de phlobaphènes, reconnus par F. Toutain (C.P.B. - Nancy). Nous avons procédé à leur analyse.

1) Séparation des phlobaphènes

Les phlobaphènes sont concentrés par tamisage du sol sous eau courante permettant l'élimination progressive, par délitage, des fractions minérales. Les phlobaphènes sont ainsi séparés en trois fractions granulométriques : 63 - 100 μ m, 100-200 μ m et 200-500 μ m. La quasi totalité se retrouve dans les fractions 100-200 μ m et 200-500 μ m et les deux tiers dans la fraction 100-200 μ m.

Poids de phlobaphènes extraits	1,95 g.	1,02 g.
Fraction granulométrique Densité	100 - 200 μm %	200 - 500 μm %
> 1,35 1,20 - 1,35 < 1,20	16 74 10	11 82 7

Tableau III.17(bis) : Fractionnement par densimétrie des phlobaphènes extraits de l'horizon E.

Les phlobaphènes des deux fractions 100-200 μ m et 200-500 μ m sont fractionnés par densimétrie dans des solutions de chlorure de zinc (ZnCl₂) dont la densité initiale (1,80) a été successivement ramenée à 1,50, 1,35, 1,20 et 1,10 par addition d'eau.

Une petite partie des phlobaphènes tombe dans la solution de densité 1,35, l'essentiel tombant dans la solution de densité 1,20 (74 % de la fraction 200-500 μ m et 82 % de la fraction 100-200 μ m) (Tableau III.17bis). Des mesures effectuées au pycnomètre confirment ces résultats : la densité moyenne pour trois échantillons est de 1,31.

2) Étude microscopique

L'examen en MEB et en microscopie optique de ces éléments ainsi isolés montre des formes oblongues, cylindriques ou en fuseaux (Planche III.11,a et III.12,a). Leur longueur la plus courante va de 0,1 à 0,5 mm. Ce sont, plus rarement, des plaquettes de 2 à 3 mm de longueur et de 150 μ m d'épaisseur. Certains de ces phlobaphènes sont durs et cassants, d'autres sont flexibles.

Sous le microscope optique (Planche III.12), les coupes montrent soit des éléments constitués d'un matériau compact de couleur uniformément orange, soit des éléments plus clairs à périphérie parfois brunie et perforés par un réseau souvent très dense de canaux de dissolution de 4 à 5 μ m de diamètre. Ces canaux sont le fait d'hyphes mycéliens dont l'abondance a parfois conduit à une lyse presque totale du phlobaphène.

3) Âge des phlobaphènes

La méthode de datation par le ¹⁴C a été appliquée à un échantillon de phlobaphènes extrait de l'horizon E subactuel dans la classe granulométrique voisine de 150 μ m. L'âge estimé est de 840 ± 140 B.P.


Planche III.11- Profil MAU 1, horizon E subactuel - Phlobaphènes (photos MEB)

- a Phlobaphènes dans la fraction 100 200 μm
- b Surface grossie
- c Coupe montrant un matériau homogène







Profil MAU 1 (Podzol), horizon E subactuel - Microscopie optique

- a Groupement naturel de phiobaphènes (L.P.x 200)
- b Phlobaphène "digéré" par des hyphes fongiques (L.N. x 156) c Coupes de phlobaphènes (L.N. x 200)
- d Phlobaphènes et matière organique (L.N. x 156)
- e Plage mixte : phlobaphènes (en jaune-orange), microgéodes gibbsitiques (en blanc), vides (en bleu) (L;P; x 62,5)
- f Phlobaphène dans l'horizon placique 2 (L.N. x 156)

A titre de comparaison, un morceau de charbon de bois de la base de l'horizon AoH (Figure III.2) est daté de 140 ± 20 ans B.P.

4) Origine et évolution des phlobaphènes

Les phlobaphènes qui se rencontrent le plus souvent dans certains humus ont pour origine l'écorce et le liège des racines de certaines plantes (*Pinus mugo* ou Ericacées). Ils sont libérés dans le sol durant la phase d'accroissement des racines ou à la mort et à la destruction de celles-ci (Babel, 1975).

Constitués de polyphénols, ils forment un résidu présentant une forte résistance à l'altération, les microorganismes ne parvenant pas à les attaquer (Babel, 1975).

Les phlobaphènes trouvés dans la lumière des cellules sont toujours intensément colorés. Ils peuvent, par la suite, être transformés en une masse d'apparence charbonneuse sous l'action, semble-t-il, des hyphes fongiques ou simplement brunis en périphérie, sans changement morphologique, les hyphes apparaissant alors souvent en surface. Leur brunissement occasionnel dans le sol peut également indiquer une oxydation (Babel, 1975).

5) Étude palynologique de l'horizon E

Il ressort des datations précédentes que les phlobaphènes, et donc la végétation dont ils sont issus, sont bien antérieurs à la végétation que nous connaissons aujourd'hui.

L'étude palynologique de l'horizon E permet de préciser la composition floristique prévalant il y a sept ou huit siècles : abondance d'Ericaceae (Vaccinium), de Myrtaceae, d'Arecaceae d'espèces différentes (palmiers), présence de Ilex, de Mimosaceae, de Poaceae (graminées).

Si les palmiers ont disparu, la majorité des espèces répertoriées vivent encore de nos jours sur le site considéré. C'est le cas en particulier de *Vaccinium*, une Ericacée qui, selon Babel, pourrait être à l'origine des phlobaphènes. Abondante il y a un millier d'années, selon l'étude palynologique, elle se fait beaucoup plus rare aujourd'hui.

6) Composition isotopique du carbone des phlobaphènes

La composition isotopique du C de la matière organique des phlobaphènes permet de confirmer leur rattachement à des espèces arborées ou arbustives (§ B).

Les dosages effectués sur deux échantillons de particules de philobaphènes (100 à 200 μ m) indiquent une valeur moyenne de -29,5 ‰ pour le δ^{13} C. Ceci confirme l'origine des philobaphènes dans des végétaux dont le mode photosynthétique était en C3.

7) Analyse chimique des phlobaphènes

Les phlobaphènes sont des résines fossiles riches en polyphénols (Babel, 1975).

L'analyse y révèle cependant la présence, en faibles quantités, d'éléments minéraux en particulier aluminium, fer et titane. Un échantillon (200-500 μ m), dont les éléments ont été triés manuellement sous la loupe binoculaire, a été soumis à l'analyse totale. Cinq analyses à la microsonde ont, en outre, été réalisées sur des coupes. Les résultats obtenus sont présentés dans les tableaux ci-dessous :

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
2,2	1,2	1,1

Tableau III.18 : Microanalyse de phlobaphènes (200-500 μ m) à la microsonde. (Résultats exprimés en % pondéraux. Valeurs moyennes pour 5 analyses).

Carbone	Azote	Perte au feu	SiO2	A12O3*	Fe2O3	TiO2	CaO
63,1	0,4	33,0	0,1	7,2	0,7	0,8	0,6

Possibilité de pollution par la gibbsite.

Tableau III. 19 : Analyse chimique de phlobaphènes (200-500 μ m). (Résultats exprimés en % pondéraux de l'échantillon séché à 105°C).

2. Les horizons placiques

a) Généralités

L'horizon placique est une entité pédologique morphologiquement bien définie, aussi bien par la Soil Taxonomy (1975) que par le Référentiel Pédologique (1992) qui le désignent par FEmp (horizon ferrique induré, mince), mais sa genèse n'est toutefois pas encore bien comprise.

En effet, pour Crampton (1963), Mc Keague et al., (1967), Guillet et al., (1976), Righi et al (1982) et aussi Mc Keague (1981) qui décrit un horizon placique sinueux au sein de l'horizon BFe d'un podzol du Canada, différents processus de formation sont possibles.

L'horizon placique est un mince horizon, de 2 à 10 mm, brun à brun rouge sombre, cimenté par du fer ou un complexe de fer et de matière organique (Campbell et Schwertmann, 1984). Il apparaît dans le solum, généralement dans les cinquante centimètres supérieurs du sol minéral et parallèlement à la surface. Il est ondulé, en forme de vagues, avec parfois des bifurcations.

Malgré sa faible épaisseur, il peut constituer une barrière pour l'eau et les racines. Nous avons pu observer qu'à Tahiti, il interrompt la progression du front d'humectation des faibles précipitations, tandis que l'eau apportée par les très fortes pluies parvient, après engorgement des horizons sus-jacents et un certain temps de latence, à le traverser à la faveur de trouées dues aux grosses racines, des cassures ou des secteurs fragilisés.



Figure III.9 - Coupes schématisant la disposition des horizons placiques dans les profils MAU 1 (Podzol) et MAU 4 (Oxydisol de transition) Cet horizon est associé à un climat humide ou perhumide, aussi bien en région tempérée qu'en région tropicale. S'il apparaît généralement dans les podzols (Campbell et Schwertmann, 1984), il n'est toutefois pas nécessairement lié à un phénomène de podzolisation (Référentiel Pédologique, 1994).

Cependant, la présence de carbone organique, dont la teneur peut aller de 1 à plus de 10 %, le distingue nettement des accumulations ferrugineuses liées à une circulation de l'eau en secteur préférentiel ou à une discontinuité lithologique (Soil Taxonomy, 1975).

b) Les horizons placiques dans les sols podzolisés de Tahiti

Si l'on considère cette dernière caractéristique, à savoir la présence de carbone organique, le sol podzolisé MAU 1 du Mont Marau possède bien, non pas un, mais quatre horizons placiques dont deux ont été fossilisés.

Pour la clarté de l'exposé, les quatre horizons placiques du profil MAU 1 ont été numérotés, en partant de la surface, de 1 à 4. Le numéro 5 a été attribué à l'horizon fossile sous-jacent à l'horizon Efo du profil MAU 4. Pour chacun de ces horizons on distingue la partie dure (d) de la partie plus friable (f) (Figure III.9).

L'un de ces horizons (n° 2) apparaît en position normale, sous l'horizon E, à 30 cm de profondeur, tandis qu'un second (n° 1)se développe au sommet de cet horizon E, à 24 cm, à la limite de l'horizon AoH (Figure III.2 et planche III.1).

Un couple semblable d'horizons placiques (n° 3 et 4)apparaît à la base du profil de part et d'autre de l'horizon Efo, à 160 et 165 cm de profondeur, l'ensemble ayant été fossilisé par le matériau pyroclastique (MPG) (Figure III.2 et Planche III.2,a).

Ces horizons fossilisés se retrouvent plus bas dans la séquence, à la base du profil MAU 4, à 70 et 80 cm.

L'horizon placique sous-jacent à l'horizon E subactuel est épais de 3 à 5 mm et constitué de deux parties : une partie supérieure brun-rougeâtre de 1 à 2 mm, très dure, à cassure métallique brillante, prolongée vers le bas par une partie ocre rouge plus friable, de 2 à 3 mm d'épaisseur.

L'horizon placique « actuel », sus-jacent à l'horizon E est plus mince (1 à 2 mm), plus fragile et discontinu. Comme le précédent on peut y distinguer une partie dure et une partie plus friable.

Les deux horizons placiques fossiles sont plus épais : 5 mm en moyenne et localement 8 mm. Ils sont, comme les précédents, constitués de deux parties, la partie supérieure métallique brun-rouge en constituant les deux tiers.

c) Préparation des échantillons

Des fragments des quatre horizons placiques du profil MAU 1 et de l'horizon placique 5 du profil MAU 4 ont, après extraction du sol, été soigneusement brossés sous l'eau courante afin d'en éliminer les matériaux adhérents, puis rincés à l'eau déminéralisée et séchés.

Pour chacun des échantillons, la partie inférieure, nettement moins dure (partie friable), a été dissociée, par grattage, de la partie supérieure dure et cassante. Les échantillons ont ensuite été finement broyés.

Nous allons, après en avoir fait les études micromorphologique, chimique et minéralogique, essayer de définir les conditions de formation de l'horizon placique.

d) Les horizons placiques 1 et 2

1) Étude micromorphologique de l'horizon placique 2

L'horizon placique sous-jacent à l'horizon E est massif, brun-rougeâtre en sa partie la plus dure puis ocre à la base.

Localement apparaissent, dans la partie dure, un ou plusieurs liserés horizontaux superposés constitués de très fins cristaux de gibbsite ou plus fréquemment des liserés rougeâtres, enrichis, par rapport au fond matriciel, en aluminium et aussi en sodium sous l'influence probable des aérosols marins. Les résultats de la microanalyse chimique d'un tel liseré sont reportés ci-dessous (résultats exprimés en %).

	Fe ₂ O ₃	TiO2	Al ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	Na ₂ O
Liseré rougeâtre	59,9	4,7	22,1	6,3	1,0	2,1

Tableau III.20 : Composition (en % pondéraux) d'un liseré enrichi en aluminium de l'horizon placique 2 (Microanalyse).

La partie basale peut englober localement de minuscules microgéodes gibbsitiques identiques à celles observées dans la roche pyroclastique sous-jacente et l'horizon E.

2) pH et teneur en carbone (Tableau III.21)

Horizon placique 2 : Le pH (H_2O) de cet horizon (parties dure et friable confondues) est de 4,5, supérieur à celui de l'horizon E de seulement 0,2 unité.

Le matériau renferme une quantité de carbone relativement élevée, identique pour chacune des deux parties de l'horizon. Sa teneur moyenne atteint 4,2 %, ce qui correspond à plus de 7 % de matière organique.

Profil	Horizon	Prof.	р	н	M.O	с	N	C/N
		(cm)	H ₂ O	ксі	%	‰	‰	
	1 l ^{1d}	24	10	47	9,3	54,2	1,5	36,1
	1 1f	24	4,9	4,7	9,9	57,5	2,1	27,3
	2 ^{2d}	20	4,5	3,4	7,2	41,6	1,4	29,7
MAU 1	2 2f				7,4	42,8	1,5 ·	28,5.
	2 ^{3d}	160	6,1		2,1	12,3	0,2	61,5
	³ _{3f}	160		0,2	2,2	12,5	0,3	41,6
	4 d	165	<u> </u>		2,2	12,8	0,2	64,0
	4 4f	105	0,1	0,2	2,5	14,3	0,3	47,6
MAU 4	5d		6,2	6,4	0,8	4,9	0,1	49,0
	5 5f	80	6,3	6,6	0,9	5,1	0,7	7,3

Tableau III.21 : pH et teneur en carbone et en azote des horizons placiques des profils MAU 1 et MAU 4

L'étude de cette matière organique n'a pas été dissociée de celle, plus générale, relative à l'ensemble de la climoséquence du Mont Marau. Elle est réalisée dans le premier chapitre de la quatrième partie de cette étude.

On peut déjà souligner qu'une fraction importante du carbone organique, respectivement 61 et 41 % pour les deux sous-horizons 2d et 2f, n'est pas extractible par le pyrophosphate de sodium et donc non liée à la fraction minérale.

Horizon placique 1 : Le pH (H₂O) de cet horizon (4,9) est légèrement plus élevé que celui de l'horizon 2 et Δ pH (pH KCl - pH H₂O) n'est que très faiblement négatif (-0,2 contre -1,1 pour l'horizon 2), ce qui est la caractéristique d'un matériau peu chargé.

La teneur en carbone diffère peu d'une partie à l'autre de l'horizon et est supérieure d'un tiers environ à celle de l'horizon 2. Elle y atteint 5,6 % en moyenne, correspondant à près de 10 % de matière organique ; mais comme dans l'horizon 2, plus de la moitié de cette matière organique est sous une forme non extractible.



Figure III.10 - Profil MAU 1 : Horizons placiques 1 et 2. Pourcentages pondéraux par rapport à l'échantillon total (séché à 105 ° C) des diverses

fractions du fer, de l'aluminium et du titane extraits au réactif triacide et par dissolution sélective au réactif CBD, à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium.

3) Analyse chimique des horizons 1 et 2 (Tableau III.22)

- Étude du fer
- Fer total

Horizons	1			2		3	4		
Sous-horizons	d	f	d	f	d	f	d	f	
Perte au feu	23,3	25,4	20,4	22,4	17,2	18,2	17,3	19,9	
Résidu total	0,3	0,4	0,7	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	
SiO ₂	1,6	2,3	1,5	2,8	2,4	2,6	2,7	3,8	
Al ₂ O ₃	6,5	9,5	5,6	9,6	8,3	13,0	9,2	20,0	
Fe ₂ O ₃	64,0	54,0	69,0	58,4	67,8	59,0	67,0	49,2	
TiO ₂	3,3	5,9	2,1	4,3	3,3	6,0	3,2	5,9	
MnO ₂	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	
P ₂ O ₅	0,3	0,5	0,3	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1	
CaO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	
MgO	0,6	1,3	0,4	1,0	0,3	0,3	0,3	0,3	
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Na ₂ O	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	
TOTAL	100,2	99,7	100,5	99,9	100,2	99,9	100,2	99,9	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,42	0,41	0,47	0,49	0,49	0,34	0,50	0,13	
SiO ₂ /R ₂ O ₃	0,06	0,09	0,05	0,10	0,08	0,09	0,09	0,33	

d = partie dure

f = partie friable

Tableau III.22 : Horizons placiques actuels et fossiles - Analyse triacide (Résultats exprimés en % des échantillons séchés à 105°C).

Le fer, exprimé en Fe_2O_3 est très nettement majoritaire dans ces deux horizons qui en renferment globalement 63,7 % pour l'horizon 2 et 59 % pour l'horizon 1. Mais sa répartition est loin d'être homogène au sein des horizons. Une nette différence apparaît entre la partie basale friable et la partie superficielle dure, cette dernière étant, dans les deux cas, plus riche (de 18 % environ).

- Dissolution sélective (Tableau III.23 et Figure III.10)

Les teneurs en fer libre total extrait au citrate-bicarbonate-dithionite (CBD), en fer amorphe total extrait à l'oxalate d'ammonium et en fer amorphe « organique » extrait au pyrophosphate de sodium sont reportées dans le tableau III.23. La quasi-totalité (97 %) du fer amorphe et cristallisé de ces horizons est solubilisée par le réactif CBD (le sous-horizon 1f faisant seul exception avec 91 %.), confirmant ainsi son origine pédogénétique.

	Fe ₂ O ₃ t %	Fe ₂ O ₃ d %	Fe ₂ O ₃ ox %	Fe ₂ O ₃ ру %	$\frac{Fe_2O_3d}{Fe_2O_3t}$	$\frac{Fe_2O_3ox}{Fe_2O_3d}$	$\frac{Fe_2O_3py}{Fe_2O_3ox}$
1d	64,00	62,60	17,25	2,56	0,97	0,27	0,15
1f	54,00	49,15	14,60	5,43	0,91	0,29	0,37
2d	69,00	67,00	14,05	0,52	0,97	0,20	0,04
2f	58,40	57,20	26,00	2,00	0,97	0,45	0,08
3d 3f 4d 4f	67,80 59,00 67,00 49,20	64,50 50,30 65,00 41,10	0,88 4,58 1,14 3,30	0,14 0,35 0,12 0,77	0,95 0,85 0,97 0,83	0,01 0,09 0,01 0,08	0,16 0,08 0,10 0,23
5d 5f	74,25 68,00	63,65 63,25	0,38 0,41	0,01 0,01	0,85 0,93	0,00 0,00	0,03 0,02

Fe₂O₃t : fer total extrait au réactif triacide.

Fe₂O₃d : fer extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

 Fe_2O_3ox : fer extrait à l'oxalate d'anumonium.

Fe₂O₃py : fer extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau III.23 : Dissolution sélective du fer des horizons placiques. (en % du matériau séché à 105°C)

Les valeurs relativement élevées du fer extrait à *l'oxalate* indiquent que les deux horizons contiennent une importante fraction de fer amorphe ou mal cristallisé. C'est ce que souligne le rapport Feox/Fed : il est constant et proche de 0,28 pour l'ensemble de l'horizon 1 tandis que pour l'horizon 2, il croît du simple au double de 0,20 à 0,45 entre, respectivement, la partie dure et la partie friable.

Quant au fer amorphe « organique » extrait par le *pyrophosphate de sodium*, il apparaît en quantité nettement plus élevée dans l'horizon 1 et particulièrement dans sa partie basale friable où il correspond à 37 % du fer amorphe extrait à l'oxalate et à 10 % du fer total, soulignant ainsi la forte association fer-carbone à ce niveau.

Étude de l'aluminium

- Aluminium total

L'aluminium est le second élément constitutif majeur des horizons placiques (Tableau III.22). A l'inverse de celles du fer, ses teneurs, exprimées en Al₂O₃, croissent fortement,

de 50 à 70 %, vers la base friable de chacun des deux horizons placiques où elles dépassent 9 % du poids du matériau séché à 105° C.

	Al ₂ O ₃ t %	Al ₂ O ₃ d %	Al ₂ O ₃ 0x %	Al ₂ O ₃ py %	$\frac{Al_2O_3d}{Al_2O_3t}$	$\frac{Al_2O_3ox}{Al_2O_3d}$	$\frac{Al_2O_3py}{Al_2O_3ox}$
1d	6,50	1,89	0,58	0,18	0,29	0,31	0,31
1f	9,50	4,85	1,68	0,78	0,51	0,35	0,46
2d	5,60	2,18	0,59	0,05	0,39	0,27	0,08
2f	9,60	5,00	2,31	0,48	0,52	0,46	0,21
24	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	4.00	0.22	0.00	0.08	0.05	0.25
30	8,30	4,00	0,25	0,08	0,08	0,05	0,33
3f	13,00	5,10	0,67	0,11	0,39	0,13	0,16
4d	9,25	4,45	0,27	0,05	0,48	0,06	0,18
4f	20,00	6,05	0,81	0,23	0,30	0,13	0,28
5d	6.40	3.84	0.21	0.01	0.60	0.03	0.09
5f	9,00	5,75	0,24	0,05	0,63	0,04	0,21

- Dissolution sélective (Tableau III.24 et Figure III.10)

 Al_2O_3t : Aluminium total extrait au réactif triacide.

Al₂O₃d : Aluminium extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

Al₂O₃ox : Aluminium extrait à l'oxalate d'ammonium.

Al₂O₃py : Aluminium extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau III.24 : Dissolution sélective de l'aluminium des horizons placiques. (en % du matériau séché à 105°C)

La fraction de l'aluminium extraite par le *réactif CBD* représente de 29 à 52 % de l'aluminium total. Les teneurs sont sensiblement identiques pour les deux horizons mais, dans les deux cas, plus de 2 fois supérieures en leur partie basale friable que dans la partie dure.

La partie supérieure dure des deux horizons ne renferme que très peu (0,6%)d'aluminium amorphe extrait par *l'oxalate d'ammonium*. Leur parties friables sont de 2 à 4 fois plus riches, mais au total c'est le tiers environ de l'aluminium CBD qui se trouve à l'état amorphe, soit 9 à 10 % de l'aluminium total de la partie dure des deux horizons placiques et 17 à 24 % de celui de leur partie friable.

Le pyrophosphate de sodium extrait très peu d'aluminium de la partie supérieure dure de l'horizon placique 2, davantage de sa partie basale. Les teneurs sont nettement plus élevées dans l'horizon 1 superficiel où l'aluminium « organique » constitue de 31 à 46 % de sa forme amorphe totale et jusqu'à 8 % de l'aluminium total.

• Étude du titane

- Titane total

Le titane est, dans l'ordre d'importance décroissante, le troisième élément constitutif des horizons placiques (Tableau III.22). Comme pour l'aluminium ses teneurs croissent du haut vers le bas de l'horizon, les parties friables étant deux fois plus riches que les parties dures, particulièrement celle de l'horizon 1f qui en renferme près de 6 %.

	TiO ₂ t %	TiO₂d %	TiO20x %	TiO₂py %	$\frac{\text{TiO}_2\text{d}}{\text{TiO}_2\text{t}}$	<u>TiO20x</u> TiO2d	<u>TiO2py</u> TiO20x
1d	3.30	2.30	0.54	0.16	0.69	0.23	0.30
lf	5.90	4.95	1.27	0.66	0.84	0.26	0.52
2d	2.15	1.65	0.20	0.03	0.77	0.12	0.15
2f	4.35	3.68	0.38	0.13	0.84	0.10	0.34
3d	3.35	1.50	0.04	Tr	0.44	0.03	0.00
3f	6.00	2.80	0.25	0.03	0.46	0.09	0.12
4d	3.17	1.03	0.04	Tr	0.32	0.04	0.00
4f	5.90	2.15	0.35	0.10	0.36	0.16	0.28
5d	1.00	0.56	0.01	 Tr	0.56	0.02	0.00
5d 5f	2.35	1.07	0.02	Tr	0.45	0.02	0.00

- Dissolution sélective (Tableau III.25 et figure III.10)

TiO₂ t : Titane total extrait au réactif triacide.

TiO₂d : Titane extrait au réactif citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

TiO₂ox : Titane extrait à l'oxalate d'ammonium.

TiO₂py : Titane extrait au pyrophosphate de sodium.

Tableau III.25 : Dissolution sélective du titane des horizons placiques. (en % du matériau séché à 105°C)

Le réactif CBD extrait, en moyenne, respectivement 76 et 80% du titane total des deux horizons placiques 1 et 2 mais, comme pour l'aluminium, davantage dans les sous-horizons friables.

Une partie relativement faible de ce titane, un peu plus de 20 % pour l'horizon placique 1 et de 10 % pour l'horizon 2 est soluble dans *l'oxalate d'ammonium* ce qui indique, comme le souligne Bain (1976) à propos de sols des Iles Hawaï, qu'il est en majeure partie microcristallin.

L'horizon placique 1 est plus riche que l'horizon placique 2 en titane « organique » extrait par le pyrophosphate de sodium, en particulier en sa partie friable qui en renferme 0,66 % soit 52 % de la fraction amorphe extraite à l'oxalate. L'oxalate dissolvant non seulement le titane amorphe aux rayons X mais aussi partiellement le titane microcristallin

(anatase) (Fitzpatrick et al., 1978), il est vraisemblable que le titane extrait au pyrophosphate concerne la majeure partie du titane amorphe.

:

e) Les horizons placiques fossiles

1) pH et teneur en carbone (Tableau III.21)

Le pH faiblement acide (6,1) est identique pour les deux horizons placiques fossiles 3 et 4 du profil MAU 1 et supérieur d'environ 1,5 unité à celui des horizons placiques 1 et 2. Δ pH (pH KCl - pH H₂O) est faiblement positif (+0,1), les surfaces possédant un léger excès de charges positives du aux oxyhydroxydes de fer.

La teneur en carbone est nettement inférieure à celle des horizons 1 et 2. Elle varie peu (entre 2 et 2,5 %) dans les horizons 3 et 4 et d'un horizon à l'autre où la teneur moyenne est respectivement de 1,2 et 1,3 %, ce qui correspond à un peu plus de 2 % de matière organique. L'horizon placique fossile 5 est encore bien plus pauvre en carbone avec seulement 0,5 %.

Sur le plan qualitatif une différence sensible apparaît entre les parties dures (3 d et 4 d) et friables (3 f et 4 f) des deux horizons. Pour les premières le carbone est intégralement (ou presque) inextractible par le pyrophosphate de sodium alors qu'il l'est à environ 60 % pour les secondes (voir quatrième partie, chapitre I).

2) Analyses chimiques

- Étude du fer
- Fer total (Tableau III.22)

Les horizons placiques fossiles (3, 4 et 5) sont tout aussi riches en fer total que les horizons placiques plus récents et présentent la même différenciation entre les parties dures, qui sont également les plus riches (67 à 74 %) et les parties friables (49 à 68 %).

- Dissolution sélective (Tableau III.23)

Le réactif CBD extrait de 83 à 97 % du fer total des trois horizons placiques analysés et, sauf pour l'horizon 5, un peu plus des parties superficielles durcies que des sous-horizons inférieurs friables.

Ce fer est ici bien mieux cristallisé que dans les horizons placiques 1 et 2 si l'on considère les très faibles teneurs extraites par *l'oxalate d'ammonium* : à peine, ou moins de 1 % dans les parties supérieures dures des horizons 3 et 4 et 3 à 4 % dans leurs parties friables, l'horizon 5 qui ne renferme pratiquement pas de fer amorphe, faisant exception. Dans le meilleur des cas, dans les parties friables des horizons 3 et 4, 8 à 9 % du fer CBD sont à l'état amorphe, (cela correspond à environ 7 % du fer total), contre 20 à 30 % pour

les horizons placiques 1 et 2. Ce fait constitue une différence essentielle entre ces deux groupes d'horizons placiques.

Quant au fer « organique » extrait par le *pyrophosphate*, il constitue de 8 à 23 % du fer amorphe extrait à l'oxalate d'ammonium soit 0,3 à 1,5 % du fer total des horizons 3 et 4, l'horizon 5 en étant pratiquement dépourvu.

• Étude de l'aluminium

- Aluminium total (Tableau III.22)

La teneur en aluminium total, exprimée en Al_2O_3 , des horizons placiques fossiles est, sauf pour l'horizon 5, globalement supérieure (10 à 15 %) à celle des horizons 1 et 2 (8 %). Elle atteint, à la base de l'horizon 4, le plus riche, 20 % du poids du matériau séché à 105° C.

- Dissolution sélective (Tableau III.24)

Le réactif CBD extrait de chacun des trois horizons placiques fossiles, quelle qu'en soit la teneur initiale, des quantités à peu près identiques d'aluminium (4 à 6 % du poids du matériau) soit 30 % de l'aluminium total pour la partie friable de l'horizon 4 le plus alumineux et de 39 à 63 % pour les autres échantillons.

Une très faible partie de l'aluminium ainsi extrait est à l'état amorphe et dissoute par *l'oxalate d'ammonium* : 13 % pour les parties friables des horizons 3 et 4, 5 % ou moins pour les parties superficielles dures de ces horizons et l'horizon 5.

L'aluminium « organique » extrait au *pyrophosphate* représente, tous horizons confondus, de 9 à 35 % de l'aluminium amorphe, soit moins de 1 % de l'aluminium total.

Étude du titane

- Titane total (Tableau III.22)

La teneur (3 à 6 %) et la répartition (croissance vers le bas) sont, sauf pour l'horizon 5, sensiblement identiques à celles observées dans les horizons récents 1 et 2.

- Dissolutions sélectives (Tableau III.25)

Le réactif CBD extrait une proportion nettement plus faible, inférieure à 46 %, du titane total, que celle obtenue pour les horizons placiques les plus récents.

Seules les parties friables des horizons 3 et 4 renferment un peu de titane amorphe extrait à *l'oxalate* : 10 à 15 % du titane CBD, soit 1 à 5 % du titane total.

Quant au titane extrait par le *pyrophosphate*, il n'est présent en quantité notable que dans la partie friable du seul horizon 4 où il représente un quart du titane amorphe.





Figure 11.11 - Diffractogramme de rayons X d'horizon placique

1 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 1 (sur E), partie supérieure dure 2 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 1 (sur E), partie Inférieure friable



Figure III.12 - Diffractogramme de rayons X d'horizon placique

1 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 2 (sous E), partie supérieure dure 2 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 2 (sous E), partie inférieure friable

197

f) Analyses minéralogiques

Les échantillons de l'horizon placique 2 ont été analysés sans prétraitement. Tous les autres échantillons ont été, préalablement à l'analyse, traités à l'oxalate d'ammonium.

Horizon placique 1 (Figure III.11): Les diffractogrammes de rayons X indiquent une composition minéralogique à base de goethite, de gibbsite, de lépidocrocite et d'anatase.

Le prétraitement à l'oxalate fait ressortir la raie à 6,25 Å de la lépidocrocite, mais d'une façon générale, les diagrammes des parties dures des deux horizons 1 et 2 sont, comme ceux de leurs parties friables, similaires.

Horizon placique 2 (Figure III.12) : Les diffractogrammes de rayons X des deux échantillons, dur et friable, montrent la présence majoritaire de goethite, aux pics bien développés à 4,19 et 2,45 Å, de gibbsite dont la raie étroite à 4,85 Å témoigne d'une bonne cristallinité, de lépidocrocite (pics à 3,31 et 2,46 Å). Le pic à 6,25 Å de cette dernière est masqué par une large bosse entre 6 et 8 Å qui suggère, ainsi que l'important « bruit de fond », la présence d'un matériau mal cristallisé. Le petit pic à 3,56 Å correspond vraisemblablement à un peu d'anatase.

Il n'apparaît aucune différence qualitative entre les deux parties de l'horizon. Sur le plan quantitatif on notera dans sa partie supérieure une plus grande abondance de goethite soulignée par un plus grand développement des raies de cet oxyhydroxyde.

Horizons placiques fossiles (3 et 4) (Figure III.13) : Les diffractogrammes de rayons X révèlent, pour les parties superficielles des horizons 3 et 4, une abondance majoritaire de goethite, la présence de gibbsite et d'anatase.

Dans la partie friable des deux horizons domine la raie de la gibbsite, celles de la goethite étant très atténuées. La raie de l'anatase est plus développée dans le sous-horizon 3f que dans le sous-horizon 4f, le premier pouvant aussi renfermer un peu de lépidocrocite.

En résumé de cette étude minéralogique on peut souligner : que la goethite paraît plus abondante dans les parties supérieures dures de chacun des horizons placiques et qu'elle paraît mieux cristallisée (pics plus aigus) dans les horizons fossiles ; que la présence de gibbsite bien cristallisée est constante ; que l'anatase ressort mieux dans les horizons fossiles. et que si les horizons actuels et subactuels (1 et 2) renferment de la lépidocrocite, les horizons fossiles en sont sans doute presque totalement dépourvus.

g) Genèse de l'horizon placique

L'horizon placique 2 a été suivi sur une distance voisine de 1500 m, à l'aval du profil MAU 1, en direction du profil MAU4 (Figure III.2). Pour ce qui concerne sa genèse, sa présence au sommet de la planèze et à l'aval immédiat de l'abrupt marquant la limite amont de celle-ci (Figure III.1) exclut un apport latéral de fer. Sa formation implique alors un

processus d'éluvation et d'illuvation de fer et, à un moindre degré, d'aluminium et de titane.

Le mécanisme le plus largement accepté pour la migration de matériaux amorphes dans la podzolisation, et donc dans la genèse des horizons spodiques (et placiques), est la complexation des métaux par des composés organiques (Bruckert, 1970; Soil Survey Staff, 1975; Duchaufour, 1977; De Conninck, 1980; Mokma, 1983).

L'étude d'une série de 28 sols a permis à Mokma (1983) de proposer, entre autres, deux critères permettant de caractériser les horizons spodiques (et placiques). Le premier est : Cpy + Alpy + Fepy > 0,50 % (carbone, aluminium et fer extraits de l'horizon placique, par le pyrophosphate de sodium).

Horizon placique —	► Sous-horizon	1	2	3	4
	d	4,22	2,00	0,27	0,12
Сру + Аїру + Реру	f	6,85	4,17	0,71	1,25

Tableau III.26 - Profil MAU 1 : Somme des éléments complexés (% pondéraux par rapport au sol séché à 105°C) extraits au pyrophosphate de sodium 0,1 M dans les horizons placiques.

Pour les quatre horizons placiques du profil MAU 1, les valeurs obtenues sont reportées dans le tableau ci-dessus. Pour les horizons 1 et 2, ces valeurs sont, pour les deux parties (sous-horizons), largement supérieures à 0,50 %. Pour les horizons fossiles 3 et 4 elles le sont seulement dans leurs parties inférieures 3f et 4f.

Le second critère est relatif au rapport Alpy + Fepy/Cpy. Les complexes organométalliques ne sont mobiles que si le rapport des métaux au carbone est inférieur à une certaine valeur. Cette valeur est évaluée à 0,17 par Mokma (1983) et à 0,12 par Higashi (1981).

Plusieurs auteurs l'ont vérifiée expérimentalement. C'est ainsi que Mc Keague et al., (1971) ont préparé des complexes Fe-Al-acides fulviques qui n'ont pu être maintenus à l'état soluble que jusqu'à un rapport atomique de 0,2 pour Fe/C et un peu plus pour Al/C. Les valeurs obtenues par Schnitzer et Kahn (1972) et Jambu et al., (1981) sont un peu audessus de 0,1 pour Fe/C et de 0,2 pour Al/C.



200

Figure III.13 - Diffractogrammes de rayons X des horizons placiques fossiles -

	1 - Ho	rizon	placique 3	(sur Efo), partie supérieure dure
Profil MAU1 (podzoj fossile)	2 -	**	**	(sur Efo), partie in férieure friable
	3 - Ho	rizon	placique 4	(sous Efo), partie supérieure dure
	4 -	**	**	partie inférieure friable

Les valeurs obtenues pour les quatre horizons placiques du profil MAU 1 sont reportées dans le tableau III.27. Seule la partie supérieure 2d de l'horizon 2 présente un rapport inférieur à ceux indiqués par Mokma ou Higashi. Cela indique qu'il existe, sauf dans ce cas, du fer et de l'aluminium (et du titane) excédant la possibilité de liaison de la matière organique (Righi et al., 1982) et donc que la migration des complexes organo-métalliques s'est trouvée bloquée au niveau des horizons placiques. Il se peut aussi que l'activité microbienne ait pu détruire une partie de la matière organique (mêmes auteurs), interrompant ainsi cette migration.

								_	
Hori	zon	Métaux	et carbone	associés (%	du sol)	Fe _{py}	Al _{py}	Ti _{py}	$Fe_{py} + Al_{py} + Ti_{py}$
placi	que	Fe _{py}	Al _{py}	Ti _{py}	C _{py}	C _{py}	C _{py}	C _{py}	C _{py}
1	1d	1.79	0.10	0,05	2,32	0.16	0.02	0,01	0.20
-	lf	3.80	0.41	0.40	2,64	0.31	0.07	0.04	0.42
2	2d	0.36	0,02	0.02	1,62	0.04	-	-	0.04
2	2f	1.40	0.25	0.08	2,52	0.12	0.04	-	0.16
1	3d	0.10	0.04	Tr	0.13	0.18	0.08	-	0.30
3	3f	0.24	0.06	0.02	0,41	0.12	0.06	-	0.17
	4d	0.09	0.05	0.03	0,00	-	-	-	
4	4f	0.54	0.12	0.06	0,59	0.20	0.08	0,02	0.28

Quoi qu'il en soit, seule une faible partie du fer des horizons placiques étudiés, horizons essentiellement ferrugineux, est impliquée dans les processus de complexation par la matière organique.

Tableau III.27 : Horizons placiques : total des éléments complexés par les composés humiques (extraction au pyrophosphate de sodium 0,1 M) (% pondéraux par rapport au sol séché à 105°C)

Des études réalisées par Mc Keague et al., (1968) sur divers horizons placiques au Canada ont amené ces auteurs à conclure que le fer est probablement transporté sous la forme réduite Fe^{2+} . Il précipite ensuite dans les conditions oxydantes prévalant sous l'horizon placique. En effet, les conditions physico-chimiques sont très différentes au-dessus et au-dessous de cet horizon, les conditions d'aération étant meilleures au-dessous qu'au-dessus (Righi et al., 1982).

La détection de lépidocrocite dans les horizons placiques de Tahiti peut confirmer ce schéma de l'évolution du fer.

La lépidocrocite (γ Fe₂O₃, H₂O), minéral de même composition que la goethite (α Fe₂O₃, H₂O) est rarement mise en évidence dans les sols (Caillère et Hénin, 1963). Elle a cependant été décelée dans les horizons placiques (Logand et al., 1976; Guillet et al., 1976; Campbell et Schwertmann, 1984).

Ce minéral précipite par réoxydation de précipités de fer ferreux initialement formé en conditions anaérobies en relation avec de larges quantités de matière organique (Schwertmann, 1973).

La présence de lépidocrocite dans les sols indique donc l'existence de conditions hydromorphes réductrices (Guillet et al., 1976; Campbell et Schwertmann, 1984), favorables à la genèse de fer ferreux.

Guillet et al., (1976) ont observé la présence de lépidocrocite dans l'horizon placique des « Molken podzols » vosgiens, sols hydromorphes stationnaires se développant sous l'influence d'une nappe permanente circulant le long d'une pente. Ces auteurs ont constaté que la lépidocrocite prenait naissance à partir d'une phase colloïdale ferrique, elle-même issue de la dissociation d'un complexe organo-ferreux instable au pH du sol et, de plus, que cela impliquait une élévation du pH provoquant la déstabilisation des colloïdes ferriques. Pour Campbell et Schwertmann (1984), les conditions hydromorphes peuvent avoir été créées par l'horizon placique lui-même. Cet horizon pourrait donc être un élément typique des podzols classiques par sa faible épaisseur, sa forte cimentation et la présence de lépidocrocite.

A Tahiti, la pente très importante (15 à 20 %), ne permet pas l'établissement d'une nappe perchée mais il peut se produire un engorgement temporaire lors de très fortes précipitations. Or, une saturation périodique en eau peut provoquer les conditions nécessaires à une réduction et une solubilisation du fer des horizons supérieurs (Righi et al., 1982).

Compte tenu de l'importance de la teneur en fer par rapport à celle en carbone dans les horizons placiques de Tahiti, la migration a pu se faire simultanément sous forme de complexes organo-métalliques et de fer réduit. Mais, ce fer, accumulé dans les horizons placiques, ne peut avoir pour origine que les horizons sus-jacents du sol.

Concernant l'horizon placique 1, le plus superficiel, les seuls horizons sus-jacents sont les horizons organiques AoF et AoH dont le fer provient essentiellement de la végétation à travers le cycle biogéochimique.

La migration des complexes, importante au travers des horizons organiques, peut être stoppée par la plus grande abondance des métaux (Fe, Al, Ti) dès que les solutions atteignent l'horizon E, ce qui provoque une brusque augmentation du rapport cation/anion et la précipitation, le rapport atomique Fe + Al + Ti/C passant en effet brusquement de $0,09 \ge 0,17$.

D. Le fonctionnement actuel des sols de la séquence podzol - oxydisol du Mont Marau

1. Introduction

Nous avons, dans le cadre de la troisième partie de cette étude, analysé les caractéristiques des sols recouvrant la planèze du Mont Marau, depuis les oxydisols jusqu'aux podzols.

Les observations diverses et les analyses, tant minéralogiques que physico-chimiques, réalisées sur la phase solide de ces sols, et qui portent donc sur la fraction résiduelle de la pédogenèse, nous fournissent un bilan statique de l'altération (Leneuf et Souchier 1979), résultante des variations cumulées que les sols ont subi au cours du temps, en référence à la roche-mère.

Cependant, l'analyse de la seule phase solide du sol ne permet généralement pas de faire la distinction entre les processus passés et actuels de la pédogenèse. Les processus actuels de formation doivent alors être étudiés par l'intermédiaire des solutions du sol.

Le facteur essentiel de la pédogenèse est, en effet, l'eau, facteur dynamique, à la fois solvant et agent de transport des éléments à l'intérieur du sol. La collecte et l'analyse des solutions du sol d'abord, l'étude de leur action in situ sur des minéraux très réactifs fraîchement introduits ensuite (Vedy et al., 1977; Bartoli et al., 1981; Nys et al., 1981; Ugolini et al., 1987) nous ont permis d'appréhender les processus caractérisant le fonctionnement actuel des sols.

L'objet de cette étude a été d'établir :

- Si le processus de podzolisation est toujours actif, dans les conditions environnementales actuelles, dans les sols à morphologie de podzol ayant commencé à se développer il y a environ 1200 ans et localisés au sommet de la planèze,
- Quels types de processus sont encore actifs dans les oxydisols sesquioxydiques, apparemment matures, des basses planèzes, et si ces processus sont susceptibles d'affecter le développement de ces sols.

A cet effet, des solutions ont été collectées à la base des horizons caractéristiques et analysées ; des vermiculites qui, dans la solution du sol, ont à la fois une forte réactivité d'échange et un réseau cristallin susceptible de subir des transformations rapides, ont été exposés au flux hydrique migratoire après intercalation dans le profil. C'est la méthode expérimentale dite des « minéraux-tests » utilisée en France depuis plus de dix années pour, tout d'abord, suivre l'altération de différents minéraux dans les conditions du milieu naturel (Berthelin et al., 1983), puis pour étudier les mécanismes du fonctionnement saisonnier ou annuel du sol sous l'influence de divers types de couvert végétal (Ranger et Robert 1985 ; Dambrine et al., 1989 ; Righi et al., 1990 ; Ranger et al., 1992).

2. Le principe de l'expérimentation

Des études expérimentales, conduites au laboratoire par Robert et al. (1979), suivies de nombreuses applications sur le terrain (Ranger et Robert 1985; Dambrine et al., 1989; Ranger et al., 1986-91-92) ont montré que les phyllosilicates 2/1 peuvent, sous l'influence de solutions acides, évoluer différemment selon le milieu où ils sont placés. Le minéral-test, (le plus souvent une vermiculite) dont les sites d'échange ont été au préalable saturés en ions sodium, réagit dans le sol jusqu'à ce qu'un équilibre soit établi.

Si le milieu est acide et complexant, les cations les moins complexables (Mg²⁺) s'accumulent relativement dans les espaces interfoliaires tandis que les ions aluminium, extraits du minéral, sont éliminés en solution sous forme de complexes.

Si le milieu est acide mais non complexant, l'altération de la vermiculite s'accompagne d'une perte de Mg des couches octaédriques, tandis que l'aluminium libéré de la structure du minéral migre et s'accumule dans les couches interfoliaires. Une rapide hydroxylation conduit à la formation d'un minéral intergrade-Al facilement détectable par diffraction de rayons X.

L'eau de gravité, qui percole à travers les horizons et peut être recueillie à leur base, indique les modes de transfert des divers éléments (aluminium, fer, éventuellement titane) sous forme cationique ou complexée, ce qui permet ainsi d'évaluer les parts de ces éléments transférés sous les deux formes (Bartoli et al., 1981).

3. Materiels et methodes

L'étude a concerné les trois profils MAU 1 (podzol), MAU 4 ((oxydisol de transition) et MAU 8 (oxydisol) échelonnés entre 1300 m et 655 m, le long de la climoséquence du Mont Marau (planèze de Faaa) (Figures III.1 et III.2).

Les sols de la basse planèze sont, nous l'avons vu, issus de coulées basaltiques tandis que ceux de l'amont ont pour origine des roches pyroclastiques récentes. La pente est modérée (15 %), la couverture végétale est une lande à *Gleichenia linearis* (fougère) qui, à l'amont, s'enrichit en espèces arbustives.

De l'aval vers l'amont, on observe une baisse sensible de la température moyenne annuelle de 25,7°C à environ 18°C, et une croissance des précipitations de 1692 à 3220 mm. Le minéral-test a été implanté dans les trois profils dans lesquels a également été récoltée l'eau de gravité grâce à l'installation de gouttières (Figure III.15). Mais pour celle-ci, l'étude a été étendue à un quatrième profil, TAR 17 (oxydisol riche en titane) situé sous jachère, à l'aval de la toposéquence de Taravao (Figure II.2).

Tous ces sols sont bien structurés et bien drainés, exception faite du barrage que constitue l'horizon placique du profil MAU 1. On retrouvera leurs caractéristiques analytiques dans les chapitres précédents.

a) Le minéral test

C'est une vermiculite trioctaédrique de Santa-Olella (Espagne) sélectionnée pour sa forte réactivité en milieu acide. Cette réactivité est liée à l'existence d'une couche interfoliaire qui confère au minéral une importante capacité d'échange (161 mé/100 g).

Sa formule structurale ⁽¹⁾ et sa composition chimique ⁽²⁾ sont les suivantes :

⁽¹⁾ (Si_{2,71} Al_{1,29}) (Al_{0,12} Fe¹¹¹_{0,24} Fe¹¹_{0,02} Mg_{2,52} Mn_{0,01} Ti_{0,04}) Na_{0,03} Ca_{0,01} Ba_{0,45}.

⁽²⁾ SiO₂: 31,46; Al₂O₃: 13,89; TiO₂: 0,63; Fe₂O₃: 3,63; FeO: 0,30; MnO: 0,11; MgO: 19,65; CaO: 0,15; K₂O: 0,04; Na₂O: 0,16; BaO: 13,50 (% pondéraux).



Figure III.14 - Représentation schématique de la morphologie des sols et localisation des gouttières et des sachets de vermiculite (Signification des horizons : voir figure III.2) Les particules de vermiculite utilisées (3 g) ont un diamètre compris entre 200 et 500 μ m. Le minéral a été saturé avec des ions Na⁺ et mélangé à du quartz (1 g en particules de 200 à 400 μ m) afin d'améliorer le contact avec la solution du sol, puis placé dans des petits sachets (5 x 10 cm) imputrescibles, en polyamide, dont la maille de la toile est de 20 μ m. Les sachets scellés sont soigneusement placés à la base des horizons caractéristiques, dans de petites cavités creusées dans l'une des parois d'une fosse spécialement aménagée, en évitant toute discontinuité entre le sol et les sachets. La fosse est ensuite rebouchée en respectant la différenciation des horizons pédologiques de façon à n'apporter que le minimum de perturbations.

Deux séries de 8 sachets chacune ont été implantées en juillet 1987, soit, pour chacune des séries (Figure III.14) :

- a) Cinq sachets dans le profil MAU 1 (podzol) à la base des horizons AoF, AoH et E, à la partie supérieure et à la base de l'horizon BFe,
- b) Deux sachets dans le profil MAU 4 (oxydisol de transition) à la base des horizons A1 et A3,
- c) Un sachet dans le profil MAU 8 (oxydisol) à la base de l'horizon A1.



Figure III.15 - Schéma d'implantation des gouttières

La première série de 8 sachets a été collectée en juillet 1988 (saison sèche) après une année d'implantation. La seconde série a été collectée en janvier 1991 (saison chaude et humide) après 3 années et demie d'implantation. Deux expérimentations répétées de ce type, réalisées par Ranger et Nys (1994), n'ayant pas montré de variations significatives, l'expérimentation n'a pas été renouvelée.

b) L'eau de gravité

Elle a été collectée par l'intermédiaire d'un système de gouttières en PVC installées à demeure dans le sol, parallèlement à la surface du sol et le plus souvent en des positions identiques à celles adoptées pour les sachets de minéraux-tests (Figures III.14 et III.15).

- Quatre gouttières ont été installées dans le profil MAU 1 (podzol) à la base des horizons AoF et E, à la partie supérieure et à la base de l'horizon BFe,
- Deux gouttières ont été installées dans le profil MAU 4 à la base des horizons A1 et A3,
- Deux gouttières ont été installées dans le profil MAU 8, à la base de l'horizon A1 et dans l'horizon B1,
- Enfin deux gouttières supplémentaires ont été installées à la base des horizons A1 et A3 du profil TAR 17, autre oxydisol particulièrement riche en titane, de la basse planèze de Taravao, dans l'Ouest de la presqu'île (voir Figure II.2).

c) Méthodes analytiques

1) Les minéraux-tests : après leur retrait du sol ils ont été soumis aux analyses suivantes :

- Détermination des cations échangeables (Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Al³⁺, Fe³⁺, Mn³⁺) par échange KCl, et K⁺ par échange SrCl₂; détermination de la teneur en éléments libres (Al et Fe) par extraction au tricitrate de sodium (méthode Tamura, 1958) réalisée postérieurement sur le même échantillon.
- Analyse aux rayons X : 1- après saturation par l'ion potassium (KCl) 2- après extraction des éléments libres (Al et Fe) par le citrate de sodium.

2) Les eaux de gravité : Les solutions libres du sol, collectées à la base de chacun des horizons, ont été filtrées sur un filtre à $0,45 \ \mu m$ et leur densité optique mesurée à 330 nm. Les concentrations en cations Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ et Na⁺ ont été déterminées par spectrométrie d'absorption atomique, tandis que Fe et Al étaient déterminés par spectrométrie d'émission atomique ICP et les anions minéraux (NO3⁻, SO4⁻, Cl⁻) par chromatographie ionique. L'alcalinité a été déterminée selon le procédé de titration Gran et le carbone organique dissout par le dispositif Carlo Erba TIC-TOC.

Pour évaluer la force de l'association entre les ions métalliques Al et Fe et les liants organiques, les solutions du sol ont percolé lentement au travers de colonnes emplies d'échangeurs de cations acides (résine Amberlite 120 sous forme H⁺). Les concentrations d'Al et de Fe ont été déterminées avant et après la percolation. Le rapport d'association (RA) représente la part de cations trouvés dans les solutions après la percolation rapportée

aux cations de la solution initiale, cette part étant supposée être fortement liée aux composés organiques.

Les rapports molaires C/Al et C/Fe ont été calculés d'après les valeurs des concentrations en Al et Fe des solutions après la percolation et de la concentration en carbone organique dans les solutions initiales. Nous avons donc supposé que les résines n'ont pas retenu de substances organiques.

4. Résultats

a) Transformation du minéral-test

1) Transformation géochimique (Figure III.16)

> Cations échangeables et Al libre

Les changements de la garniture ionique de la vermiculite sont très différents selon que celle-ci a séjourné dans les horizons A ou les horizons sous-jacents du sol et aussi en fonction de la durée de l'implantation.

- Na^+ échangeable : Après une année de présence dans les horizons organiques ou humifères des sols sis au-dessus de 1000 m (profil MAU 1 et MAU 4), il y a une chute importante de la teneur en Na⁺ échangeable (de 130 à environ 50 mé/100 g). Après trois ans et demi, le complexe d'échange est quasi-totalement dépourvu en Na⁺, et la désaturation atteint cette fois, avec la même vigueur, l'horizon E du podzol et l'horizon A1 de l'oxydisol de bas de planèze.

- Mg^{2+} échangeable : La quantité d'ions Mg^{2+} échangeables présents dans la vermiculite ayant séjourné un an dans les profils MAU1 et MAU4atteint 40 à 55 mé/100 g pour les horizons organiques et humifères, 25 à 35 mé/100 g pour les autres horizons. Au bout de 3 ans ¹/₂, la quantité de ces ions a décru dans la vermiculite placée dans les horizons organiques ou humifères (37 à 45 mé/100 g) et augmenté dans celle placée dans les autres horizons (30 à 46 mé/100 g). Pour l'oxydisol MAU8, on observe un doublement de la quantité d'ions Mg²⁺ échangeables selon la durée d'implantation : 29 mé/100 g pour 1 an et 63 mé/100 g pour 3 ans ¹/₂, en même temps qu'apparaît une importante quantité de Ca²⁺ échangeable (20 mé/100 g au total).

- L'Al échangeable n'apparaît nettement, et seulement après une période d'implantation de 3 années et demie, que dans les vermiculites des horizons A du podzol et croît d'autant plus fortement que l'on se rapproche de la surface (12 mé/100 g en AoF). Il n'y en a que de faibles quantités dans les profils MAU 4 et MAU 8.

- Al libre : Cette évolution dans l'occupation des sites d'échanges des minéraux-tests est corrélée à l'apparition d'Al libre dont la vermiculite est à l'origine dépouvue. La croissance de la teneur en Al libre de la vermiculite implantée dans le sol va, sauf pour l'oxydisol, de pair avec la désaturation du complexe absorbant.



Figure III.16 - Transformation géochimique du minéral - test (vermiculite) après 1 an et 3 ans 1/2 de présence dans le sol



Figure III.17 - Transformation minéralogique du minéral - test (vermiculite) après 3 ans 1/2 de présence dans le sol. Diffractogrammes de RX de la vermiculite de référence saturée - K et saturée - Na et des échantilions de ce minéral implantés dans les horizons supérieurs des profils MAU 1 (podzol), MAU 4 (oxydisol de transition) et MAU 8 (oxydisol). (I : saturés - K, II saturés - Na) 210

L'implant de l'horizon Al de l'oxydisol ne contient, en effet, que relativement peu d'Al libre (12 mé/100 g) après 3 années et demie de présence dans le sol. Il en est de même des implants issus de l'horizon A3 de l'oxydisol de transition et de l'horizon BFe du podzol.

Il en va tout autrement des vermiculites issus des horizons A du podzol et de l'horizon A1 de l'oxydisol de transition. Notable dès la première année (sauf pour E), la teneur en Al libre croît très fortement à l'issue d'une implantation de 3 ans $\frac{1}{2}$. Cela est tout particulièrement vrai pour le podzol où la teneur, très nettement supérieure dès l'horizon E (51 mé/100 g), croît fortement à l'approche de la surface jusqu'à près de 80 mé/100 g dans l'horizon AoF. L'Al libre et l'ion Al³⁺ échangeable évoluent parallèlement, chacun à son échelle.

> Fer libre :

Quant au fer libre, il atteint sa teneur maximale dans la vermiculite implantée dans l'horizon Al de l'oxydisol de transition au bout de 3 ans ½. Elle n'atteint toutefois pas 10 mé/100 g. Pour les vermiculites implantées dans le podzol, cet élément évolue parallèlement à Al avec des teneurs nettement inférieures.

2) Transformation minéralogique

Les diagrammes de RX présentés dans la figure III.17 concernent des échantillons de vermiculite extraits après un séjour de 3 ans ½ dans le sol. Préalablement à son étude par les rayons X, chacun des échantillons a été successivement traité par le chlorure de potassium qui extrait les éléments échangeables et referme les feuillets vermiculitiques à environ 10 Å, puis par le citrate de sodium (réactif de Tamura, 1957) qui extrait l'aluminium non échangeable.

Les diffractogrammes de rayons X permettent alors de différencier nettement les vermiculites ayant séjourné dans les horizons Ao, E, Al du podzol et de l'oxydisol de transition, de celles issues des horizons BFe et A3 de ces mêmes sols. Les vermiculites implantées dans l'oxydisol ont évolué un peu différemment.

Les différences observées sont les suivantes :

- Horizons Ao et E du podzol et Al de l'oxydisol de transition : après le traitement à KCl, le diagramme montre une intense raie de diffraction à 13,5 Å, tandis que le traitement au citrate de sodium provoque une fermeture pour partie vers 11,3 Å (pic majeur), pour partie vers 10 Å.
- 2) Horizons BFe du podzol et A3 de l'oxydisol de transition : après le traitement à KCl, une raie moins intense apparaît à 10,5/10,7 Å ou 11,1 Å pour la vermiculite de la base de BFe avec un épaulement à 14,2 Å. Le traitement au citrate aboutit à une fermeture générale proche de 10,3 Å.

Profil	Situation des gouttières	Carbone organique (mg. 1 ⁻¹)	Densité optique (λ = 330 nm)	рН	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	К⁺	· Na ⁺	С1 [°] µc 1 ⁻¹	, NO3	SO₄¯	Alcalinité
MAU 1	Pluic	<1.00	0.000	5.85	13.7	13.4	3.3	31.3	30.6	5.0	17.0	12.5
TAR17	Pluic	1.10	0.007	5.70	8.9	6.7	9.6	37.1	33.8	4.0	11.0	27.2
MAU 1	- G1 A la base de AoF	11.95	0.523	4.00	7.8	10.6	4.8	27.3	71.8	4.2	44.8	-87.9
	G2 A la base de E	9.65	0.260	3.95	15.6	28.1	3.4	39.5	112.1	2.0	49.6	-97.3
	G3 Au sommet de BFe	13.35	0.462	4.20	4.0	35.4	1.9	35.0	66.2	7.0	36,5	-51.5
	G4 A la base de BFe	15.95	0.684	4.30	6.6	19.0	2.8	38.9	70.4	8.5	19.8	-46.9
MAU 4	- G1 A la base de A1	2.15	0.027	4.85	7.0	44.7	3.7	65.2	46.5	31.5	49.0	-8.7
	G2 A la base de A3	4.45	0.071	4.95	4.7	18.5	3.8	50.0	28.0	14.0	33.0	4.1
MAU 8	- G1 A la base de A1	1.65	0.018	5.60	7.6	11.1	16.8	50.9	50.7	1.0	30.0	8.8
	G2 Dans l'horizon B1	n.d.	0.009	6.85	157.0	160.5	75.2	615.0	564.4	15.6	75.0	324.7
TAR17	- G1 A la base de A1	3.40	0.051	5.85	72.5	49.0	3.5	36.0	66.9	13.0	37.0	36.1
	G2 A la base de A3	2.00	0.024	5.20	67.0	44.0	5.0	71.0	54,5	60.0	53.0	12.8

G = gouttière

Tableau III.28 : Caractéristiques chimiques des caux pluviales et des solutions du sol.

.

3) Horizon A1 de l'oxydisol : La fermeture sous l'action de KCl est à 12,8 Å tandis que le citrate de sodium induit un comportement similaire à celui des horizons A de (1) avec apparition d'un doublet à 11 et 10 Å.

b) Caractéristiques des solutions du sol

Les analyses chimiques des eaux de pluie et des solutions du sol sont présentées dans le tableau III.28. Toutes les solutions sont incolores exceptées celles collectées dans le podzol, pour lesquelles il apparaît que les valeurs de la densité optique ne sont pas corrélées avec les concentrations en carbone organique.

Les solutions collectées dans le podzol sont très acides (pH de 3,95 à 4,30) de telle sorte que l'alcalinité titrable prend des valeurs négatives, indiquant que la concentration en protons est supérieure à l'alcalinité titrable (groupements carboxylates et anions conjugués des acides minéraux faibles). Excepté pour Al du profil TAR17 où domine Ca²⁺, le cation dominant est Na⁺, tandis que les anions minéraux majeurs sont Cl⁻ et SO4⁻⁻.

La concentration maximale du carbone total est trouvée dans les solutions des horizons profonds du podzol (Tableau III.28) et correspond aux plus fortes valeurs de Al (Tableau III.29). Comme l'indiquent les valeurs des rapports d'association (RA), la majeure partie de Al et Fe présents dans les solutions du sol n'est pas retenue sur les résines et correspond donc aux formes non-ioniques associées principalement aux substances organiques solubles et/ou organisées sous des formes polymérisées.

Al et Fe des solutions collectées à la limite des horizons AoH et E apparaissent être fortement liées aux substances organiques. Les valeurs molaires de C/Al et de C/Fe sont respectivement de 186 et de 1048. Des sites de ces substances organiques sont peut-être encore sous forme protonique.

A la base de l'horizon E, la forte acidité de la solution (pH = 3,95 et 3,75 respectivement avant et après le passage sur la résine) pourrait expliquer les valeurs relativement faibles de RA (0,57 et 0,63) à la fois de Al et Fe. Les formes ioniques et monomères pourraient être plus abondantes que les formes liées. L'eau collectée dans l'horizon BFe présente de forts RA (0,68 pour Al et jusqu'à 0,77 pour Fe). Les rapports molaires C/Al relativement bas suggèrent que la grande mobilité de Al est liée à sa forte liaison avec les sites acides de substances organiques du type fulvique.

Les solutions collectées dans l'oxydisol de transition (MAU 4) sont moins acides que les précédentes (pH 4,9) et leur concentration en carbone organique plus faible que dans celles collectées dans le podzol. Na⁺, Mg⁺⁺, Cl⁻ et SO4⁻⁻ sont encore les ions majeurs (Tableau III.28) mais la concentration en Al a beaucoup décru. Ainsi qu'on peut l'observer dans le tableau III.29, le rapport d'association de Al donne 0,33 et 0,57 pour, respectivement, les horizons A1 et A3, la plus forte valeur se rapportant à la plus forte concentration en carbone organique (4,45 mg/l dans l'horizon A3 contre 2,15 mg/l dans l'horizon A1).

Profil	Situation des gouttières	Avant le t Al (µmol. 1 ⁻¹)	raitement à la Fe (μmol. 1 ⁻¹)	résine H ⁺ pH	Après le t Al (μmol.1 ⁻¹)	raitement à la Fe (μmol. 1 ⁻¹)	résine H ⁺ pH	Rapport d' Al	association Fe	Al et Fe as substances C/A1	sociés aux organiques C/Fe
										rapport	molaire
MAU 1	- G1 A la base de AoF	5.80	1.10	4.00	5.35	0.95	3.90	0.92	0.86	· 186	1048
	G2 A la base de E	11.85	5.20	3.95	6.80	3.25	3.75	0.57	0.63	118	247
	G3 Au sommet de BFe	19.35	4.55	4.20	13.20	3.00	3.90	0.68	0.66	84	371
	G4 A la base de BFe	30.45	5.85	4.30	20.40	4.50	3.95	0.67	0.77	65	295
MAU 4	- GI A la base de Al	3.65	0.45	4.85	1.20	0.15	3.95	0.33	0.33	149	1194
	G2 A la base de A3	7.35	1.45	4.95	4.20	0.70	4.00	0.57	0.48	88	530

G = Gouttière

Tableau III.29 : L'aluminium et le fer dans les solutions du sol avant et après la percolation sur résine H⁺. Le rapport d'association est celui de la concentration des éléments dans les solutions après et avant cette percolation. Les rapports molaires C/Al et C/Fe sont calculés à partir des éléments supposés être associés aux substances organiques solubles. L'eau percolant les oxydisols MAU 8 et TAR 17 est neutre. Sa concentration en carbone organique est très faible, son alcalinité est nettement positive, ses teneurs en Al et Fe sont indétectables. Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ sont, particulièrement en TAR 17, les cations dominants (Tableau III.28). Cela est probablement dû au fort recyclage biologique de ces éléments.

La forte concentration ionique de la solution collectée dans l'horizon B1 du profil MAU 8 ne peut être facilement expliquée. Les rapports équivalents Na/Cl et SO4/Cl (1,1 et 0,13 respectivement) étant voisins de ceux de l'eau de mer (0,86 et 0,10 : Michard, 1989), l'influence des aérosols marins semble la plus problable. Les rapports Ca/Na et K/Na de 0,25 et 0,12, respectivement (0,04 et 0,002 pour l'eau de mer), suggèrent une autre origine pour Ca et K, probablement dans les phases minérales d'altération.

5. Titrage d'un macérat et d'un percolat issus du podzol MAU 1

Parmi les méthodes permettant d'étudier les liaisons des métaux à la matière organique figurent les titrages potentiométriques (Brunelot et al., 1989). C'est ainsi qu'a été titrée, après décationisation sur résine H⁺ (IRN Prolabo) et selon la méthodologie de Brunelot et al. (1989) un macérat de la litière du podzol MAU 1 et la solution obtenue à l'issue de la percolation en continu de ce macérat sur un échantillon de l'horizon E du même podzol (percolat).

a) Protocole expérimental

1) Préparation du macérat

Un échantillon frais des horizons organiques (mélange de 2/3 d'horizon AoF + 1/3 d'horizon AoH) du podzol MAU 1 est dispersé dans de l'eau désionisée dans un rapport pondéral de 0,6/1, dans un ballon d'une contenance de 2 litres. La macération s'effectue à l'obscurité durant 24 heures.

La solution obtenue (macérat) est ensuite centrifugée (4000 tours/mn durant 20 minutes), puis purifiée successivement sur filtre rapide et sur filtre lent. Le pH est alors mesuré.

Une partie du macérat est conservée pour titrage, le reste devant servir à la percolation.

2) Préparation du percolat

Cinquante grammes de sol brut conservé humide (horizon E du podzol MAU 1) sont introduits dans une colonne graduée de 250 ml, sur une hauteur de 7 cm. La colonne est fermée à sa base par un robinet et obstruée par une fine toile de nylon destinée à prévenir le colmatage, par la terre, du dispositif d'écoulement. Lors de son introduction dans la colonne, le sol est progressivement humecté par le macérat précédemment obtenu. On percole alors avec le macérat dont l'écoulement est régulé de façon à obtenir un écoulement goutte à goutte. La solution obtenue est recyclée, la percolation étant maintenue en continu durant 8 jours, à l'obscurité.

On procède alors au titrage du macérat initial et des percolats ainsi obtenus.

Résultats

Les courbes de titrage obtenues permettent de définir trois types d'acidités¹ : une acidité forte, d'origine minérale et organique liée à des groupements carboxyliques et phénoliques (Gamble, 1970), une acidité faible et une acidité très faible d'origine uniquement organique et liées, respectivement, surtout à des groupements carboxyliques et à des groupements phénoliques (Brunelot et al., 1989).

L'acidité totale du macérat est supérieure à celle du percolat (Tableau III.30). Dans le premier prédomine l'acidité organique (52 %), dans le second l'acidité minérale (54 %). La principale différence vient d'acidités faibles et très faibles, inférieures de près d'un tiers dans le percolat. La très faible acidité est, dans les deux cas, environ quatre fois inférieure à l'acidité faible. Mais, au total, dans les deux solutions, c'est l'acidité forte totale qui prédomine ; elle y représente 62 % (macérat) et 71 % (percolat) de l'acidité totale.

Type d'	acidité	Macérat	Percolat		
Acides minéraux	Cl [*] NO ₃ [*]	0,37 0,32	0,38 0,36		
	SO₄ ²	1,42	1,18		
Acidité minérale totale		2,11 (48)	1,92 (54)		
Acidité organique forte		0,64 (14)	0,61 (17)		
Acidité forte totale		2,75 (62)	2,53 (71)		
Acidité organique faibl	e	1,35 (30)	0,79 (22)		
Acidité organique très	faible	0,35 (8)	0,21 (6)		
Acidité organique total	e	2,34 (52)	1,61 (45)		
Acidité totale		4,45	3,53		
Teneur en C (mg.l ⁻¹)		98	77		
Acidité organique forte		6,53 -	7,92		
Acidité organique faibl	e	13,77	10,26		
Acidité organique très	faible	3,57	2,72		
Acidité organique total	e	23,87	20,90		
рH		3,50	4,35		

Les nombres entre parenthèses correspondent aux pour-cent de l'acidité totale.

Tableau III.30 : Détermination des acidités d'un macérat de là litière du podzol avant et après percolation (percolat) dans l'horizon E. Titrage potentiométrique.

¹ Analyses effectuées au C.P.B. de Nancy par J. Rouiller
En la quasi-absence d'acides organiques tels les acides simples à groupements carboxyliques (aliphatiques) (4ème partie, chapitre I), les acides forts sont essentiellement des acides minéraux (HNO₃, H_2SO_4 , HCl) qui correspondent, dans les deux cas, à 76 % de l'acidité forte totale avec toutefois, pour le percolat, une décroissance de l'acidité minérale sulfatée.

Pour aller plus loin dans l'analyse, nous avons dosé le carbone des deux solutions ainsi que les acides minéraux en chromatographie ionique. L'acidité organique forte déduite de la différence entre l'acidité forte totale et l'acidité forte minérale et les acidités organiques faibles et très faibles a été rapportée au poids de carbone organique en solution (Tableau III.30).

Corrélativement à la croissance de son pH qui, de 3,50 passe à 4,35, le percolat enregistre, par rapport au macérat, une décroissance de sa teneur en carbone dissous (de 98 à 77 mgl^{-1}).

Rapportée au carbone organique en solution, l'acidité organique totale équivaut, pour le macérat, à 23,87 μ e par mg de C et à 20,90 μ e par mg de C pour le percolat.

Conclusion : l'acidité du macérat issu de la litière du podzol MAU 1 est à peu près équitablement partagée entre l'acidité minérale et l'acidité organique. A l'issue de l'expérimentation on observe une décroissance de l'acidité totale par complexation de certains cations en même temps que le pH croît (+ 0,85 unité). Cette diminution de l'acidité porte surtout sur les acidités organiques faible et très faible tandis que les acidités forte totale et minérale augmentent relativement.

Discussion

L'apport des minéraux-tests à l'étude du fonctionnement actuel des sols.

(1) La faible évolution des minéraux-tests implantés au-dessous de l'horizon placique du podzol subactuel, caractérisée par la faible désaturation du complexe d'échange (Figure III.16), confirme les observations de terrain, à savoir que cet horizon constitue un barrage qui ralentit fortement la progression des solutions, favorisant même, au moment des fortes précipitations, l'apparition de phénomènes d'engorgement passager et un écoulement latéral plutôt que vertical.

(2) Les résultats obtenus avec la vermiculite demeurée enterrée durant plus de 3 années, mettent en évidence une forte réactivité de ce minéral dans les horizons superficiels des 3 types de sols concernés.

Cela se traduit en un premier temps par un déplacement des ions Na⁺ des sites d'échange, fort et rapide dans les horizons organiques du podzol et de l'oxydisol de transition, incomplet et/ou plus lent dans les autres horizons de ces mêmes sols et dans les oxydisols.

217

Cette désaturation en ions sodium est d'autant plus forte et rapide que le milieu est plus acide.

C'est le cas des horizons A du podzol et de l'oxydisol de transition où le pH du sol, ainsi que celui des solutions percolantes, est voisin de 4,0. Cette acidification est due à un mélange d'acide minéraux forts (H_2SO_4 , HNO_3 , HCl) et d'acides organiques faibles et très faibles produits dans les horizons organiques AoF et AoH. En effet, nous venons de le voir (§ 5), la solution résultant de la macération, durant 24 heures, d'un échantillon de ces horizons dans de l'eau distillée, dans un rapport voisin de 1/2, donne un pH de 3,5. Cette acidité (4,45 mé l⁻¹) est d'origine minérale (aux 2/3 sulfurique) aussi bien qu'organique dans un rapport de 0,9/1. L'expérimentation montre que cette acidité décroît après que la solution ait percolé au travers de l'horizon minéral E. La prédominance des acides minéraux s'accroît alors, le rapport précédent passant à 1,2/1 dans l'horizon E.

En outre, les analyses montrent que les solutions issues de ces horizons organiques ne renferment pas d'acides organiques (oxalique, ascorbique, citrique...) susceptibles de complexer les métaux (mais des composés carbonés polymérisés).

De cette analyse il ressort que le milieu dans lequel a évolué la vermiculite renferme des acides minéraux de plus en plus prédominants avec la profondeur. Ils sont associés à des acides organiques capables, d'après les études expérimentales de Robert et Razzaghe-Karimi (1975) de n'exercer qu'un effet chimique acide (de protonisation) conduisant simplement à l'ouverture des feuillets et à leur aluminisation.

Ces observations concordent avec les analyses des minéraux-tests interprétées au regard des résultats obtenus par Ranger et Robert (1985), Dambrine et al. (1989) et Ranger et al. (1991-1992). La forte accumulation, à la fois d'aluminium libre et d'aluminium échangeable (Ranger et Robert, 1985), dans la vermiculite ayant séjourné dans les horizons A et E du podzol, témoigne bien d'un milieu acide insuffisamment complexant pour entraîner cet élément, mais riche en protons susceptibles de provoquer une migration partielle de l'aluminium. Celui-ci migre des couches tétraédriques et octaédriques vers la couche interfoliaire des minéraux et participe ainsi à la formation d'une vermiculite alumineuse (Jackson 1963; Robert et Razzaghe-Karimi 1975; Robert et al., 1987). Une partie de l'aluminium interfoliaire peut provenir de sources externes mais, quelle que soit son origine, la dynamique est la même.

Cette évolution minéralogique est confirmée par la diffraction des rayons X. Après traitement au chlorure de potassium, qui enlève les éléments échangeables, la raie de diffraction à 14 Å de la vermiculite ne revient qu'à 13,5 Å, signe d'une faible occupation de la couche interfoliaire par des éléments échangeables résiduels mais une forte occupation par des Al hydroxylés.

Par contre, un traitement ultérieur au citrate de sodium provoque la fermeture des feuillets à 10 ou 11 Å. C'est la confirmation du fait que le blocage des feuillets à 13,5 Å après traitement au chlorure de potassium était bien dû à de l'aluminium interfoliaire.

On se trouve ici dans un milieu acide où les solutions ne complexent pas, ni donc n'évacuent, l'aluminium des minéraux-tests, mais au contraire favorisent son intégration dans la couche interfoliaire. Si l'on considère que seul un système acide et complexant entraînant la destruction des minéraux et la libération de l'aluminium peut être considéré comme caractéristique du processus de podzolisation (Robert et al., 1987), on peut dire que le milieu dans lequel évoluent actuellement les podzols n'est pas ou n'est plus aussi fortement podzolisant qu'il l'a été il y a 1200 ans.

L'évolution de la vermiculite à l'issue d'un séjour de trois ans et demi dans l'horizon A1 de l'oxydisol de transition MAU 4 indique que celui-ci fonctionne à l'image des horizons A du podzol. L'accumulation d'aluminium hydroxylé, bien que moins importante ici, atteint encore 32 mé/100 g et témoigne donc du même milieu acide peu complexant. Cela est confirmé par l'étude des diagrammes de rayons X : il y a un blocage presque total à 13,5 Å de la vermiculite saturée K qui se referme à 10 et 11 Å après traitement au citrate de sodium.

Dans l'horizon A3 du profil MAU 4, la vermiculite, dont la capacité d'échange, liée à la couche interfoliaire, est fortement saturée par des éléments échangeables (157 mé/100 g - Na pour l'essentiel), révèle encore 13 mé/100 g d'aluminium libre à l'issue de l'expérience de 3 ans ¹/₂. Les diagrammes de rayons X confirment cette présence d'aluminium hydroxylé, la vermiculite saturée K se refermant à 10,7 Å et à 10,1 Å après traitement Tamura.

Dans l'oxydisol, la vermiculite se trouve en équilibre avec un milieu moins acide (pH=5,9). L'aluminium libre, bien qu'en quantité relativement faible (13 mé/100 g) comparativement aux éléments échangeables (Mg + Ca, 83 mé/100 g), occupe une partie importante des sites de la couche interfoliaire comme l'indique l'étude aux RX du minéral saturé K qui se referme à 12,8 Å et à 10 et 11 Å après le traitement Tamura.

Conclusion

Le sol à morphologie de podzol (MAU1), qui en possède les caractéristiques apparentes, ne fonctionne plus de nos jours, au niveau des mécanismes, comme un podzol. C'est ce que révèle clairement l'expérimentation menée in situ. L'évolution actuelle de ces sols se fait dans un milieu acide, insuffisamment complexant pour entretenir la podzolisation préexistante.

Puisque le podzol subactuel date d'environ 1200 ans B.P. il a vraisemblablement évolué soit sous l'influence d'une couverture végétale différente de celle d'aujourd'hui, soit sous un climat différent, plus froid que l'actuel, soit sous l'influence des deux variations de ces deux paramètres (qui peuvent, au demeurant, être dépendants l'un de l'autre). C'est ce que suggère la présence, dans l'horizon E, de phlobaphènes, résines fossiles inconnues dans la végétation actuelle, associées vraisemblablement à des Ericacées dont l'existence passée est confirmée par l'analyse palynologique.

Quant aux oxydisols, bien que représentant le terme ultime de l'évolution pédogénétique ou le « système résiduel de l'altération » (Chesworth 1973), ils ne sont pas, minéralogiquement, aussi inertes qu'on peut le penser. Les eaux de gravité ne renferment ni fer, ni aluminium, mais elles peuvent s'enrichir en surface en ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ provenant probablement du cycle biologique de la matière organique et entraîner ces ions en profondeur. Le fait que l'on peut retrouver Ca^{2+} et Mg^{2+} fixés sur les minéraux-tests introduits dans les sols, à des teneurs croissant fortement avec le temps (et, pour Ca^{2+} , supérieures à la teneur initiale dans la vermiculite) le confirme. Une origine marine semble improbable, les rapports Ca/Na et K/Na étant six fois plus élevés que ceux de l'eau de mer.

Au total, il n'apparaît pas de différences importantes entre l'évolution actuelle des sols que l'on peut appeler les ex-podzols (MAU1) et celle des oxydisols.

CONCLUSION

Les observations et les analyses effectuées au cours de cette étude montrent que, il y a 20.000 ans environ, régnait sur les hauts plateaux de Tahiti un milieu podzolisant qui nous a laissé, en témoignage, des podzols fossilisés par des projections volcaniques.

Ces observations et ces analyses nous indiquent aussi que les podzols de Tahiti, dont demeure l'empreinte morphologique, ne sont plus aujourd'hui fonctionnel, les conditions du milieu à l'origine de la pédogenèse podzolisante, ayant évolué.

Il s'avère en effet qu'il y a eu, sous l'influence, vraisemblablement, d'une évolution climatique, un changement de végétation, clairement indiqué par la présence dans le sol de phlobaphènes. Ces constituants sont les témoins de la présence, il y a plus d'un millénaire, d'espèces végétales aujourd'hui disparues, en l'occurrence vraisemblablement d'Ericacées, espèces réputées podzolisantes, révélées par l'analyse palynologique.

Enfin, la présence d'un horizon placique récent, sus-jacent à l'horizon E du podzol subactuel pourrait être l'indice d'une nouvelle phase podzolisante, plus récente et déjà non fonctionnelle.

Le facteur climatique paraissant prépondérant quant au développement de la podzolisation, il est intéressant de voir si les âges des podzols, ou des phases podzolisantes observées sur les hauts plateaux de Tahiti, coïncident avec ceux des variations paléoclimatiques susceptibles d'avoir affecté cette région.

Détermination de l'âge des variations climatiques

Les âges des matières organiques des deux podzols superposés peuvent être interprétés en regard de ceux des variations climatiques dans la région intertropicale de l'hémisphère Sud au cours du Quaternaire récent. Ces données sont fournies :

(1) par la mesure du fractionnement isotopique de l'oxygène du carbonate des foraminifères planctoniques (δ^{18} O), qui permet de reconstituer les paléotempératures des eaux océaniques superficielles (Schackelton, 1967). Ainsi ont été obtenus les résultats du groupe CLIMAP, publiés sous la forme d'une carte des températures des eaux océaniques superficielles il y a 18.000 B.P. comparées aux températures actuelles (CLIMAP, 1976, 1981). Malheureusement l'on ne dispose pas de renseignements semblables pour des âges plus récents (quelques milliers d'années), à cause de la perturbation introduite dans les sédiments superficiels par les opérations de carottage.

(2) par l'étude des bandes de croissance annuelles de grosses colonies coralliennes (appartenant essentiellement au genre Porites). L'épaisseur d'un ensemble de bandes successives rapportée au nombre d'années correspondantes donne la vitesse moyenne de croissance de la colonie corallienne. La méthode de datation de telles bandes est la sclérochronologie (Knutson et al., 1972; Buddemeier et al., 1974).

Elle repose sur la mesure des quantités de ¹⁴C ou du rapport ²³⁰Th/²³⁴U dans les carbonates coralliens. La vitesse de croissance mesurée est de l'ordre de 1 cm/an.

La mesure du δ^{18} O dans le carbonate corallien (aragonite) peut aussi être faite dans de telles bandes, où l'on peut, en outre, distinguer les parties acquises pendant l'été et pendant l'hiver (Weber et Woodhead, 1972; Leder et al., 1996). On reconstitue ainsi, en fonction de l'âge, la variation des températures des eaux océaniques superficielles. La taille maximum atteinte par les colonies de Porites n'excédant pas quelques mètres, les âges concernés ne dépassent pas quelques centaines d'années.

(3) Un troisième type d'étude susceptible d'éclairer les variations climatiques du Quaternaire récent dans une région comme celle de Tahiti consiste à reconstituer la vitesse de relèvement du niveau marin depuis la fin de la dernière glaciation, c'est-à-dire depuis 20.000 ans B.P. (Bard et al., 1996). Les méthodes de datation, par le ¹⁴C ou d'après la mesure du rapport ²³⁰Th/²³⁴U dans les coraux, permet, en effet, de dater des colonies coralliennes. En rapportant l'âge obtenu à la profondeur à laquelle se trouvent actuellement ces colonies, on obtient le tracé de la courbe de la vitesse de remontée du niveau marin (Bard et al., 1996 ; Figure III.18). Une telle courbe ne donne pas d'indication directe sur la température locale à Tahiti à chaque période mais elle est intéressante, du point de vue climatique, car la remontée du niveau marin est un processus qui ne peut manquer d'affecter le climat, et notamment les « microclimats » locaux. Et les podzolisations étudiées relèvent, peut-être, de changements climatiques locaux.



Figure III.18 : Reconstitution de la vitesse de la remontée du niveau marin dans l'Océan Pacifique et l'Océan Atlantique, pendant la période -19.000 ans -3.000 ans B.P. (D'après Bard et al., 1996). (Origine des échantillons analysés : ▲ = Tahiti ; ■ La Barbade ; O = Nouvelle Guinée).

La figure montre, qu'à Tahiti, la remontée des eaux océaniques a connu deux périodes d'accélération, respectivement entre 14.000 et 13.000 ans B.P. (MWP - 1A) et, avec une moindre certitude, vers 11.000 ans B.P. (MWP - 1B).

Comment sont placés les âges de 20.500 ± 2.150 et 1.220 ± 180 ans B.P. mesurés dans les horizons placiques des podzols fossile et subactuel par rapport à ceux des variations paléoclimatiques globales?

2. Âge des variations climatiques correspondant à l'âge du podzol fossile

L'âge du podzol le plus ancien correspond à une période glaciaire majeure de l'histoire du Quaternaire récent (Jouzel et al., 1987 ; figure III.19).

(a) La méthode n° 1 (reconstitution de la température des eaux océaniques superficielles dans la région sud-équatoriale d'après le δ^{18} O des foraminifères) témoigne de la coïncidence entre l'âge de la matière organique de ce podzol et celui de la période sans doute la plus froide du Würm. Une estimation récente de la température des eaux atlantiques tropicales superficielles il y a 10.000 ans donne une valeur inférieure de 5 à 6°C par rapport à la température actuelle (Thompson et al., 1995). Cette différence a donc été certainement plus importante encore il y a 20.000 ans (Figure III.19).



Figure III.19 : Évolution au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire de la température de l'air et de la teneur en gaz carbonique mesurées à Vostok (Antarctique).
Les températures de l'air ont été déduites des variations de la composition isotopique de l'hydrogène de la glace (Jouzel et al., 1987). Les concentrations en CO₂ ont été mesurées dans les bulles d'air piégées dans la glace (Barmola et al., 1987) (Extrait de Berger, 1992).

De telles estimations remettent en question les températures CLIMAP (1976).

Selon cette dernière référence, cette différence n'aurait, en effet, pas excédé quelques degrés (deux environ). Cette contradiction tient sans doute à la difficulté d'application de la reconstitution des paléotempératures d'après les variations du δ^{18} O des foraminifères à des sédiments équatoriaux de grande profondeur (J.C. Duplessy, communication au Prof. Trichet).

(b) Bien entendu la méthode sclérochronologique (applicable à des âges < 1000 ans) ne donne pas d'information sur les variations de température à cette époque.

(c) Les données les plus récentes sur la variation du niveau marin à Tahiti (méthode n°3) ne renseignent pas rigoureusement sur la période centrée sur 20.000 ans B.P. (Figure III.18). Elles montrent que la période de remontée rapide du niveau océanique aura été plus tardive (entre 14.000 et 13.000 ans B.P.). En l'absence d'information sur des âges supérieurs à 19.000 ans B.P., il est donc impossible de tirer une information de ce type de donnée. Les coraux concernés par des âges voisins de -20.000 ans B.P. se trouvent actuellement à des profondeurs de l'ordre de 100 à 125 mètres ; or, les coraux les plus profonds traversés par le sondage P7 (dont les résultats sont reportés dans la figure 111.18 sont situés à 87 mètres de profondeur (Bard et al., 1996).

L'on retiendra donc que l'âge du podzol le plus ancien coïncide avec celui de la plus grande période récente de refroidissement global.

3. Âge des variations climatiques correspondant à l'âge du podzol récent.

Que donne la confrontation des données paléoclimatiques disponibles avec l'âge du podzol récent (1220 ± 180 ans B.P.) ?

(a) La méthode de reconstitution des paléotempératures océaniques superficielles d'après le fractionnement isotopique de l'oxygène des tests de foraminifères est, hélas, difficilement applicable, pour la raison donnée plus haut.

Une méthode d'un type semblable, consistant à reconstituer les paléotempératures d'après les variations du δ^{18} O de la glace de lacs andins, au Pérou, montre, (Figure III.20), que la période centrée autour de 1.220 ans B.P. correspond à une période froide précédant le Petit Âge Glaciaire.



Figure III.20 : Variation du δ¹⁸O de l'eau de la glace du lac Huascaran (Pérou) au cours des 10.000 dernières années. Les températures atmosphériques ont varié dans le même sens.
La période chaude comprise entre 8.400 et 5.200 ans B.P. correspond à la période « Atlantique » de la chronologie climatique de l'hémisphère Nord. La période froide comprise entre 200 et 400 ans B.P. correspond au Petit Âge Glaciaire. La période centrée autour de 1220 ans B.P. correspond à une période relativement froide par rapport à l'Actuel. (d'après Thompson et al., 1995).

(b) La méthode sclérochronologique apparaît, elle aussi, comme inapplicable à la période donnée à cause de sa limitation à des âges de quelques centaines d'années. De plus, elle n'a pas encore été appliquée à des Porites de Tahiti.

(c) La méthode se fondant sur la lecture de la remontée des eaux océaniques se révèle, elle aussi, inapplicable. Cette remontée est, en effet, lente depuis environ 6.000 ans (Figure III.18).

Au total, nous ne disposons donc pas, actuellement, à l'exception de la courbe de la figure III.20, de références paléoclimatiques auxquelles confronter notre hypothèse d'un refroidissement du climat à l'altitude du Mont Marau il y a 1220 ans. La découverte de ce podzol apporte donc une donnée nouvelle intéressante pour la reconstitution de la paléoclimatologie récente de cette zone du Pacifique, d'autant plus intéressante que les

autres méthodes de reconstitution des paléotempératures sont toutes muettes dans cette période.

Quant à l'horizon placique sus-jacent à l'horizon E du podzol récent (Planche III.6,d), et donc postérieur à celui-ci, sa génèse, prémices d'une nouvelle phase podzolisante, pourrait correspondre au Petit Âge Glaciaire (200 - 400 B.P.) (Figure III.20). Le réchauffement observé depuis -200 B.P. aurait eu comme effet de stopper l'évolution naissante de cet ultime podzol.

Quoi qu'il en soit des corrélations susceptibles d'être établies entre l'âge de ces podzols et celui des variations globales (ou régionales) du climat, il restera à relier ces variations à celle de la température au sommet de la pente du Mont Marau. Le gradient de diminution de la température a-t-il été constant depuis le niveau marin jusqu'aux plus hauts sommets de Tahiti (2240 m) au cours de périodes de refroidissement ? La variation de température a-telle été accompagnée d'une variation de la circulation atmosphérique ? La végétation a-telle réagi à des variations de température ou l'humidité locales ? Quelle est la part de la variation de la pluviosité dans le changement climatique le long de la crête du Mont Marau ? Quelle peut être l'influence de variations du volcanisme régional sur des variations climatiques elles-mêmes régionales ?

En tout état de cause, il semble certain que la diminution de la température ait été un facteur décisif dans le développement de la podzolisation. Une variation de la seule pluviosité n'aurait, en effet, pas eu cet effet dans une région où la pédogenèse est normalement d'un type ferrallitique.

La réponse à cet ensemble de questions bénéficiera beaucoup de deux autres approches indépendantes et complémentaires : d'une part, l'étude d'autres podzols de même type connus en Polynésie (l'un aux Marquises, sur l'île de Nuku-Hiva, à 1500 km au Nord-Est de Tahiti, l'autre à Raiatea, île distante de 200 km de Tahiti) et, d'autre part, la reconstitution aussi détaillée que possible du couvert végétal (notamment d'après les pollens) dans le but de tirer des spectres polliniques des informations bioclimatiques sur la nature des couverts végétaux podzolisants.

.

Quatrième PARTIE

Point de vue d'ensemble.

Chapitre I : La Matière Organique : son importance, son rôle dans la complexation et la migration des éléments métalliques

> Chapitre II : Le Titane Ses sources primaires Genèse des concentrations superficielles Rôle de la végétation

.

.

CHAPITRE I

LA MATIÈRE ORGANIQUE

Son importance, son rôle dans la complexation et la migration des éléments métalliques.

I. INTRODUCTION

Ce chapitre contient les résultats de l'analyse de la matière organique des deux grands types de sols des séquences de Tahiti. Nous avons choisi de les regrouper dans ce chapitre commun aux deux types de sols afin d'établir une comparaison aussi étroite que possible entre la matière organique de ces deux types de sols. Les données obtenues dans les parties précédentes montrent, en effet, que c'est à travers un changement de ces fractions organiques des sols que les variations bioclimatiques (climat/couvert végétal) ont infléchi l'évolution d'oxydisols vers un type podzolisant.

La grande majorité des sols de Tahiti est classée dans le groupe humifère de la classification française des sols (CPCS-1967). C'est dire leur richesse en matière organique (C organique = 35 à 90 ‰ (horizons organiques exclus) ; Jamet, 1987a). Cette richesse, et tout particulièrement celle des sols des "plateaux", concernés par notre étude, trouve son origine dans une couverture végétale naturelle très souvent constituée d'une fougère en peuplement quasi mono-spécifique (Gleichenia linearis).

Le climat influence directement et indirectement les processus d'humification de la matière organique fraîche apportée au sol par cette végétation. Les variations d'humidité et de température exercent en effet une grande influence sur la quantité et la composition de l'humus obtenu, en particulier à travers la vie des micro-organismes qui participent à la transformation de la matière organique.

Les variations climatiques liées à l'altitude (température et précipitations) sont, en effet, importantes. C'est ainsi, rappelons-le, que sur la toposéquence du Mont Marau, la température moyenne annuelle chute de bas (2 m) en haut (1 400 m) de 26°C à environ 18°C tandis que la pluviosité croit de 2 200 mm à 3 200 mm.

N°	Profil Altitude	Echan- tillon	Profondeur cm	Horizon	M.O %	С ‰	N ‰	C/N
D	MAU 1 Podzol 1300 m	11 12 13 14 15 16 17 18 19 19 ₁ 19 ₂ 19 ₃	0 - 20 20 - 24 24 - 29 29 - 30 30 - 45 60 - 70 110 - 120 140 - 150 160 - 165 165 - 166 166 - 180 200 - 220	AoF AoH E FEmp BFe C1 C1 C1 Efo FEmpfo BFefo C1	84,1 64,7 37,4 7,2 8,1 0,5 1,1 1,0 1,3 2,3 1,7 0,9	488 375 217 42 47 3 6 6 8 13 10 6	15,1 15,3 6,7 1,4 1,8 0,3 0,3 0,3 0,3 0,2 0,5 0,2	32,3 24,5 32,3 30,0 26,1 10,0 20,0 7,5 26,6 65,0 20,0 30,0
۵	MAU 4 Oxydisol de transition 1060 m	40 41 42 43 44 45 46	0 - 7 7 - 15 15 - 25 30 - 40 60 - 70 70 - 80 80 - 90	Aoo A1 A3 B1 B2 Efo BFefo	85,0 26,1 9,0 5,4 2,0 2,7 2,2	493 151 52 31 12 15 14	19,5 6,9 1,6 1,0 0,4 0,4 0,4	25,3 21,9 32,5 31,0 30,0 37,5 35,0
3	MAU 8 Oxydisol 655 m	81 82 83 84 85	0 - 15 15 - 25 35 - 45 65 - 75 120 - 130	A1 A3 B1 B2 B2	14,7 8,0 2,9 1,6 1,3	85 46 17 9 8	5,0 2,7 0,8 0,3 0,4	17,0 17,0 21,2 30,0 20,0
	VNA 1 Oxydisol 450 m	11 12 13 14	0 - 10 10 - 20 25 - 35 40 - 50	A1 A1 A3 B3C	15,6 11,0 4,9 3,7	90 63 28 21	4,3 2,6 1,6 1,0	20,9 24,2 17,5 24,0
\$	MAR 3 Oxydisol 110 m	31 32 33	0 - 12 13 - 25 30 - 40	A1 A3 AB3	8,2 4,4 3,0	47 25 17	2,3 1,1 0,7	20,4 22,7 24,2
6	TAR 17 Oxydisol 65 m	171 172 173 174 175 176	0 - 10 20 - 30 40 - 50 70 - 80 110 - 120 160 - 180	A1 A3 B1 B2 B3C C1	6,1 3,4 3,2 1,9 1,2 0,8	35 20 18 11 7 5	2,1 0,8 0,8 0,9 0,4 0,2	16,6 25,0 22,5 12,2 17,5 25,0
7	VNA 2 Oxydisol 50 m	21 22 23 24	0 - 10 10 - 20 25 - 35 40 - 50	A1 A3 AB B3C	6,8 3,8 2,7 2,2	39 22 15 12	2,2 1,6 0,8 0,6	17,7 13,7 18,7 20,0

Tableau IV.1 : Distribution de la matière organique dans les profils des toposéquences du Mont-Marau et de Taravao.



Figure IV.1 - La matière organique dans le podzol MAU 1 et les oxydisols des séquences du plateau de TARAVAO et du Mont MARAU

II. LA MATIÈRE ORGANIQUE DANS LES SOLS DES SÉQUENCES ÉTUDIÉES

De l'ensemble des résultats analytiques obtenus concernant les sols des séquences étudiées et d'autres lieux comparables de l'île, il ressort une nette croissance de la teneur en carbone et donc en matière organique, dans les horizons de surface, avec l'altitude (Tableau IV.1, figures IV.1 et IV.2; Jamet, 1987a).

La teneur en matière organique est de 7 % en moyenne (6 à 8 %) pour l'horizon A1 des oxydisols des basses planèzes et jusqu'à la cote approximative de 300 m. Au-dessus, et jusqu'à 900 m ou 1100 m, limites altitudinales supérieures des oxydisols, selon l'orientation, les teneurs moyennes croissent, dans l'horizon A1, jusqu'à environ 14 %, les valeurs extrêmes pouvant, localement, atteindre 20 %.

Humifères en surface, les oxydisols le sont encore sur une assez grande profondeur. A 30 cm, les teneurs en matière organique, jusqu'à la cote 300 m puis jusqu'à 900 m sont, en moyenne, respectivement, d'environ 3,5 et 6,5 %. Elle atteignent encore 2 et 3 % à 50 cm et demeurent souvent supérieures à 1 % aux alentours de 1 mètre.

La cause de cette faible biodégradation de la matière organique semble être une activité biologique réduite, ce que traduit le rapport C/N souvent élevé (Tableau IV.1). Si celui-ci peut ne pas dépasser 12 lorsque les pâturages ont remplacé la fougère, il atteint 21 en moyenne dans la lande à Anuhe (*Gleichenia*) avec des valeurs extrêmes proches de 30 en surface et une tendance à croître encore avec la profondeur.

A partir de 900 m, le rafraîchissement climatique favorise déjà la formation d'une litière dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de centimètres. Le sol ferrallitique *(oxydisol de transition)* devient plus fortement humifère, l'horizon A1 renfermant plus de 15 % de carbone, soit 26 % de matière organique.

Au-delà de 1100 m et jusqu'au sommet de la planèze (1 400 m) où la température moyenne annuelle ne dépasse pas 18°C, l'épaisseur de l'accumulation organique (horizon AoF) peut atteindre 30 cm. Il s'y constitue un véritable mor extrêmement acide (pH = 3,5) riche de près de 50 % de carbone (84 % de matière organique) et remarquable par une totale disparition de la macrofaune.

L'horizon AoH centimétrique du *podzol* (Figures III.2 et IV.1), dont la limite avec la couche profonde humifiée de l'horizon AoF n'est pas toujours visible (il est parfois même absent) est également, avec 37,5 % de carbone (65 % de matière organique) très riche en cet élément.



Figure IV.2 - Le carbone total du sol et sa fraction extractible

Ces conditions paraissent tout à fait favorables à une pédogenèse podzolisante. Elle l'a été dans un passé relativement récent, mais ne semble plus l'être aujourd'hui, (voir 3ème partie, § V.D).

L'horizon E renferme en moyenne 22 % de carbone, taux extrêmement élevé pour un tel horizon, mais celui-ci est lié, pour une grande part, à des résines fossiles. Les horizons placique (FEmp) et BFe en renferment environ 5 %.

Conclusion

Les mesures effectuées, entre le niveau de la mer et la cote 1400 m, font clairement ressortir l'influence prépondérante de l'altitude sur la richesse en matière organique des horizons supérieurs des sols. La croissance régulière de la teneur en matière organique vers l'amont permet de distinguer des oxydisols de basse altitude (jusqu'à 300 m), des oxydisols de moyenne altitude (jusqu'à 900 m) avec, respectivement, en moyenne 7 à 15 % de matière organique en A1, des oxydisols de transition (jusqu'à 1100 m), nettement plus riches, avec 26 % de matière organique en A1 et, enfin, des podzols marqués par un épais horizon organique non ou peu humifié, totalement dépourvu de macrofaune.

III. LA MATIÈRE ORGANIQUE HYDROSOLUBLE

La fraction hydrosoluble de la matière organique en est la fraction la plus acide et la plus mobile mais elle ne représente généralement que de 1 à 2 % de la matière organique des litières fraîches (Vicente et Robert, 1979).

Parmi les différents acides qui la composent, acides aliphatiques, aromatiques ou aminés (Bruckert, 1970), l'influence la plus importante sur la pédogenèse est, selon les auteurs, attribuée à l'un ou à l'autre de ces acides. Bruckert l'attribue aux acides aliphatiques, Coulson et al. (1960) et Davies (1971) aux composés aromatiques et plus particulièrement phénoliques, tandis que, partant d'expérimentations, Robert et Razzaghe-Karimi (1975) ont établi l'ordre d'influence suivant :

Acides aliphatiques > Acides phénoliques > Acides aminés.

Des extractions et des dosages ont été effectués sur les horizons AoF, AoH et Al de l'ensemble des sols de la séquence du Mont Marau.

Les solutions destinées à l'analyse ont été préparées en agitant 10 g de chacun des échantillons dans 50 ml d'eau désionisée. Après filtration à 0,45 μ m de la suspension, les solutions obtenues ont été passées sur une colonne permettant de séparer les anions organiques susceptibles de complexer les métaux¹.

¹ Analyses réalisées par J. Small : Département de Géologie, Université de Manchester.

Profil	Echan.	Hor.	Prof.	СТ	M.O lé	gères ^(a)	CT H	umine	N	C/N
		•	cm	‰ sol	‰ sol	% CT	‰ sol	% CT	‰ sol	
	11	AoF	0 - 20	488	73,9	15,1	147,6	30,2	3,7	39,8
MAU İ	12	AoH	20 - 24	375	8,5	2,2	170,0	45,3	3,7	45,9
0	13	E	24 - 29	217	3,9	1,8	130,7	60,2	2,4	54,4
	14	FEmp	29 - 30	42	0,0	-	11,8	22,5	0,4	28,2
	15	BFe	30 - 45	47	0,2	0,4	9,3	19,5	0,3	31,0
MAU 4	41	A00	0 - 7	493	28,2	5,7	153,4	31,1	5,4	28,4
2	42	A1	7 - 15	151	1,9	1,2	60,4	39,7	2,1	28,7
	43	A2	16 - 25	52	-	-	-	-	-	-
	44	B1	30 - 40	31	0,0	-	10,7	33,8	0,3	35,6
MAU 8 ③	81	A1	0 - 15	85	1,3	1,5	36,1	42,2	1,7	21,2
VNA 1	11	A1	0 - 10	90	· 2,2	2,4	52,1	57,5	1,6	32,5
4	12	A1	10 - 20	63	0,4	0,6	33,6	52,9	1,0	33,6
MAR 3	31	A1	0 - 10	47 、	0,3	0,6	21,9	46,0	0,8	27,3
6	32	A3	15 - 25	25	0,0	-	9,0	35,4	0,4	22,5
TAR 17	171	A1	0 - 10	35	0,3	0,8	13,8	39,2	0,7	19,7
6	172	A3	20 - 30	20	0,0		4,3	21,9	0,2	21,5
VNA 2	21	A1	0 - 10	39	0,4	1,0	16,9	37,8	0,9	18,7
Ô	22	A3	10 - 20	21	0,3	1,3	9,8	34,2	0,5	19,6

^(a) M.O. légères = séparées par densité dans un mélange alcool-bromoforme de densité égale à 2. CT = Carbone organique total.

Tableau IV.2 : Les matières organiques légères et la fraction non extractible (humine) de la matière organique.

Seuls les résultats relatifs à l'horizon AoF du podzol indiquent des teneurs dosables d'acides aliphatiques : $0,2 \text{ mg.l}^{-1}$ d'acétate, mais ni oxalate, ni citrate. Des traces de formate apparaissent dans l'horizon A1 de l'oxydisol MAU 8.

Les oxydisols, ni même les horizons organiques humifiés du podzol, ne renferment donc pas d'acides organiques simples susceptibles de complexer les métaux.

IV. LES COMPOSES HUMIQUES EXTRACTIBLES

A. Généralités. Traitement de la matière organique.

La matière organique fraîche, arrivant sur le sol, subit peu à peu des transformations donnant naissance à des composés humiques.

De l'humine aux acides fulviques en passant par les acides humiques, ces substances humiques sont caractérisées par une décroissance du poids molaire, de la teneur en carbone et en azote, mais aussi par une croissance de l'acidité (Swift, 1985). Elles vont, de ce fait, jouer chacune un rôle particulier dans la genèse des sols. Aussi est-il important de pouvoir les séparer.

Pour ce faire, divers solvants ont été utilisés permettant ainsi une extraction par étapes assez complète de la matière organique soluble (Dabin, 1971).

Le pyrophosphate de sodium, parfois utilisé seul, n'extrayant qu'une faible part des composés humiques (Turenne, 1977) un prétraitement à l'acide phosphorique 2 M (densité 1,3) permet, grâce à son rôle décomplexant, d'éliminer les cations qui fixent l'humus sur l'argile. Cette fraction humique solubilisée par l'acide phosphorique représente les acides fulviques dits "libres", acides agressifs vis à vis de la fraction minérale (Dabin, 1971).

Les échantillons sont ensuite soumis à une extraction au pyrophosphate de sodium $(Na_4P_2O_7 \ 0,1 \ M)$ jusqu'à épuisement. Celui-ci est utilisé de préférence à pH alcalin (9,8) car la matière organique y est plus soluble tandis que les composés cristallisés du fer sont moins solubles ; mais il y a cependant un danger car l'alumine colloïdale est susceptible de se solubiliser à un pH supérieur à 9 (Duchaufour, 1964). Ses principaux avantages sont une bonne extraction de la matière organique colloïdale et une bonne extraction des complexes organiques du fer et de l'aluminium (Bascomb, 1968 ; Andreux, 1982 ; Andreux et al., 1984). Grâce à son action complexante vis-à-vis des cations métalliques, le pyrophosphate dissout en effet les humates alumino-ferriques et permet ainsi l'extraction de l'humus associé.

Sur le culot de l'extraction au pyrophosphate l'on effectue 2 ou 3 extractions à la soude 0,1 N (pH 13,0). Ceci permet une extraction assez complète du reste de la matière organique soluble (acides fulviques et acides humiques peu mobiles, très polymérisés).



Figure IV.3 - Les composés humiques extractibles

237

Profil	Hor.	Prof. cm	CT ‰ sol	AF C ‰ sol	F + AH Tx d'extr.(1) % CT	Tot ‰ sol	aux % CT	Acio Libres (‰ sol	des Fulvic H ₃ PO ₄) % CT	jues % AF	<u>AF lib.</u> AF.T	Acides h tota ‰ sol	umiques aux % CT	<u>_AF</u> AF+AH	<u>AF</u> AH	238
11	AoF	0 - 20	488	220,3	45,1	107,1	21,9	2,0	0,4	1,8	0,01	113,2	23,2	0,48	0,94	
MAU 12	AoH	20 - 24	375	155,8	41,5	63,9	17,0	17,6	4,7	27,6	0,27	92,0	24,5	0,41	0,69	
① 13	E	24 - 29	217	70,8	32,6	37,8	14,4	11,1	5,1	29,4	0,29	33,0	15,2	0,53	1,14	
14	FEmp	29 - 30	42	29,9	70,8	27,0	64,0	23,1	54,8	85,6	0,85	2,9	5,6	0,90	9,12	
15	BFe	30 - 45	47	28,0	58,9	25,8	54,4	21,6	45,5	83,7	0,83	2,2	4,6	0,92	11,80	
41 MAU 42 ② 43 44	Aoo A1 A3 B1	0 - 7 7 - 15 15 - 25 30 - 40	493 151 52 31	267,4 69,0 - 18,6	54,2 45,4 - 58,9	130,9 46,9 - 17,3	26,5 30,9 - 54,9	4,8 19,6 - 14,9	0,9 12,9 47,2	3,6 41,8 - 85,9	0,03 0,41 - 0,85	136,5 22,1 - 1,3	27,6 14,5 - 4,1	0,43 0,68 - 0,93	0,95 2,12 - 13,33	
MAU 81 ③	A1	0 - 15	85	38,5	45,1	22,6	26,5	10,0	11,7	44,4	0,44	15,9	18,6	0,58	1,41	
VNA 11	A1	0 - 10	90	43,5	48,0	27,4	30,2	13,3	14,7	48,5	0,48	16,1	17,8	0,62	1,69	
④ 12	A1	10 - 20	63	31,0	48,7	21,1	33,1	14,2	22,3	67,2	0,67	9,9	15,5	0,68	2,12	
MAR 31 ⑤ 32	A1 A3	0 - 12 13 - 25	47 25	19,1 10,1	39,9 39,9 39,9	11,5 8,0	21,1 31,5	7,4 6,0	15,6 23,5	64,7 74,6	0,64 0,74	7,5 2,0	15,7 8,0	0,60 0,79	1,53 3,90	
TAR 171	A1	0 - 10	35	15,1	42,8	10,3	29,3	3,3	17,8	60,9	0,61	4,8	13,7	0,68	2,13	
© 172	A3	20 - 30	20	9,9	49,5	9,3	46,6	7,5	37,8	81,1	0,81	0,6	3,1	0,93	15,03	
VNA 21	A1	0 - 10	39	22,2	56,8	15,8	43,3	9,3	23,7	58,9	0,58	6,5	16,5	0,70	2,43	
⑦ 22	A3	10 - 20	21	14,9	68,2	11,6	53,3	7,2	33,7	63,3	0,63	3,2	14,9	0,78	3,57	

CT = Carbone organique total <math>@ = Podzol @ = Oxydisol de transition(1) = Taux d'extraction

③ à ⑦ = Oxydisols

Tableau IV.3 : Les fractions extractibles du carbone organique - Rapports caractéristiques,

A partir des extraits au pyrophosphate et des extraits à la soude on sépare, par précipitation de la première en milieu sulfurique, les fractions acides humiques et acides fulviques dont on dose le carbone.

En alternant ainsi pyrophosphate et soude après prétraitement du sol à l'acide phosphorique 2M, on obtient la totalité des acides fulviques et humiques (Dabin, 1971) (fraction extractible du carbone : figure IV.2 et IV.3 et tableau IV.3).

Après extraction des composés humiques alcalino-solubles, le culot de centrifugation (humine) est séché à l'étuve et l'on y dose les teneurs en C et N (Tableau IV.2).

Nota : les sommes (exprimées en %) des quantités de carbone des différentes fractions de la matière organique apparaissent presque toujours inférieures au carbone total. Ceci tient, essentiellement, au fait que lors des extractions en milieu alcalin, les extraits sont toujours plus ou moins troubles, ceci est dû à la présence de complexes argilo-humiques qui, floculés par du sulfate de sodium, sont ensuite laissés de côté. Il y a une proportion variable de carbone qui échappe ainsi au dosage.

La proportion de carbone ainsi soustraite et dûe aux traitements peut atteindre 20 %.

B. Extraction à l'acide phosphorique : les acides fulviques libres (AFL) (Tableau IV.3 et figure IV.6 et IV.7).

Les acides fulviques libres sont les composés humiques les plus mobiles. Extraits par une solution acide (H_3PO_4 2M), ils ont des propriétés acides leur permettant d'attaquer les colloïdes minéraux qu'ils dégradent, pouvant ainsi provoquer la podzolisation (Duchaufour, 1960).

Ces produits peu condensés, formés dans les horizons humifères par dégradation de la lignine, migrent en profondeur avec la solution du sol (Chauvel et al., 1987).

C'est dans les horizons organiques AoF du podzol (profil MAU 1) et Aoo de l'oxydisol de transition (profil MAU 4) que les acides fulviques libres sont les moins abondants : moins de 1 % du carbone total.

Dans le profil MAU 1 ce taux croit modérément en AoH (4,7 %) et E (5,1 %), puis très fortement dans les horizons d'accumulation humo-ferrugineux, horizon placique et horizon BFe où il passe à 54,8 et 45,5 % ddu carbone total.

Dans le profil MAU 4, la croissance est un peu plus forte au niveau de l'horizon Al (12,9 %) mais semblable en profondeur dans l'horizon B1 (47,1 %) à ce qu'elle est dans le profil MAU 1.



Figure IV.4 - Extraction des composés humiques par le pyrophosphate 0,1 M - pH 9,8

Profil	Echan	Hor.	Prof. cm	CT ‰ sol	CT ‰ sol	Ру. % СТ	CAI ‰ sol	⁻⁷ ру. % СТ	CAH ‰ sol	Ру. % СТ	<u>САҒ Рұ</u> САН Ру	CT ‰ sol	Na % CT	CAI ‰ sol	F Na % CT	CAF ‰ sol	I Na % CT	<u>CAF Na</u> CAH Na
MAU I	11	Aof	0 - 20	488	37,4	7,6	16,9	3,4	20,4	4,2	0,82	180,9	37,0	88,2	18,0	92,7	19,0	0,95
	12	AoH	20 - 24	375	78,8	21,0	21,7	5,7	57,0	15,2	0,37	59,3	15,8	24,5	6,5	34,8	9,2	0,70
	13	E	24 - 29	217	36,7	16,9	11,8	5,4	24,9	11,5	0,47	23,0	10,6	14,9	6,8	8,1	3,7	1,82
	14	FEmp	29 - 30	42	5,0	12,0	2,4	5,8	2,6	6,1	0,94	1,8	4,2	1,4	3,3	0,4	0,8	3,94
	15	BFe	30 - 45	47	5,1	10,7	3,1	6,5	2,0	4,2	1,52	1,3	2,6	1,2	2,3	0,2	0,3	6,00
MAU 4 @	41 42 43 44	Aoo A1 A3 B1	0 - 7 7 - 15 15 - 25 30 - 40	493 151 52 31	57,1 29,2 2,9	11,5 19,2 9,3	25,7 13,8 1,6	5,2 9,1 5,2	31,3 15,3 1,3	6,3 10,1 4,0	0,82 0,90 1,28	205,5 20,1 0,8	41,7 13,3 2,5	100,4 13,4 0,8	. ¹ 20,3 8,8 2,4	105,2 6,7 0,0	21,3 4,4 0	0,95 2,00 78,00
MAU 8 ③	81	A1	0 - 15	85	18,6	21,8	7,7	9,0	10,9	12,7	0,71	9,9	11,5	4,8	5,6	5,1	5,9	0,94
VNA 1	11	A1	0 - 10	90	21,0	23,2	8,7	9,6	12,2	13,5	0,71	9,2	10,2	5,3	5,9	3,9	4,3	1,36
④	12	A3	10 - 20	63	11,0	17,4	4,4	6,9	6,6	10,4	0,66	5,7	9,0	2,5	3,9	3,2	5,1	0,76
MAR 3	31	A1	0 - 12	47	7,5	15,8	2,4	5,0	5,1	10,8	0,46	4,0	8,5	1,7	3,6	2,3	4,9	0,72
©	32	A3	13 - 25	25	2,7	10,6	1,3	5,1	1,4	5,5	0,93	1,4	5,4	0,7	2,8	0,6	2,5	1,10
TAR 17	171	A1	0 - 10	^ 35	6,1	17,3	2,4	6,7	3,7	10,5	0,64	2,7	7,8	1,6	4,6	1,1	3,1	1,46
©	172	A3	20 - 30	20	1,4	7,0	0,9	4,4	0,5	2,6	1,69	1,0	4,9	0,9	4,4	0,1	0,5	8,80
VNA 2	21	A1	0 - 10	39	8,0	20,3	3,9	10,1	4,0 2,3	10,2	0,98	5,0	12,7	2,5	6,4	2,4	6,2	1,02
⑦	22	A3	10 - 20	21	5,0	23,0	2,8	12,6		10,3	1,22	2,5	11,4	1,5	6,9	1,0	4,5	1,52

CT = Carbone organique total

Tableau IV.4 : Les fractions du carbone organique extraites par le pyrophosphate de sodium et par la soude.

.00	76						
80 _					Ø		
60 _							
40 _							
20 _							
0_							
	AoF AoH E FEmp BFe	Aoo A1 A3	A1	A1 A3	A1 A3	A1 A3	A1 A3
	Profil MAU 1	MAU 4 2	MAU 8 3	VNA 1	MAR 3 5	TAR 17 6	VNA 2 7
F	igure IV.5 - Carbone des ac	ides fulviques	Extraits à Extraits a Extraits à 1 = Podzo 2 = Oxydi 7 = Oxydi	l'acide phosp u pyrophosph la soude ol sol de transitio sols	phorique pate de sodium on	en % du fulviqu	carbone ue total

100 _ %

242

Dans les oxydisols (profils 3 à 7), on observe une nette progression du taux d'AFL de l'horizon A1 à l'horizon A3 ou AB, mais aussi, pour chacun de ces horizons, de l'amont vers l'aval. C'est ainsi que, dans l'horizon A1 ce taux croit de 11,7 % (profil 3, cote 655) à 23,7 % (profil 7 cote 40) et dans l'horizon A3 de 22,2 % à 33,7 %, le taux moyen étant de 16,7 % en A1 et de 29,3 % en A3.

En conclusion, on constate que les acides fulviques libres constituent une part importante du carbone des horizons A1 et surtout A3 des oxydisols, part aussi ou plus importante que l'ensemble des autres fractions carbonées extractibles.

Dans le podzol, les AFL n'apparaissent qu'en très faible quantité au sein des horizons organiques et E, les horizons placiques et BFe étant, au contraire, caractérisés par une composition essentiellement à base d'AFL qui représentent 85 % d'acides fulviques totaux.

Au total, les différences entre les deux types de sols ne sont, sur ce plan pas très significatives.

C. - Extraction au pyrophosphate de sodium.

Les résultats sont exprimés, comme précédemment, en carbone pour cent du carbone total (Tableau IV.4 et figure IV.4).

Le taux d'extraction par le pyrophosphate de sodium est relativement faible pour l'ensemble des sols étudiés. Il est, dans tous les cas, maximal dans l'horizon AoH ou A1 sans toutefois jamais atteindre 25 % du carbone total. Dans le podzol, il est de 21 % en AoH et de 10 à 12 % dans les horizons d'accumulation humo-ferrugineuse. Dans l'oxydisol de transition (MAU 4) il passe de 19,2 % en Al à 9,3 % en A3.

Dans les oxydisols (profil VNA 2 excepté) le taux d'extraction au pyrophosphate décroît de l'amont vers l'aval, particulièrement pour les horizons A : 23,2 % à 15,8 % en Al, 17,4 % à 7 % en A3.

Les acides fulviques (AFpy). Tous profils et horizons confondus, la teneur en AFpy ne représente que de 3,4 à 12,6 % du carbone total. Dans le podzol un taux sensiblement identique, proche de 5,5 %, apparaît dans les horizons AoH, E et placique. Il est minimal en AoF (3,4 %) et maximal en BFe (6,5 %).

Dans les oxydisols amont (profils 2, 3 et 4), le taux d'AFpy est, en A1, proche de 9 % ; en aval (VNA 2 excepté) il chute de 3 unités. Il décroît en A3 et vers l'aval mais dans des proportions moindres.

Les acides humiques (AHpy). Le taux d'AHpy est nettement plus élevé que celui des AFpy dans les horizons AoH et E du podzol (15,2 et 11,5 %). Dans les autres horizons il est sensiblement identique à ce dernier, voisin de 5 %.



.

Figure IV.6 - Extraction des composés humiques par la soude 0,1 N - pH 13,0

Dans l'ensemble des autres sols, MAU 4 compris, le taux d'AHpy est, dans les horizons A1, compris entre 10,1 et 13,5 %, les variations étant relativement faibles le long de la séquence. Pour les oxydisols de basse altitude (VNA 2 excepté) par contre, ce taux chute fortement au niveau des horizons A3 (2,6 % en TAR 17).

Le rapport AFpy/AHpy. Ce rapport n'est que rarement supérieur à 1 : dans les horizons BFe et B1 des profils 1 et 2 et dans les horizons A3 des profils 6 et 7 de moindre altitude.

En conclusion à cette comparaison des fractions extractibles au pyrophosphate, on peut dire qu'aucune différenciation significative n'apparaît entre les oxydisols et le podzol.

D. Extraction à la soude.

Dans les sols tropicaux riches en fer, il est indispensable, afin d'être certain de bien extraire tout l'humus, de compléter l'extraction au pyrophosphate de sodium par une extraction complémentaire à la soude. Un traitement à la soude (NaOH 0,1 N - pH 13,0) a donc été réalisé sur les culots d'extraction au pyrophosphate.

Les résultats du dosage du C dans cette fraction sont consignés dans le tableau IV.4 et la figure IV.5.

Le taux d'extraction par la soude est élevé seulement dans les horizons AoF et Aoo des profils 1 (podzol) et 2 (oxydisol de transition) (37 et 41,7 %). Il apparaît 4 à 5 fois plus fort que celui obtenu par le pyrophosphate. Pour les autres horizons de ces deux sols, il est plus faible que ce dernier, particulièrement pour les horizons placique et BFe où il est 3 à 4 fois moindre (4,2 à 2,6 %). Pour les horizons A1 et A3 des oxydisols le taux d'extraction à la soude est de deux fois environ inférieur à celui obtenu par le pyrophosphate avec la même tendance à la décroissance vers l'aval, profil 7 excepté : 11,5 à 7,8 % pour A1, 9,0 à 4,9 % pour A3.

Les acides fulviques (AFNa)

Le taux d'AFNa est très élevé dans les horizons AoF et Aoo des profils 1 et 2 (18 et 20 % du carbone total). Il décroît très fortement avec la profondeur pour tomber, dans le podzol, à 6,5 % du carbone total en AoH et 2,3 % en BFe.

La teneur en AFNa des oxydisols est, particulièrement pour les horizons A3, inférieure à celle des AFpyr. Peu élevée dans l'ensemble, elle est, en moyenne de 5,2 % en A1, de 4,5 % en A3.

Les acides humiques (AHNa)

La fraction du carbone humique est plus élevée encore que la fraction fulvique dans les horizons AoF et Aoo des profils 1 et 2, (19 et 21 % du carbone total). Mais la croissance rapide et forte du rapport AFNa/AHNa, qui atteint 7 dans l'horizon BFe du sol podzolisé

témoigne de sa forte décroissance en profondeur.

Dans les oxydisols, la teneur moyenne des horizons A1 en AHNa est inférieure à celle des AFNa ; en A3 leur décroissance est extrêmement forte vers les basses altitudes (profil 7 excepté), le rapport AFNa/AHNa passant de 0,7 à 8,8.

En conclusion à cette comparaison des fractions extractibles à la soude, il apparaît que le podzol MAU 1 et l'oxydisol de transition MAU 4 d'une part, les oxydisols d'autre part, ne se différencient que par une plus grande abondance de ces fractions du carbone au sein des horizons AoF et Aoo des premiers. Les variations observées au sein des autres horizons ne sont pas significatives.

E. Discussion

Les résultats des diverses extractions, exprimés, pour permettre la comparaison entre les oxydisols et les podzols, en pourcentage du carbone total (Figures IV.6 et IV.7) mettent en évidence les variations des diverses fractions organiques au sein des différents sols étudiés.

Les extraits humiques ont tous été obtenus par la méthode Dabin (1971) impliquant un traitement de l'échantillon par l'acide phosphorique 2M préalable aux extractions alcalines. Que l'on utilise cette méthode ou celle de Duchaufour-Jacquin (1963) sans le prétraitement acide, les résultats sont globalement comparables (Dabin, 1971).

Cependant, d'une étude comparative réalisée par J.F. Turenne (1977) sur un sol ferrallitique intergrade podzolique de Guyane, il ressort que l'extraction est plus poussée lorsqu'on effectue un prétraitement acide. Ceci est vraisemblablement dû au rôle décomplexant supplémentaire joué par l'acide phosphorique qui permet une extraction plus complète des composés de faible poids moléculaire (Turenne, 1977). Quoi qu'il en soit, le taux des extraits au pyrophosphate sans prétraitement est multiplié par 2 ou 3 pour tous les horizons, sauf pour l'horizon A11 du profil référence de Turenne ; pour ce dernier, il est identique avec les 2 méthodes. Le prétraitement à l'acide phosphorique est, par contre, sans grande répercussion sur les extractions à la soude.

Ainsi que le souligne J.F. Turenne (1977), « les résultats obtenus par la méthode avec prétraitement acide montrent tout l'intérêt de la séparation de la fraction soluble dans l'acide phosphorique : elle représente les acides fulviques dits "libres" et leur appréciation à travers le profil est un bon critère de la mobilité des formes organiques agressives vis-à-vis de la fraction minérale ».

Les horizons AoF du podzol MAU 1 et Aoo de l'oxydisol de transition MAU 4 constituent des entités particulières en ce sens qu'elles ne contiennent que des traces d'acides fulviques libres (extraits à l'acide phosphorique) et que les fractions extraites à la soude y sont largement dominantes et équivalentes à près de la moitié du carbone total extractible.





Figure IV.7 : Variation verticale des teneurs en carbone total (en % du sol sec) et des proportions relatives des fractions de l'humus (en % du carbone total)

1 - Matière organique légère 2 - Acides fulviques libres extraits à l'acide phosphorique 📕 3 - Acides fulviques extraits au pyrophosphate 🛄 4 - Acides fulviques extraits à la soude 5 - Acides humiques extraits au pyrophosphate 🧾 6 - Acides humiques extraits à la soude 💹 7 - Humine

Sans doute doit-on évoquer ici une néoformation artificielle de composés aussi bien fulviques qu'humiques, aux dépens de la matière organique fraîche qui s'oxyde facilement en présence de soude à pH très élevé (Duchaufour et Jacquin, 1963).

Dans le podzol, le contraste est net entre les horizons AoH, E et les horizons FEmp et BFe. La fraction extractible des premiers est nettement moins abondante et plus fortement polymérisée (acides humiques et extraits soude dominants) que dans les horizons d'accumulation humo-métalliques caractérisés par l'abondance des acides fulviques libres. Ceux-ci y constituent plus de 50 % du carbone total, et leur accumulation résulte d'une migration d'acides très mobiles formés dans l'horizon AoH.

Dans le podzol, le carbone de l'horizon E est, pour les 2/3, constitué de matière organique non extractible dont l'origine est à rechercher dans l'abondance des phlobaphènes, résines fossiles décelées dans cet horizon (voir 3ème partie). Pour le reste, les composés extractibles sont constitués, à parts sensiblement égales, d'acides fulviques et d'acides humiques, vraisemblablement immobilisés à ce niveau sous la forme de complexes organo-minéraux et plus probablement organo-alumineux (Jamet, 1990). L'aluminium a, en effet, une action stabilisatrice particulièrement forte sur la matière organique (Duchaufour, 1986) et cette stabilité est encore accrue par la précipitation d'hydroxydes formant en surface de fins coatings (Séqui, 1981). Les complexes organo-alumineux ainsi constitués résistent à l'altération (Righi et al., 1982) et s'accumulent dans l'horizon E.

Dans les oxydisols, la fraction non extractible de la matière organique (humine) croît régulièrement avec l'altitude mais, d'une manière générale, elle demeure plus importante dans les horizons A1 que dans les horizons A3, où les teneurs moyennes respectives atteignent 45 % et 36 %.

Quant à la fraction extractible, elle est régulièrement dominée par les acides fulviques, acides fulviques libres pour l'essentiel, particulièrement aux basses altitudes.

Le passage oxydisol \rightarrow podzol s'exprime essentiellement au travers du développement de la richesse en matière oganique du podzol et de la nature de celle-ci dont l'essentiel de la fraction extractible l'est à la soude. Sur le plan qualitatif, l'horizon AoH diffère quelque peu des horizons A1 des oxydisols par sa plus grande richesse en acides humiques.

Au total, hormis l'accumulation superficielle de matière organique, la différence entre oxydisols et podzols est faible. Cela pourrait expliquer qu'un petit changement climatique puisse faire passer des oxydisols aux podzols.

V. LES LIAISONS DU FER, DE L'ALUMINIUM ET DU TITANE AVEC LA MATIÈRE ORGANIQUE.

A. Introduction

Nombreux sont les auteurs qui ont souligné le rôle de la matière organique soluble dans la complexation et la migration du fer et de l'aluminium dans les sols et tout particulièrement au cours de la podzolisation (Hubert et Gonzalès, 1970 ; Bartoli et al., 1981 ; Andreux et al., 1984 ; Aurousseau et al., 1987 ; Righi, 1987).

L'étude des complexes matière organique-métaux nécessite l'extraction, en même temps que celle de la matière organique, des métaux complexés par celle-ci, à l'exclusion des mêmes métaux existant dans le sol sous une autre forme.

Différentes techniques d'extraction ont été préconisées pour évaluer la quantité de ces éléments associés. Parmi celles-ci, celle utilisant le pyrophosphate de sodium. Des incertitudes persistent cependant quant à sa spécificité vis à vis des complexes organiques de fer et d'aluminium. Il peut avoir l'inconvénient d'extraire ces métaux sous forme inorganique (Bruckert et Metche, 1972) ou de peptiser les particules d'hydroxydes ferriques finement divisées (ferrihydrite et goethite) des sols (Jeanroy et Guillet, 1981 ; Kassim et al., 1984) et, de cette manière, de surestimer la quantité de complexes Fe-MO. L'aluminium ne paraît toutefois pas concerné, de sorte que le pyrophosphate apparaît comme un bon indicateur des complexes Al-MO (Higashi, 1983).

Le pyrophosphate de sodium est, au total, considéré, par de nombreux chercheurs, comme l'extractant le plus efficace des composés organo-minéraux de fer et d'aluminium (Schnitzer et al., 1958; Kononova et Belchikova, 1961; Bascomb, 1968; Mc Keague et Scheldrick, 1977; Mokma, 1983).

Quant au titane, Fitzpatrick et le Roux (1975b), constatant la présence de cet élément dans les extraits au pyrophosphate, suggèrent l'existence de complexes Ti-MO dans les ultisols et les oxisols. Skjemstad et al. (1992) observent aussi la présence de ces mêmes complexes dans les horizons A et probablement les horizons B des podzols australiens.

C'est ainsi que l'aluminium, le fer et le titane, de même que le carbone qui leur est lié au sein des composés organo-minéraux, ont été extraits des horizons humifères de quatre sols : podzol (MAU 1), oxydisol de transition (MAU 4) et oxydisols (MAU 8 et TAR 17), par le pyrophosphate de sodium 0,1 M à pH 9,8.

Pour le carbone, les extractions ont été effectuées après un prétraitement des échantillons à l'acide phosphorique (H_3PO_4). Ce dernier extrayant les acides fulviques libres, il sera donc intéressant, pour l'étude des composés organo-métalliques, de comparer les résultats

ainsi obte	nus	avec	ceux	résulta	nt d	e la	somme	(Сн3ро4	+	C	pyro),	à c	eux	obtei	ius pa	r
extraction	au	pyro	phosp	hate sa	ns p	orétra	aitement	(horizo	ns	E,	FEmp	et	BFe	du	podzo)l
MAU 1 (1	Fable	eau IN	/.5).													

Profil	Horizon	Carbone extrait à H ₃ PO ₄ (AFL) O		Carbon a pyroph	e extrait u osphate	Som d O -	mme e + 0	Carbone extrait au pyrophosphate sans prétraitement		
		‰ sol	% CT	‰ sol	% CT	‰ sol	% CT	‰ sol	% CT	
MAU 1 Podzol ①	AoF AoH Femp1 E Femp2 BFe	1,9 17,6 11,1 23,1 21,6	0,4 4,7 .5,1 54,8 45 5	37,3 78,8 36,7 5,0	7,6 21,0 16,9 12,0 10,7	39,2 96,4 47,8 28,1 26,7	8,0 25,7 22,0 66,8 56 2	24,8 32,1 20,7	44,3 14,8 49,0	
MAU 4 Oxydisol de transition 2	Aoo A1 B1	4,7 19,6 14,9	45,5 0,9 12,9 47,1	57,0 29,1 2,9	11,5 19,2 9,3	61,7 48,7 17,8	12,4 32,1 56,4		+1,4 	
MAU 8 Oxydisol 3	A1	10,0	. 11,7	18,6	21,8	28,6	33,5			
TAR 17 Oxydisol ©	A1 A3	6,2 7,5	17,8 37,8	6,1 1,4	17,3 7,0	12,3 8,9	35,1 44,8			

AFL = Acides fulviques libres

CT = carbone organique total

FEmp1 et 2 (Horizons placiques) : voir 3ème partie

Tableau IV.5: Carbone extrait au pyrophosphate de sodium après traitement à l'acide phosphorique et carbone extrait au pyrophosphate sans prétraitement.

B. - Les composés organo-métalliques dans les sols étudiés.

Les résultats obtenus, exprimés en pourcentages pondéraux des éléments par rapport au sol, permettent de différencier chacun des sols étudiés. Ils sont reportés dans le tableau IV.6.

Profils	Horizons	Métaux et	carbone con	Rap. atom. Fe + Al + Ti		
	•	Fe	Al	Ti	С	С
MAU 1 Podzol D	AoH E FEmp BFe C1 C1 C1 C1 Efo FEmpfo	2,96 1,22 0,88 1,29 0,08 0,06 0,05 0,09 0,09	0,35 0,38 0,14 0,59 0,21 0,31 0,20 0,13 0,05	0,17 0,81 0,05 0,17 0,01 0,01 0,01 0,02 0,03	7,88 3,67 0,50 0,51	0,10 0,17 0,53 1,11
MAU 4 Oxydisol de transition 2	Aoo A1 A3 B1 Efo BFefo	0,52 3,09 0,53 0,28 0,15 0,10	0,19 0,45 0,22 0,18 0,14 0,18	0,12 0,56 0,10 0,05 <0,01 <0,01	5,70 2,91 - 0,29	0,04 0,33 - 0,50
MAU 8 Oxydisol 3	A1 A3 B1 B2 B2 B3C B3C	1,65 1,75 0,24 0,12 0,01 <0,01 <0,01	0,59 0,57 0,18 0,07 0,04 0,04 0,08	0,26 0,26 0,04 0,02 <0,01 <0,01 <0,01	1,86	0,36
TAR 17 Oxydisol ©	A1 A3 B1 B2 B3C C1	0,20 0,16 0,28 0,30 0,17 0,20	0,18 0,13 0,09 0,27 0,33 0,26	< 0,01 < 0,01 0,02 0,05 0,03 0,03	0,61 0,14	0,20 0,66

 Tableau IV.6 : Total des éléments complexés (% pondéraux par rapport au sol sec), par les composés humiques (extraction au pyrophosphate de sodium 0,1 M, après prétraitement à l'acide phosphorique), dans les sols de la séquence du Mont Marau et l'oxydisol TAR 17 (séquence de Taravao). En examinant la teneur globale des sols en aluminium, fer et titane complexés, on constate que, dans l'ensemble, dans les 50 ou 60 premiers centimètres, le fer est, dans les 3 profils MAU, complexé en quantité nettement plus importante que l'aluminium et que le titane l'est parfois plus que l'aluminium.

. ·

1. Podzol MAU 1

La teneur en fer complexé atteint son maximum dans l'horizon AoH : 2,96 % soit 4/10 du fer libre extrait par le réactif CBD (citrate, bicarbonate, dithionite : Mehra et Jackson, 1960). Les horizons E et BFe en renferment des teneurs deux fois moindres mais identiques entre elles : 1,2 % correspondant respectivement à 10 et 5 % du fer libre de chacun de ces horizons.

Hormis l'horizon C (0,06 %: moyenne pour 3 sous-horizons) et les horizons fossiles, l'horizon le plus pauvre aussi bien en fer (0,88 %) qu'en aluminium (0,14 %), complexés, est l'horizon placique FEmp.

L'horizon C est le seul où Al domine Fe complexés. La teneur maximale de Al complexé (0,59 %) s'observe dans l'horizon BFe.

Quant au titane, il est relativement abondant sous forme complexée dans l'horizon E (0,81 %), deux fois plus que l'aluminium. Quasiment absent sous cette forme des horizons FEmp et C, on le retrouve en AoH et BFe, à des teneurs identiques (0,17 %).

2. Oxydisol de transition (MAU 4)

L'horizon Al est, de loin, le plus riche en éléments métalliques complexés. Les teneurs en Fe, Al et Ti y atteignent respectivement 3,09, 0,45 et 0,56 %. Ces valeurs sont toutes supérieures à celles observées dans l'horizon AoH du podzol, mais ici le titane domine l'aluminium. Dès l'horizon A3 la chute est brutale, de 6 fois pour le fer et le titane, de 2 fois pour l'aluminium, elle s'accentue dans l'horizon B1 où la teneur globale des trois éléments ne dépasse pas 0,50 % du poids du sol.

3. Oxydisol de moyenne altitude (MAU 8)

La répartition des éléments métalliques complexés est identique pour les 2 horizons Al et A3. On y trouve en moyenne 1,70 % de fer, 0,58 % d'aluminium et 0,26 % de titane, soit pour Fe et Ti des teneurs 2 fois plus faibles que dans l'horizon A1 du profil précédent tandis que Al croît modérément. Quant à l'horizon B1 il est, à l'image du même horizon du profil MAU 4, nettement appauvri en Fe et Ti, à un moindre degré en Al.

4. Oxydisol de basse altitude (TAR 17).

Comparativement au profil MAU 8, les horizons humifères de cet oxydisol sont très
pauvres en éléments métalliques complexés. La décroissance des teneurs en fer et, à un moindre degré, en aluminium complexé des horizons A1 et A3 est spectaculaire (0,18 et 0,13 %) tandis que le titane complexé y est inexistant. La tendance est à une croissance avec la profondeur des teneurs en fer et en aluminium complexé qui atteignent respectivement, en B2, 0,30 et 0,27 %, la teneur en titane complexé ne dépassant pas 0,05 %.

C. Discussion

1. Revue des conditions de la complexation des métaux et de la matière organique.

Les agents organiques complexants les plus efficaces vis-à-vis du fer et de l'aluminium sont, bien qu'ils ne représentent généralement qu'une part minime de la matière organique, les acides aliphatiques (citrique et oxalique) qui constituent la fraction la plus acide et la plus mobile de la matière organique dans les profils (Muir et al., 1964 ; Vicente et Robert, 1979).

L'acide citrique peut, par exemple, complexer le fer à l'état ferrique dans des rapports moléculaires métal/anion pouvant atteindre 6/1 (Bruckert, 1970). Cette complexation, liée à la présence des acides aliphatiques et qui ne semble toutefois réalisée que dans les profils podzoliques (Bruckert, 1966) est pratiquement inexistante dans les sols de Tahiti où ces acides font défaut (voir § III).

La fraction organique complexante susceptible de migrer dans ces sols est donc essentiellement constituée des substances plus ou moins polymérisées que sont les acides fulviques et humiques. Ceux-ci jouent un rôle essentiel dans le transport et le stockage des éléments (Vicente et Robert, 1979).

Les nombreux auteurs ayant étudié cette question estiment que la fraction organique migrant dans les sols est essentiellement constituée par les acides fulviques, composés solubles ou pseudosolubles (Jacquin, 1963; Wright et Schnitzer, 1963; Hubert et Gonzalès, 1970; Sequi, 1979).

En milieu très acide (pH < 5) s'il y a peu de fer, les acides fulviques le réduisent et le complexent sous une forme dispersable et stable. A pH inférieur à 5, le fer est complexé par les acides fulviques à l'état d'ions hydroxylés (Jambu et al., 1981).

Il ne peut se former de complexes avec Fe^{3+} , contrairement à ce qui se passe avec Al^{3+} dans les mêmes conditions. Lorsque la quantité de fer disponible est supérieure au pouvoir de réduction des acides fulviques, il se forme des associations colloïdales entre les acides fulviques et Fe(OH)3, associations capables de déplacer des quantités importantes de métaux (Jambu et al., 1981).

En présence d'aluminium, les acides fulviques mobilisent mieux l'aluminium que le fer à l'état de complexes. Ils s'associent par contre moins bien aux hydroxydes colloïdaux (Dupuis et al., 1979).

2. Répartition des éléments complexés dans les sols de Tahiti

a) Dans le podzol subactuel MAU 1 (Figure IV.8)

Si l'on prend en compte les éléments métalliques extraits au pyrophosphate de sodium et le carbone extrait par ce même réactif après prétraitement par H_3PO_4 , les rapports métal/carbone obtenus (Tableau IV.7) dénotent, des horizons AoH et E à BFe, un enrichissement en cations des complexes organo-métalliques.

Horizon	Fe/C	Fe/C	A1/C	Al/C	Ti/C	Ti/C	Fe+Al+Ti	<u>Fe+Al+Ti</u>	pН
	0	0	0	0	0	ø		C Ø	(H ₂ 0)
AoH	0,08	0,06 ^{(a}	0,01	0,02 ^(a)	< 0,01	< 0,01 ^(a)	0,09	0,08 ^(a)	4,0
FEmp1				, V	oir tablea	u IV.8			4,9
Е	0,07	0,08	0,05	0,05	0,05	0,06	0,17	0,19	4,3
FEmp2	0,39	0,09	0,12	0,03	0,02	<0,01	0,53	0,13	4,5
BFe	0,54	0,14	0,50	0,13	0,07	0,02	1,11	0,29	5,4

• C extrait au pyrophosphate après prétraitement à l'acide phosphorique

 Θ C extrait au pyrophosphate directement sans prétraitement, sauf ^(a) = Cpyro⁻ + CH₃PO₄

Tableau IV.7 : Podzol MAU 1 - Rapports atomiques métal/carbone extraits au pyrophosphate de sodium 0,1 M.

Cet enrichissement concerne aussi bien l'aluminium et le fer que le titane : AI/C = 0.01à 0.50, Fe/C = 0.08 à 0.54, Ti/C = < 0.01 à 0.07, le rapport de la somme des 3 métaux au carbone passant de 0.09 à 1.11.

L'incidence du prétraitement à l'acide phosphorique est relativement faible pour ce qui concerne les horizons AoH et E, cet acide n'extrayant que peu de carbone de ces horizons. Il en extrait par contre une très forte proportion dans les horizons FEmp et BFe de sorte que l'extraction directe au pyrophosphate fournit 4 fois plus de carbone que si cette extraction est précédée d'un traitement H_3PO_4 (Tableau IV.5, figure IV.8).

Les rapports Fe + Al + Ti/C passent alors respectivement pour chacun des 2 horizons de $0,53 \ge 0,13$ et de $1,11 \ge 0,29$.



Figure IV.8 - Fe - AI - Ti extraits au pyrophosphate de sodium, C extrait au pyrophosphate après prétraitement à l'acide phosphorique (en % pondéraux du sol sec).

En conclusion, on peut dire que, pour l'évaluation des éléments complexés dans le podzol, les valeurs de Cpyro obtenues après un prétraitement à H_3PO_4 sont satisfaisantes pour les horizons AoH et E. Pour les horizons FEmp et BFe il est, par contre, nécessaire d'additionner CH₃PO₄ et Cpyro., ou d'extraire directement le carbone par le pyrophosphate.

:

Les hautes valeurs de Tipyro en E (8‰) (Tableau IV.6, figure IV.8) démontrent la présence de complexes Ti-MO au moins dans cet horizon. Ce fait, également observé par Skjemstad et al. (1992), indique la nécessité de devoir prendre en compte le titane au même titre que l'aluminium et le fer dans la composition des complexes cations métalliques/C.

La mobilité des complexes dans les sols dépend du rapport métal/C.

Une solution d'acides fulviques percolant dans le sol forme des complexes avec Fe et Al (et Ti) jusqu'à ce que soit atteint un rapport métal/A.F. maximum au-delà duquel il y a précipitation (Schnitzer, 1979; Stevenson, 1985).

Pour Higashi et al. (1981), le rapport atomique Fe+Al/C ne paraît pas pouvoir être supérieur à 0,12. Les expérimentations conduites par Schnitzer et Kahn (1972) et Mc Keague et al. (1971) amènent ces auteurs à des conclusions similaires.

Pour Mokma (1983), le rapport Al+Fe/C maximal, en-dessus duquel il y a précipitation des complexes organo-métalliques, est de 0,17.

Si l'on se réfère à ces données, les complexes extraits par le pyrophosphate de sodium ne seraient présents à l'état soluble que dans le seul horizon AoH. Les teneurs en éléments métalliques y sont insuffisantes pour provoquer la précipitation des complexes.

L'enrichissement des complexes en éléments métalliques devient par contre suffisant, dès qu'est atteint l'horizon E, pour qu'ils soient insolubilisés et qu'ils précipitent. Cela est concrétisé par l'apparition, dans la partie supérieure de cet horizon, d'une pellicule ferrugineuse millimétrique enrichie en fer, en aluminium, en titane et en carbone et dont la génèse pourrait ainsi s'expliquer (Horizon placique FEmp1 : voir 3ème partie).

Les teneurs de cette pellicule en éléments métalliques et en carbone, obtenues par extraction directe au pyrophosphate et exprimées en pour cent de l'échantillon, sont les suivantes (Tableau IV.8) :

Horizon placique	Sous- horizon	Fe	Al	Ti	С	Fe/C	AI/C	Ti/C	<u>Fe+Al+Ti</u> C	рН (H ₂ O)
FEmp1	dur friable	1,79 3,80	0,10 0,41	0,10 0,40	2,32 2,64	0,16 0,31	0,02 0,07	0,01 0,04	0,20 0,42	4,9

Tableau IV.8 : Horizon placique FEmp1 Total des éléments complexés extraits au pyrophosphate de sodium 0,1M (% du matériau sec) et rapports atomiques métaux/C.

Il est l'empreinte d'une phase podzolisante récente mais discrète et le témoin de la désactivation de la podzolisation antérieure, aux horizons diagnostiques E et placique encore nettement apparents. Ce fait a été confirmé par l'étude du fonctionnement actuel de ce sol (3ème partie, chapitre V.D). Il semble également probable que la phase podzolisante récente, observée ci-dessus et datant vraisemblablement du Petit Âge Glaciaire, (200 - 400 BP) n'est elle-même déjà plus fonctionnelle.

b) Dans l'oxydisol de transition MAU 4 et les oxydisols MAU 8 et TAR 17 (Figure IV.8).

Le fer, l'aluminium et le titane complexés vont, dans l'ensemble, régulièrement décroissant à mesure que décroît l'altitude et la teneur en carbone organique (Tableau IV.6).

L'horizon A1 du profil MAU 4 est proche de l'horizon AoH du podzol. Il n'est que légèrement plus riche en Fe et Al, extractible par le pyrophosphate, nettement plus riche toutefois en Ti (0,56 %).

Comme l'observe Ph. Duchaufour (1964) pour des sols bruns acides ou lessivés des Vosges, les possibilités de migration sont faibles dans les profils MAU 4 et MAU 8. Celleci est freinée par une insolubilisation rapide des composés organo-métalliques dont la plus grande partie s'accumule dans les horizons A1 où les rapports Fe+Al+Ti/C sont supérieurs à 0,2 (Tableaux IV.6 et IV.9) et donc très largement supérieurs à la valeur 0,12 mentionnée par Higashi (1981), que C soit extrait directement ou après prétraitement à l'acide phosphorique.

Pour ce qui concerne l'oxydisol TAR17, les rapports Fe + AI + Ti/C sont soit supérieurs, soit inférieurs à la valeur de référence 0,12 selon que l'on considère le carbone extrait au pyrophosphate après prétraitement à l'acide phosphorique ou le carbone extrait par ce réactif (sans prétraitement).

Dans le premier cas où Fe + Al + Ti/C atteint 0,20 dès l'horizon Al, les migrations de composés organo-métalliques paraissent difficiles.

Ż57

Dans le deuxième cas, où le rapport Fe + Al + Ti/C ne dépasse pas 0,10, on peut invoquer une migration des composés organo-métalliques et une immobilisation partielle au niveau des horizons B.

Profil	Horizon	Fe/C ₁	Fe/C ₂	Al/C ₁	AI/C ₂	Ti/C ₁	Ti/C ₂	Fe+Al+Ti	<u>Fe+Al+Ti</u>	рН
								Ci	C ₂	(H ₂ O)
		0	0	0	0	0	0	0	0	
MAU 4	• Aoo	0,02	0,02	0,01	0,01	< 0,01	<0,01	0,04	0,04	3,7
	A1	0,23	0,14	0,06	0,04	0,04	0,03	0,33	0,21	4,1
· ·	A3	n.d		n.d		n.d		n.đ		5,9
	B1	0,20	0,03	0,25	0,04	0,04	<0,01	0,50	0,08	6,2
MAU 8	A1	0,19	0,12	0,13	0,09	0,03	0,02	0,36	0,23	5,9
TAR 17	A1	0,08	0,03	0,12	0,07	< 0,01	< 0,01	0,20	0,10	4,8
	A3	0,25	0,04	0,41	0,07	<0,01	<0,01	0,66	0,11	5,3

• C1 extrait au pyrophosphate après prétraitement à l'acide phosphorique.

• C2 extrait au pyrophosphate directement sans prétraitement.

Tableau IV.9 : Les oxydisols - Rapports atomiques métaux/carbone extraits au pyrophosphate de sodium 0,1 M.

Les teneurs maximales d'éléments métalliques extraits au pyrophosphate, observées en B2 de TAR 17 (Tableau IV.6), pourraient s'expliquer par le fait qu'une partie des éléments extraits n'est pas toujours liée à la matière organique. A cet effet, on peut se rappeler (2ème partie) que les horizons B sont les plus riches en Fe, Al et Ti sous forme amorphe ou mal cristallisée, donc plus vulnérables vis-à-vis des agents d'extraction (Schwertman, 1964; Guillet et al., 1979; Bartoli et al., 1981; Jeanroy, 1983; Andreux et al., 1984).

CHAPITRE II

LE TITANE :

ses sources primaires,

genèse des concentrations superficielles,

rôle de la végétation

Introduction

L'une des principales caractéristiques des oxydisols et des podzols de l'île de Tahiti est, nous l'avons vu, leur richesse en titane, richesse concernant le plus souvent les horizons supérieurs de ces sols. Des teneurs de 10 à 15 % y sont courantes, elles y avoisinent parfois, ou même dépassent, 20 %.

Cette richesse des sols de Tahiti en titane, également observée dans d'autres sols tropicaux, notamment de Hawaï ou du Queensland en Australie (Hutton, 1977), reflète l'influence du matériau parental basaltique caractérisé, lui aussi, par des teneurs notables en titane (environ 4 %) et une grande altérabilité (Milnes et Fitzpatrick, 1989).

La présence et les formes du titane dans les sols dépendent donc, pour une grande part, de la nature de la roche-mère et des minéraux primaires qu'elle contient.

Quant à sa fréquente concentration dans la partie supérieure des sols elle est, à l'origine et pour partie, d'ordre relatif, les minéraux titanifères résiduels se concentrant parallèlement à l'entraînement des éléments les plus solubles (silice et bases). Puis ces minéraux primaires, nous l'avons vu, s'altèrent à leur tour lors de la pédogenèse, libérant du titane. Des produits de l'altération naissent alors d'autres phases finement grenues et souvent mal cristallisées.

Le titane apparaît ainsi dans le sol sous une variété de formes incluant des minéraux primaires et secondaires aussi bien que des composés amorphes et les formes associées à des composés organiques. Nous allons, dans un premier temps, identifier les sources primaires du titane, puis suivre les néoformations d'anatase et de rutile, évaluer les possibilités de migration du titane dans le sol et ensuite étudier le rôle de la végétation dans le transfert de ce métal.

I. LES SOURCES PRIMAIRES DU TITANE

A. Introduction

Les roches éruptives renferment des quantités notables de titane, 0,79 % en moyenne (Clark, 1968). En leur sein, les plus riches sont les basaltes (Dumon, 1983). Les données bibliographiques relatives à ces derniers et recensées par cet auteur permettent de distinguer les basaltes alcalins, les plus riches en TiO₂ (2,75 % en moyenne) et les basaltes calcoalcalins (2,10 % en moyenne). Ainsi, par exemple, les teneurs en oxyde de titane des basaltes alcalins des îles Hawaï atteignent-elles 2 à 3 % (Stearns, 1966).

B. Le titane dans les roches volcaniques de l'Archipel de la Société

Les basaltes de Tahiti apparaissent particulièrement riches en titane avec des teneurs en TiO₂ oscillant entre 3 et 6 %, pour une valeur moyenne voisine de 4 %.

Mc Birney et Aoki (1968) ont répertorié et analysé les roches volcaniques plus ou moins saturées de Polynésie. Leur teneur en TiO₂ varie dans de larges limites (1 à 5 %).

La saturation se reflète dans l'expression minéralogique de la richesse en silice : présence ou absence de quartz, et présence ou absence de feldspathoïdes.

Ces auteurs distinguent les :

		TiO ₂ %
Théralites	R.E. ⁽¹⁾ basiques avec feldspathoïdes, sans quartz	2,5 à 4,9
Essexites	R.E. basiques sans feldspathoïdes, sans quartz	3,2 à 4,4
Basaltes	R.E. basiques sans feldspathoïdes, sans quartz	3,2 à 4,8
Syénites à néphéline	R.E. neutres avec feldspathoïdes, peu de quartz	1,1 à 2,2
Trachytes	R.E. neutres sans feldspathoïdes, peu de quartz	0,8 à 1,5
⁽¹⁾ R.E. = roches effusive	rs	

Les roches basaltiques, dont sont issus les sols des deux séquences étudiées précédemment, sont donc des roches basiques relativement pauvres en silice mais figurant parmi les plus riches en titane.

Il a été procédé à l'analyse de 17 roches, basaltiques pour l'essentiel, provenant de deux des îles de l'Archipel de la Société, Tahiti et Moorea. Les teneurs de leurs constituants essentiels, dont le titane, sont présentées dans le tableau IV.13.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	[.] 13	14	15	16	17
TiO ₂	5,09	4,90	4,16	3,99	3,77	3,67	3,61	3,48	3,47	3,44	3,27	2,80	2,60	1,08	0,74	0,74	0,47
SiO2	39,34	35,67	39,70	43,05	43,99	44,33	44,60	45,50	41,25	44,80	45,14	48,00	48,85	54,15	59,42	61,32	57,00
Fe2O3	16,16	13,84	14,56	13,85	13,30	11,78	14,45	11,61	12,68	12,76	12,63	10,08	7,90	4,23	3,96	3,13	8,39
AJ2O3	15,17	18,47	16,50	15,27	14,20	17,30	15,16	16,82	19,09	13,92	14,56	17,32	19,76	21,05	[·] 17,67	19,93	18,01
CaO	11,48	7,81	9,28	10,92	10,04	8,12	9,06	8,85	8,67	10,50	9,91	11,38	5,89	2,66	1,15	1,23	1,98
MgO	5,51	5,39	7,00	6,09	6,58	4,12	6,37	4,74	8,59	9,10	7,26	4,80	1,94	0,74	0,58	0,53	0,54
K2O	0,82	1,07	0,54	0,81	0,99	1,80	1,02	1,66	1,78	1,31	0,50	1,30	4,34	5,63	5,89	4,92	5,28
Na2O	1,36	0,59	1,83	1,88	4,29	2,20	2,05	3,24	0,93	2,44	2,99	2,76	7,04	7,14	5,55	6,76	4,47
P2O5	0,76	0,88	0,63	0,47	0,83	0,77	0,37	0,85	0,42	0,42	0,50	0,33	0,37	0,09	0,23	0,10	0,12
MnO	0,19	0,19	0,21	0,19	0,21	0,18	0,17	0,21	0,10	0,16	0,17	0,12	0,21	0,13	0,23	0,24	0,08
H2O ⁻	0,66	4,72 -	1,80	1,26	0,15	2,35	1,91	0,58	2,76	0,11	0,67	0,16	0,36	0,10	1,49	0,54	0,95
H ₂ O*	2,11	6,71	3,45	1,37	0,11	2,04	1,86	1,82	5,77	0,64	0,81	0,64	0,85	2,05	1,49	0,97	2,15
	∢					BASALTES						GABBRO	MUGEARITE	SYENITË	∢ —	- TRACHYTES	

Tableau IV.13 - Analyse chimique de roches volcaniques de l'Archipel de la SOCIETE.

.....

Les roches, numérotées de 1 à 17, ont été classées en fonction de leur teneur décroissante en TiO_2 . Les numéros 1 à 11 et 15 à 17 représentent respectivement les basaltes, roches basiques, et les trachytes, roches neutres. Dans ces deux types de roches, les teneurs moyennes des constituants (par ordre décroissant pour les basaltes) sont en moyenne les suivantes :

÷

	Basaltes	Trachytes
SiO ₂	42,48 %	59,24 %
Al ₂ O ₃	15,49 %	18,53 %
Fe ₂ O ₃	13,42 %	5,16%
CaO	9,51 %	1,25 %
TiO ₂	3,90 %	0,65 %
Na ₂ O	2,16 %	5,59 %
K ₂ O	1,11 %	5,36 %

	Type de roche	Localisation
1.	Basalte à phénocristaux d'augite et d'olivine	Basse planèze de Taravao (PUN1) - Tahiti
2.	Basalte faiblement porphyrique	Haute planèze de Taravao (TPA1) - Tahiti
3.	Basalte polyédrique à petits cristaux d'augite et d'olivine	Route du Mt Marau - pK12 - Tahiti
4.	Basalte à olivine iddingsitisée et augite à nodules pyroxéniques	Route du Mt Marau - pK 5 - Tahiti
5.	Basalte à augite et olivine	Planèze de Pamatai (MAU8) - Tahiti
6.	Basalte microlithique	Route du Mt Marau - pK10 - Tahiti
7.	Basalte alvéolaire à grains fins de plagioclases et	Route du Mt Marau - pK10 - Tahiti
	d'augite	
8.	Basalte à augite et olivine iddingsitisée	Route du Mt Marau - Tahiti
9.	Basalte à anygdales zéolithiques et phénocristaux de	Route du Mt Marau - Tahiti
	pyroxène et d'olivine	
10.	Basalte à beaux phénocristaux d'augite titanifère et	Vallée de la Papenoo - Tahiti
	d'olivine (océanite)	
11.	Basalte	Route du Mt Marau - pK 5 - Tahiti
12.	Gabbro à olivine et augite titanifere	lle de Moorea
13.	Tahitite (mugéarite à haüyne)	Presqu'ile de Taravao - Taliiti
14.	Syénite néphélinique à beaux cristaux de néphéline	Vallée de la Papenoo - Tahiti
15.	Trachyte (lave de composition syénitique)	Presqu'ile de Taravao, carrière de Punui - Tahiti
1 6 .	Trachyte	Basse planèze de Taravao - Tahiti
17.	Trachyte	Ile de Moorea

262



Figure IV. 10 - Relation inverse entre les teneurs en TiO2 et SiO2 dans les roches ignées de Polynésie 1 à 17 = Roches du tableau IV. 13: 1 -11 = Basaltes, 15 à 17 = Trachytes

263

La teneur moyenne en TiO2 des basaltes apparaît ainsi jusqu'à 6 fois plus élevée que celle des trachytes, roches neutres les moins titanifères (Tableau IV.13).

Ces teneurs particulièrement élevées en titane, même si on les compare aux laves alcalines de Hawaï (Mc Donald et Katsura, 1964), sont reflétées dans le chimisme particulier des clinopyroxènes qui sont parmi les plus titanifères du globe (jusqu'à 9 % de TiO2) (Tracy et Robinson, 1977; Berger, 1981).

Dans les roches ignées communes, comme celles qui ont été analysées, il existe une relation inverse entre les concentrations en oxyde de titane et en silice (Figure IV.10) (Milnes et Fitzpatrick, 1989).

C. Le titane dans les minéraux des roches basaltiques de Tahiti.

Les minéraux titanifères essentiels, par leur abondance, des basaltes sont les pyroxènes, les olivines, les titano-magnétites. Plus accessoirement on trouve de l'ilménite, des spinelles, des picotites et des chlorospinelles.

1. Les pyroxènes

Abondants à la fois en phénocristaux (0,5 à 1 mm), microphénocristaux (0,05 à 0,5 mm) ou microlithes, les pyroxènes constituent une phase minérale majeure des basaltes, les phénocristaux pouvant constituer jusqu'à 45 % de la roche basaltique du volcan de Taravao (Lavest et Léotot, 1990).

Ce sont généralement des salithes (Boutault, 1985 ; Lavest et Léotot, 1990), terme de passage entre le diopside (CaMgSi₂O₆) et l'hédenbergite (CaFeSi₂O₆), c'est-à-dire des minéraux calciques peu ferrifères. De teinte rose violacée, ces minéraux, comme tous ceux de la série du diopside, sont décrits sous le terme général d'augite. Ils se singularisent par leur haute teneur en titane qui remplace partiellement le silicium (titanoaugite). Boutault (1985) signale des teneurs en TiO₂ pouvant atteindre 8,18 %, tandis que Berger (1981) obtient 8,94 % de TiO₂ en bordure d'une augite de Tahiti (pyroxène le plus titanifère connu).

D'une façon générale, la teneur moyenne du minéral avoisine, sans la dépasser la valeur de 2,5 % de TiO_2 (Boutault, 1985). La valeur moyenne obtenue d'après l'analyse de 6 cristaux inclus dans la roche est de 3,3 % (Tableau IV.14)

Constituants	SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O
Teneurs %	46,6	21,9	13,3	7,4	6,0	3,3	0,7

Tableau IV.14 : Composition de cristaux d'augite (Valeurs moyennes pour 6 microanalyses, en % pondéraux). Les plus fortes valeurs en TiO_2 correspondent aux pyroxènes des picrites. On y observe une croissance de la teneur en TiO_2 des phénocristaux vers les microlithes et, pour les phénocristaux, du coeur vers la bordure (Boutault, 1985).

2. L'olivine

Elle représente 5 à 10 % de la roche basaltique. Elle peut être de grande taille, sous forme de prismes automorphes de 3 à 6 mm ou de microphénocristaux de 0,15 à 0,25 mm. Elle est plus rare dans la mésostase (Boutault, 1985 ; Lavest et Léotot, 1990).

De formule générale (Mg Fe)₂ SiO₄, l'olivine est, ici, fréquemment magnésienne, donc proche de Mg₂ SiO₄, la forstérite. Une partie du silicium peut être remplacée par du titane, (Mg Fe)₂ (Si TiO₄).

A Tahiti la teneur en titane de l'olivine est faible : 0,05 % de TiO₂ pour Boutault (1985), tandis que des microanalyses effectuées sur l'olivine d'un basalte de la presqu'île de Taravao (Tahiti-Iti) en révèlent 0,2 % (Tableau IV.15). L'olivine des basaltes des îles Hawaï peut renfermer jusqu'à 0,5 % de TiO₂ (Sherman et Uehara, 1956).

Constituants	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	SrO	MnO	CaO	TiO ₂	Na ₂ O	P ₂ O ₅
Teneurs %	35,6	23,3	35,5	0,9	1,1	0,4	0,6	0,2	0,5	0,35

Tableau IV.15 : Composition de cristaux d'olivine (Valeurs moyennes pour 5 microanalyses, en % pondéraux).

3. La titanomagnétite

Elle est rare sous forme de phénocristaux mais la pâte des basaltes est densément ponctuée d'une multitude de microphénocristaux (100 à 500 μ m) et, davantage encore, de microcristaux dont la taille moyenne avoisine 40 μ m. Il s'agit alors de granules opaques, à section octaédrique ou prismatique à tendance cubique, aux surfaces lisses ou échancrées.

La magnétite est un oxyde ferreux-ferrique ($Fe^{2+} Fe_2^{3+} O_4$), mais de nombreux éléments mineurs peuvent, nous l'avons vu, remplacer le fer à l'intérieur de sa structure (Deer et al., 1962; Mitchel, 1964).

Une série de 17 microanalyses a été effectuée sur des cristaux sains de titanomagnétite inclus dans la roche ou extraits de sables divers (Tableau IV.16).

Outre le titane, dont la teneur peut parfois atteindre près de 30 %, les autres éléments substitués à Fe sont, à Tahiti, par ordre décroissant : Mg (0,5 à 10 %), Al (1 à 10 %), Cr (0 à 5 %), Si (0,5 à 5 %), Ca (0,5 à 3,6 %), Mn (0,3 à 1,6 %), V (0 à 1,2 %), Na (0 à 1 %), Ba (0,0,5 %).

Constituants	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Mn ₂ O ₃	V ₂ O ₅	BaO
Teneurs %	66,2	19,6	4,7	4,5	0,8	0,4	0,7	1,3	0,7	0,6	0,3

Tableau IV.16 : Composition de cristaux sains de titanomagnétite (microanalyses) (Valeurs moyennes pour 17 échantillons, en % pondéraux).

Les teneurs en TiO₂ sont, bien souvent, très élevées pour des titanomagnétites (jusqu'à 26 %). L'on a alors à faire, sans doute, à des solutions solides de magnétite - ulvöspinelle (Fe₂ TiO₄) de formule générale (1 - x) Fe₃O₄, x Fe₂ TiO₄ (Wright, 1964; Sethna, 1987; Milnes et Fitzpatrick, 1989).

Des lamelles d'exsolution d'ulvöspinelle (Sethna, 1987) ou, plus généralement semble-til, des lamelles d'exsolution d'ilménite (Deer et al., 1962), pour lesquelles la teneur pondérale moyenne de TiO_2 atteint près de 35 % (Tableau II.20) apparaissent en effet fréquemment au sein des cristaux de titanomagnétite.

L'ulvöspinelle (du nom de la localité suédoise Södra Ulvön) renferme 18,41 % de TiO₂ (Deer et al., 1962). Quand ce minéral apparaît en lamelles d'exsolution dans la magnétite il est normalement orienté parallèlement aux plans (100) de la magnétite, tandis que les lamelles d'exsolution d'ilménite sont orientées parallèlement aux plans (111) (Deer et al., 1962).

L'ulvöspinelle se distingue de la magnétite associée par sa teinte brun-noir, plus sombre en lumière réfléchie.

4. L'ilménite

Ce minéral accessoire, fréquent des roches ignées, n'est toutefois qu'assez faiblement représenté dans les basaltes de Tahiti. Ceci résulte sans doute de la forte mobilisation du titane lors de la cristallisation antérieure des clinopyroxènes (Boutault, 1985).

La formule de l'ilménite est FeTiO₃, mais des substitutions importantes de Fe²⁺ par Mg^{2+} peuvent conduire à des formules proches de MgTiO₃ (Geikielite). La substitution est généralement limitée (Deer et al., 1962).

La microanalyse de quelques échantillons provenant de roches de Tahiti donne la composition suivante (Tableau IV.17) :

Constituants	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃
Teneurs %	49,9	44,2	4,1	0,3

Tableau IV.17 : Composition de grains d'ilménite (microanalyses) (Valeurs moyennes pour 4 échantillons, en % pondéraux).

5. La picotite

C'est un spinelle prenant place entre la chromite $FeCr_2O_4$ et la magnésiochromite $MgCr_2O_4$. La picotite peut être considérée comme une chromite (Fe-Mg) (Cr-Fe)₂O₄ dans laquelle de l'aluminium est substitué à une partie du chrome (Lapadu-Hargues, 1954). Elle renferme aussi du titane à des teneurs relativement importantes (Tableau IV.18)

Ce minéral, relativement rare, a été décelé dans la fraction sableuse issue des oxydisols de la séquence de Taravao. La composition chimique de grains extraits de cette fraction est la suivante :

Constituants	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂
Teneurs %	45,9	22,8	14,9	9,5	5,4

Tableau IV.18 : Composition de grains de picotite (microanalyses) (Valeurs moyennes pour 5 échantillons, en % pondéraux).

6. Le chlorospinelle

Ce minéral est intermédiaire entre le spinelle $MgAl_2O_4$ et la magnésioferrite $MgFe_2O_4$ de la famille de la magnétite (Lapadu-Hargues, 1954) à laquelle elle est associée dans les roches ignées.

Des petits cristaux verdâtres et translucides, peu abondants de ce minéral, ont été observés dans la fraction sableuse des oxydisols ; ils renferment aussi un peu de titane (Tableau IV.19).

Constituants	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂
Teneurs %	54,9	26,1	16,1	1,9

Tableau IV.19 : Composition de cristaux de chlorospinelle (microanalyses). (Valeurs moyennes pour 3 échantillons, en % pondéraux).





II. GENÈSE DES CONCENTRATIONS SUPERFICIELLES DE TITANE

A. Préambule

Des accumulations superficielles de titane ont été remarquées il y a plus d'un demisiècle, aussi bien dans des sols ferrallitiques que dans des sols podzolisés de divers points du globe (Joffe et Pugh, 1934).

Plusieurs auteurs (Fujimoto et al., 1948; Sherman, 1952; Bain, 1976; Hutton, 1977; Jamet, 1987b) ont, par la suite, confirmé cette observation dans des sols hawaïens et polynésiens, issus de roches volcaniques contenant du titane. Les teneurs en TiO_2 peuvent y atteindre 25 % (Figure IV.11).

Le cas le plus typique est celui des podzols, aussi bien tropicaux que tempérés, où l'accumulation titanifère peut atteindre des valeurs élevées, jusqu'à 17 %, dans l'horizon E (Shermann, 1952; Bain, 1976; Jamet, 1987). Hough et Byers cités par Sherman (1952) ont émis l'hypothèse selon laquelle cette accumulation superficielle résulterait essentiellement de la concentration résiduelle de rutile, minéral primaire abondant et résistant à l'altération.

Cependant, ayant analysé une argile riche de 45,5 % de TiO2, Fujimoto et al. (1948) l'avaient trouvée constituée, pour l'essentiel, d'anatase. L'hypothèse de Hough et Byers devenait alors caduque car l'anatase, bien que parfois signalée à l'état résiduel (Milnes et Fitzpatrick, 1989) n'apparaît généralement qu'après l'altération des minéraux titanifères primaires (Sherman, 1952).

Sherman (1952) émit alors l'hypothèse selon laquelle la percolation latérale des eaux, à travers des horizons meubles surmontant l'altérite plus ou moins imperméable, aurait apporté, en solution, de l'oxyde de titane hydraté de l'amont vers l'aval qui, durant les périodes sèches, serait remonté vers la surface par capillarité et se serait converti en anatase par déshydratation.

Outre le fait que la possibilité de remontée par voie capillaire reste à démontrer pour de tels composés, d'autres données montrent que ce mécanisme n'est ni nécessaire, ni général.

Ainsi le podzol du Mont Marau, dont l'horizon E contient jusqu'à 17 % de TiO_2 , ou 27 % si l'on fait abstraction de la matière organique (Figure IV.11), se trouve-t-il à l'amont d'une planèze limitée par un abrupt vertigineux, et n'a pu, de ce fait, recevoir de l'amont aucun apport sous forme pseudo-soluble susceptible d'être à l'origine de la richesse en titane de cet horizon.

B. Néoformation d'anatase

Des analyses à la microsonde et au MET (Chartres, 1987) montrent que le titane apparaît surtout dans les cutanes sous la forme de petites particules d'anatase et de phases moins bien cristallisées. Sa présence dans les cutanes de l'horizon E du podzol du Mont Marau est un témoin de la migration de cet élément dans le sol, migration également observée par d'autres auteurs (Gillespie et Protz, 1972; McKeague et Wang, 1980).

La présence de particules riches en titane à divers stades de cristallinité, observée au MET, ou révélée par les rayons X (Chartres, 1987), fait bien penser à la cristallisation locale de titane à partir d'une solution. La concentration de titane dans les cutanes pourrait se faire par voie relative, au cours d'une altération postérieure à la formation de ceux-ci permettant l'entraînement de constituants plus solubles que le titane. Mais, dans ce cas, on devrait observer une évolution similaire du zirconium, ce qui n'est pas le cas (Chartres, 1987).

La cristallisation de l'anatase in situ, à partir de solutions mobiles ou de suspensions d'espèces titanifères, est aussi clairement marquée par la présence de fines couches où alternent SiO_2 et des oxydes de titane sur les bords des canaux ou des pores de dissolution ou encore par la formation de stalactites riches en anatase au toit de ces structures (Milnes et Fitzpatrick, 1989).

On a aussi pu observer de fortes concentrations de titane déposé sous forme de très petites particules sur la surface de cristaux de kaolinite, d'hématite et de gibbsite de la taille des argiles dans de nombreux sols australiens, en plus de particules isolées, de taille micrométrique, de rutile et d'anatase (Fordham et Norrish, 1979a).

Au cours de cette étude, nous avons observé une forte croissance de la teneur en titane du limon à l'argile, croissance d'autant plus nette que l'on se rapproche du sommet du profil (Tableau III.15). Tandis que les minéraux titanifères s'altèrent, le titane se répartit dans des particules fines (McLaughlin, 1954; Chapman et Horn, 1968; Kaup et Carter, 1987). Le titane est donc mobilisé dans toutes les fractions granulométriques et transféré dans les fractions argileuses (Sudom et St Arnaud, 1971).

Il semble ainsi raisonnable de penser que l'accumulation de titane dans les fractions fines de l'horizon E du podzol du Mont Marau, comme dans les horizons A des oxydisols, s'accomplit, comme le suggère Bain (1976) pour les horizons E des sols d'Écosse, d'abord au cours de la désintégration physique des minéraux titanifères, puis d'une mise en solution et enfin d'une reprécipitation, essentiellement sous la forme d'anatase finement granulaire mais aussi, à tout le moins pour l'horizon E, de rutile.

Les fortes concentrations de titane dans les argiles des sols (60 % dans l'horizon E du podzol MAU1) suggèrent donc que la formation de l'anatase authigène à l'issue de l'altération des silicates titanifères est un processus fondamental (Campbell, 1973;

Fitzpatrick et Le Roux, 1975 a et b; Morad et Aldahan, 1982; Milnes et Fitzpatrick, 1989).

C. Cas du rutile

Le rutile, aussi bien que l'ilménite, est fréquemment identifié dans les fractions sableuses et limoneuses de nombreux sols et matériaux d'altération, en de nombreux points du globe, et figure parmi les plus communs des minéraux détritiques dans les sols (Carroll et Woof, 1951; Hartman, 1959; Deer et al., 1962; Sidhu et Gilkes, 1977; Brown et al., 1978).

Le rutile n'a toutefois été que rarement identifié dans les sols issus des roches volcaniques de Tahiti. Cependant les diffractogrammes de rayons X des fractions fines $(< 2\mu m)$ (Figure III.8) en révèlent la présence à des teneurs notables dans l'horizon E du podzol MAU1. Or, ce minéral est totalement absent dans la partie sous-jacente du sol. Il n'a donc pas pu avoir été hérité du matériau originel et concentré, par accumulation relative, au cours de la pédogenèse. Il s'agit donc, à l'évidence, soit d'un minéral secondaire formé au cours de l'altération des minéraux titanifères, soit d'un minéral authigène formé in situ par précipitation chimique ou biochimique directe, à partir de solutions ou à l'issue de la cristallisation de matériaux mal organisés des solutions colloïdales du sol (Milnes et Fitzpatrick, 1989). Bien que l'évidence d'une cristallisation de ce minéral dans les conditions de surface soit parfois considérée comme très faible (Matthews, 1976), plusieurs auteurs signalent la formation de rutile secondaire issu de l'altération de différents minéraux titanifères tels l'ilménite et la titano-magnétite (Ziv, 1956 ; Deer et al., 1962 ; Hutton, 1977).

Walker et al. (1969) affirment de même que les fortes concentrations de titane observées dans les sols hawaïens sont largement dues à la formation, à côté de l'anatase, de rutile secondaire.

Des études d'altération expérimentale ont, quant à elles, montré que l'ilménite s'altère surtout en hématite et en rutile (Yrosh, 1955; Karkanavala et Momin, 1959). Sa transformation en rutile dans les conditions supergènes a été soulignée par Ziv (1956), tandis que, pour d'autres auteurs, l'oxydation et le lessivage du fer de l'ilménite conduisent à une association de rutile, d'anatase et de brookite (Rankama et Sahama, 1950; Grey et Raid, 1975).

Le rutile d'origine secondaire, et particulièrement celui issu de l'ilménite, semble donc bien exister dans les sols. Pour ce qui concerne les sols podzolisés de Tahiti, le matériau pyroclastique dont ils sont issus ne renferme pas d'ilménite mais, par contre, un peu de titanomagnétite qui pourrait donc être à l'origine d'une partie du rutile de l'horizon E.

Quant au rutile authigène, il a été signalé dans les sols (Skjemstad, 1992) et dans des roches sédimentaires (Morad et Aldahan, 1982), à côté d'anatase. On a aussi pu observer

des précipités « d'acide titanique gélatineux » qui, en vieillissant, cristalliseraient sous la forme d'anatase ou de rutile (Carroll et al., 1951).

D. Mobilité du titane.

1. En solution aqueuse.

L'oxyde de titane (TiO₂) est insoluble à pH>2,5 et, de ce fait, immobile dans les environnements superficiels (Weaver, 1976) où le pH des solutions aqueuses est généralement supérieur à 4,5.

Quant à Ti(OH)₄, la figure IV.12 montre que sa solubilité dans les solutions aqueuses n'est que très faible (#1,5 ppm) mais quasi-constante pour des pH variant de 3 à 8.



Figure IV.12 : Solubilité du titane hydroxylé sous forme de Ti(OH)₂⁺⁺, Ti(OH)₃⁺ et Ti(OH)₄ (aq). (D'après Baes, Jr. et Mesmer, 1976)

2. Sous la forme de complexes organiques.

Eu égard à sa faible électronégativité (1,54 dans l'échelle de Pauling), au rapport élevé entre sa charge (4+) et son rayon ionique (0,60 Å) et à ses propriétés d'acide fort de Lewis, le titane est un élément à même de former des complexes stables avec les ligands importants dans la surface terrestre (-O, -N et -S, notamment) (Deng et Stone, 1996; Vasudevan et Stone, 1996). Le pH auquel la charge de surface de TiO₂ est nulle est de 6,3, ce qui confère à cet oxyde une réactivité importante dans le domaine des pH rencontrés dans les sols. A cause de la structure électronique de cet élément, les complexes formés par le titane ont une composante essentiellement ionique, beaucoup plus importante que la composante de type covalent.

272

Si les propriétés de complexation du titane sont rarement évoquées dans les sols ou les sédiments, il n'en est pas de même dans l'Industrie où l'oxyde TiO₂ est très utilisé comme catalyseur de réactions impliquant la coordination du titane avec un ligand appartenant au réactif mis en contact avec le catalyseur. Les réactions catalysées sont soit des réactions de réduction (par exemple des réactions de déhalogénation de CCl_4 conduisant à CH_3Cl et CH_4 ; le titane est alors utilisé sous sa forme réduite Ti (III); Lewis et al., 1996), soit des réactions d'oxydation (de polluants, par exemple, tels que des chlorophénols; Haarstrick et al., 1996) ou de photooxydation (par exemple de pigments de textiles; Vinodgopal et al., 1996). Dans le cas de ces réactions d'oxydation la forme réactive du titane est la forme oxydée Ti (IV).

A côté de ses propriétés de coordination, le titane est apprécié dans l'Industrie à cause de la grande insolubilité de son oxyde dans les solutions aqueuses.

Les références à des réactions de complexation impliquant le titane dans les milieux naturels sont curieusement relativement rares (Fitzpatrick et Le Roux, 1975; Dumon et Vigneaux, 1979; Dumon, 1983; Skjemstad et al., 1992) car les mécanismes réactionnels susceptibles d'intervenir dans de telles réactions sont bien connus en Chimie générale. En voici deux exemples :

(1) La réduction du chrome, Cr (VI), par des composés organiques (alcanes, alcools, aldéhydes, cétones, composés azotés ou sulfurés) (références dans Deng et Stone, 1996). Cette réduction peut être remarquablement accélérée par la présence de TiO_2 dans le milieu réactionnel, à température ordinaire 25°C. Deng et Stone ont montré que le mécanisme de cette catalyse procède de la complexation du Cr (VI) (sous forme HCrO₄) par la surface de l'oxyde TiO₂. Cette complexation modifie la structure électronique du chrome et rend ce dernier plus accessible aux électrons fournis par l'espèce organique réductrice (l'acide mandélique C₆H₅ CH (OH) COOH, dans l'expérience conduite par ces auteurs).

(2) L'adsorption de composés phénoliques (substitués ou non), ou de composés aromatiques substitués par des groupements aminés (Vasudevan et Stone, 1996).



Ainsi le catéchol et le 2-aminophénol sont-ils énergiquement adsorbés à la surface de TiO_2 . Le fait que le 3- aminophénol ou le 4- aminophénol ne le soient pas indique que le complexe avec le titane se constitue facilement lorsque les deux ligands (oxygène et azote) sont en position ortho- l'un par rapport à l'autre.

Au total, l'existence de tels complexes s'établissant à la température ordinaire entre le titane et des espèces organiques de même nature que celles rencontrées dans les sols (acides organiques et composés phénoliques, notamment) permet de penser que le titane participe très vraisemblablement à des complexes organo-titanifères dans les sols et les sédiments, à la surface terrestre.

Les propriétés de ces espèces sont, curieusement, encore très mal connues.

E. Conclusion

Avec une teneur moyenne en TiO_2 de 4 %, les basaltes de Tahiti sont remarquablement riches en titane, concentré, pour l'essentiel dans deux types de minéraux : augite et titanomagnétite dont les teneurs moyennes en titane sont respectivement de 3,3 et 19,6 %.

Les sols qui en sont issus ont hérité cette richesse en titane, dont on observe une fréquente accumulation dans les horizons supérieurs : horizons A et B des oxydisols, horizon E des podzols.

D'où vient ce titane ? L'accumulation relative des minéraux titanifères résiduels, très résistants à l'altération (titanomagnétite), corrélativement à la dissolution et à l'entraînement des éléments les plus solubles (silice et bases) est notoire.

Mais le titane se trouve aussi, principalement sous la forme d'anatase dans les oxydisols et d'anatase et de rutile dans les podzols, dans des minéraux néoformés au sein des horizons du sol.

Plusieurs indices, comme le développement des particules micrométriques d'anatase et de rutile ou la composition d'argilanes enrichies en anatase, suggèrent l'origine secondaire ou authigène d'une partie au moins des oxydes de titane.

Ces particules titanifères très fines ne peuvent avoir pour origine la seule désintégration de minéraux titanifères résiduels. Il est donc nécessaire que la majeure partie du titane ait été importée au sein des horizons enrichis, à l'issue de transferts latéraux ou verticaux notamment sous l'influence du recyclage biologique des substances minérales. Ce recyclage est analysé dans le chapitre suivant.

III. RÔLE DE LA VÉGÉTATION : ÉTUDE PHYTOGEOCHIMIQUE

Nous avons, en effet, jusqu'ici, négligé le rôle de l'un des plus importants facteurs intervenant dans le transfert des éléments mobilisables dans les sols, celui de la végétation. Celle-ci, par l'intermédiaire des racines, puise dans l'épaisseur du sol les substances minérales, les assimile et les restitue en surface par l'intermédiaire des feuilles et des branchages.

L'horizon AoH du podzol MAU 1 renferme 4,8 % de TiO₂, soit plus de 15% de sa fraction minérale, autant que Al_2O_3 .

La présence du titane en surface du sol au sein de la litière est donc manifeste. Elle confirme l'extraction de Ti par les végétaux à partir de la réserve minérale du sol, au même titre que les autres éléments (Dumon, 1983).

Un moyen irréfutable de confirmer ce processus est de mesurer la teneur en titane dans les plantes croissant au droit de ces sols (Duvigneaud et Denaeyer - de Smet, 1973).

L'absorption des éléments chimiques par les végétaux dépend de l'approvisionnement du sol en éléments minéraux utilisables par la plante et de la spécificité végétale qui règle le comportement de l'espèce à l'égard de l'absorption de l'élément (Jaffré, 1980).

A. Prélèvement et préparation des échantillons.

L'étude a concerné la composition minérale de quatorze plantes différentes prélevées dans les sites étudiés, l'une d'entre elles (*Gleichenia linearis*) étant commune à l'ensemble de ces sites. Les analyses ont concerné à la fois les systèmes racinaires et les parties aériennes des plantes (feuilles et, parfois, tiges, écorces et fruits).

Les prélèvements ont été effectués en janvier-février (saison chaude et pluvieuse). Chacun des échantillons analysés est constitué de prélèvements réalisés sur trois ou quatre plantes de même espèce dispersées dans le site étudié.

En ce qui concerne les feuilles, nous avons négligé les feuilles les plus âgées en voie de jaunissement, de même que les plus récentes.

Les échantillons ont été conditionnés à Tahiti, le jour même du prélèvement. Les racines ont été lavées et brossées sous jet d'eau sous pression, de telle sorte qu'il n'y demeure pas d'éléments contaminants issus du sol. L'ensemble des parties aériennes a été lavé, mais plus modérément, à l'eau courante puis tous les échantillons ont été rincés à l'eau déminéralisée.

Les échantillons ainsi préparés ont été séchés à 80°C dans une étuve ventilée durant au moins 36 heures. Le broyage, jusqu'à réduction en poudre, a été effectué dans un broyeur

électrique à couteaux.

Les analyses ont été réalisées dans les laboratoires de l'Orstom - Ile de France, deux échantillons de référence, de composition bien déterminée, ayant été rajoutés aux séries pour contrôle.

Le titane et le silicium ont été solubilisés, par fusion au métaborate de lithium (Li BO₂). Ca, Mg, K, Na, Mn, Al, Fe et P ont été solubilisés après calcination, par traitement à l'acide fluorhydrique et reprise par l'acide chlorhydrique à 2 %.

Les teneurs des différents éléments ont été ensuite déterminés par spectrométrie d'émission de plasma (I.C.P.)

Note : Les échantillons de plantes prélevés et particulièrement les systèmes racinaires sont inévitablement contaminés par le sol. Pour que leur décontamination soit complète, le lavage doit être effectué sur des plantes fraîchement récoltées. Mais si, malgré tout, la contamination par le sol subsistait, elle peut être discernée en se basant sur l'apparition, à l'analyse, de teneurs anormalement élevées en l'un ou plusieurs des éléments présents à forte concentration dans le sol (Fe, Al, Ti) (Chernay et Robinson, 1983).

Ces auteurs ont pris pour référence, dans leurs études, le titane, considérant que les plantes n'en prélèvent que d'infimes quantités, ce qui est loin d'être le cas ici ! Nous n'avons donc pas utilisé cette référence et avons préféré nous référer au critère que constitue le poids de cendres de calcination des végétaux (Tableau IV.20).

Profil	Végé	Teneur en cendres	
MAU1	Gleichenia	Feuilles	2,2
	Metrosideros	Feuilles	3,7
	Myrsine	Feuilles	5,2
MAU4	Gleichenia	Feuilles	2,2
	Weinmannia	Feuilles	3,5
MAU8	Gleichenia	Feuilles	2,2
	Melinis	Feuilles	4,4
	Melinis	Racines	1,7
	Goyavier	Feuilles	4,8
TAR 17	Digitaria	Feuilles	5,9
	Digitaria	Racines	5,8
	Emilia	Feuilles	10,9
	Tomate	Feuilles	11,6
	Cocotier	Racines	1,5

Tableau IV.20 - Teneur en cendres des végétaux (exprimée en % de matière sèche ; matériel séché à 80°C) Par comparaison avec celui obtenu pour les feuilles de 10 plantes diverses de Nouvelle-Calédonie (9,1 $\% \pm 2$) (Jaffré, 1980), le taux de cendres est faible, sauf pour Emilia et la tomate, particulièrement pour les racines, ce qui nous autorise à considérer comme propres les échantillons soumis à l'analyse.

Il a parfois été préconisé (Guha et Mitchell, 1965) un lavage des feuilles à l'aide d'une solution détergente de Teepol à 0,2 %. Mais ce faisant, il a été constaté une erreur par défaut à l'analyse de 5 éléments : Fe, V, AI, Cr et Ti. Compte tenu de l'éloignement des sites sélectionnés de toute contamination, sinon météorique, il n'a pas été jugé nécessaire de procéder à cette opération complémentaire.

B. Choix des végétaux

A l'exception des secteurs affectés par l'homme, la végétation des planèzes est constituée d'une lande à *Gleichenia linearis*, fougère recouvrant parfaitement le sol.

Elle s'enrichit localement en espèces ligneuses. C'est ainsi qu'on y trouve des pieds isolés de *Metrosideros collina* pouvant atteindre 3 à 4 m de hauteur, de *Dodonea viscosa* (2 à 5 m, ne dépassant pas l'altitude de 1000 m), de *Myrsine* (3 à 6 m), de *Weinmannia parviflora* (plus fréquent sur les hauteurs).

Les variations climatiques intervenant au-dessus de 1000/1100 m, sont la cause principale du développement de certaines espèces ligneuses parmi lesquelles on trouve Styphelia pomarae, Vaccinium cereum, Myrsine et encore Metrosideros qui peut « monter » à plus de 2000 m.

Aux basses altitudes, jusqu'à 500/600 m, on rencontre très fréquemment *Psidium* guajava (le goyavier), arbuste qui possède une considérable puissance de compétition, *Mimosa pudica*, une herbacée épineuse, *Melinis minutiflora* et *Digitaria*, graminées poussant spontanément et *Emilia*, une herbacée adventice très courante.

Tous ces végétaux ont été analysés. Ont en outre été inclus dans cette étude, le cocotier nain, récemment implanté sur le plateau de Taravao, et la tomate dont les tentatives d'implantation posent problème.

C. Le titane dans les plantes prélevées

1. Le titane dans la végétation ligneuse et herbacée de Tahiti

Les plantes ont développé, durant leur évolution et au cours de leur vie, des mécanismes pour s'adapter et pour tolérer de fortes teneurs en métaux. Leurs racines sont, en effet, capables de retenir et d'immobiliser les métaux protégeant ainsi le reste de la plante des concentrations toxiques (Kabata-Pendias, 1986). Cela se vérifie pour le cocotier dont les tiges et les feuilles renferment respectivement 21 et 28 fois moins de titane que les racines, de même que pour *Dodonea viscosa* ou *Mimosa pudica* (20 et 10 fois moins) (Tableaux IV.21 et IV.22).

...

Le fer, bien que plus abondant que le titane, se répartit de façon à peu près similaire entre les racines et les feuilles, les rapports Ti/Fe évoluant pour ces trois plantes entre 0,38 et 0,50 pour les racines et 0,24 et 0,36 pour les feuilles.

La plupart des arbres ne recèlent cependant que peu de titane, aussi bien dans leurs racines que dans leurs feuilles : c'est le cas de *Styphelia*, de *Metrosideros* et, plus particulièrement, de *Vaccinium* où la teneur ne dépasse pas 8 ppm. Une particularité de *Styphelia* et *Vaccinium* est la forte concentration du manganèse, observée à la fois dans les racines et dans le feuillage : 360 et 669 ppm, respectivement, par exemple pour *Styphelia* (Tableau IV.21).

Profil	Végétatio	n	Ca	Mg	K	Na	Р	Si	Al	Fe	Mn	Ti
Alt.	arborescente et arbustive		(ppm)						(ppnı)			
	Styphelia	F	8 300	900	3 200	700	700	280	42	156	669	29
		R	3 000	200	100	100	100	280	25	37	360	11
	Vaccinium	F	7 500	1 100	2 300	100	600	370	60	39	360	8
		R	1 400	300	800	600	300	180	61	43	394	8
MAU1	Metrosideros	F	7 400	4 300	3 200	3 000	•	460	14	47	-	8
(1300 m)		R	14 000	600	1 600	1 600	400	180	85	1680	123	33
	Myrsine	F	10 900	1 700	3 800	5 400	-	600	20	65	-	13
	Sol (0-20 cm)	1 280	1 620	500	2 440	350	5 880	45 530	72 100	190	43 800
MAU4	Weinmannia	F	7 300	2 400	3 100	3 200	-	420	106	124	-	26
(1060m)	Sol (0-30 cm)	640	1 680	240	1 430	500	5 830	106 400	259 000	I 050	42 000
	Dodonea	F	8 000	3 700	9 400	900	1 400	93	36	58	61	12
		<u>R</u>	1 300	900	600		400	46	487	673	484	246
MAU8	Goyavier	Frt	6 700	600	10 100	1 400	800	46	15	52	15	7
(655m)		F	7 700	5 200	6 400	300	-	700	181	253	-	51
		R	4 300	500	1 400	100	600	46	110	131	64	75
	Sol (0-30 cm))	2 000	2 220	80	520	1 170	5 360	128 100	246 400	900	46 200
	Cocotier	F	2 700	3 600	1 800	2 800	1 600	1 071	36	69	102	17
		Т	5 800	1 000	800	12 900	3 900	420	28	39	28	13
TAR17		E	400	600	400	3 200	300	420	44	133	13	50
(65m)		R	1 100	1 400	600	1 400	800	1 490	181	833	7	363
	Sol (0-30 cm))	8 140	13 800	250	1 400	8 640	4 660	36 000	400 400	3 000	113 400

F = Feuilles; T = Tiges; R = Racines; E = Écorce; Frt = Fruit.

Tableau IV.21 : Composition chimique d'espèces arborescentes et arbustives et des sols sous-jacents (en p.p.m. de matière sèche).

Profil	Végétation :	:	Ca	Mg	K	Na	Р	Si	Al	Fe	Mn	Ti
Alt.	Graminées e autres Herbacé	t Ses		(ppm)					(ppm)			
	Graminée	F	2 900	400	8 300	100	-	3 448	10	1 970	-	399
MAU8	(Mélinis)	Т	600	1 300	3 400	100	600	235	245	376	171	49
(655m)		R	300	300	1 200	400	100	140	860	<u>2 6</u> 24	57	554
	Sol		2 000	2 2 2 2 0	80	520	1 170	5 360	45 530	72 100	190	43 800
	(0-30 cm)											
	Graminée	F	2 700	2 600	4 900	100	2 700	2 560	2,8	32	33	23
	(Digitaria)	P	3 800	2 500	3 200	200	2 200	7 030	12,9	51	62	12
		R	1 400	1 300	7 300	300	1 300	1 680	245	1 372	15	314
	Herbacée	F	7 300	2 200	6 100	. 100	4 300	46	23,6	127	93	40
TAR17	(Mimosa)	R	1 300	1 700	1 700	600	1 500	93	138	1 259	10	417
(65m)	Herbacée	F	17 200	10 300	7 200	9 200	7 000	420	176	970	149	511
	(Emilia)											
	Sol		8 140	13 800	250	1 400	8 640	4 660	36 000	400 400	3 000	113 400
	(0-30 cm)											

F = Feuilles; T = Tiges; R = Racines; P = Panicules.

Tableau IV.22 : Composition chimique de plantes herbacées et des sols correspondants. (en p.p.m. de matière sèche)

Les racines ne semblent toutefois pas toujours à même de jouer ce rôle protecteur vis-àvis du reste de la plante. Cela est le cas pour *Melinis minutiflora*, graminée dont les feuilles renferment presque autant de titane que les racines, respectivement 400 et 554 ppm (1,5 et 8 % de la fraction minérale de la matière sèche), sans que cela paraisse nuire à la bonne croissance de la plante. Le rendement de *Melinis* étant évalué à 36 tonnes de matière sèche à l'hectare, sachant que la teneur moyenne en titane des feuilles et des tiges de *Melinis* est d'environ 225 ppm on peut évaluer à environ 8 kg par hectare la masse de titane prélevée, par an, par cette espèce.

La réponse des graminées à la richesse du sol en titane peut varier. C'est ainsi que Digitaria, bien que croissant sur un sol plus riche en titane que celui portant Melinis, en accumule moins que celui-ci dans ses racines (314 ppm) et surtout dans ses parties aériennes (23 ppm dans les feuilles), ce qui est très peu. Il en est de même pour le fer et l'aluminium.

Cas de la tomate

Les rendements des plantations de tomates, réalisées sur les oxydisols très riches en titane du bas plateau de Taravao sont extrêmement faibles. Les plantes croissent et fructifient normalement mais la couleur verte du feuillage demeure un peu pâle et les fruits deviennent déliquescents et tombent avant leur maturité.

Leur examen par un phytopathologiste n'a révélé aucune trace de parasitose, pas plus que de maladie virale ou bactérienne. Sans doute, faut-il alors y voir une maladie d'ordre physiologique dûe soit à une carence en certains éléments minéraux, soit à un excès en tels autres, en l'occurrence ici de titane, pouvant entraîner une toxicité. La plante paraît en effet mal adaptée à ce milieu riche en titane. Les racines en absorbent d'importantes quantités mais ne le retiennent que partiellement, une partie importante migrant vers les feuilles et les fruits qui en recèlent respectivement 217 et 108 ppm (Tableau IV.23).

Sans doute le seuil de toxicité, obtenu en vaporisant sur la plante une solution à 5 ppm de titane qui apporte au sol environ 15 grammes de titane à l'hectare (Pais et al., 1969) est-il ici largement dépassé.

	Ca	Mg	К	Na	Р	SiO ₂	AI	Fe	Mn	 Ti	<u>Ti</u>
			PI	pm				(pr	om)		Fe
Fruits Feuilles	1 400 16 900	1 800 5 000	37 900 33 600	500 900	5 300 4 800	<46 186	44	386 575	15 34	108 217	0,32 0,44
Racines	6 000	3 100	33 700	1 200	3 700	186	306	2130	26	382	0,21
Oxydisol TAR17 (0-30 cm)	8 140	13 800	250	1 400	8 640	4 660	36 000	400 400	3 000	113 400	0,32

Tableau IV.23 : Composition chimique des plants de tomate et des sols qui les portent (en p.p.m. de matière sèche)

2. L'importance du titane dans la nutrition des plantes : Revue bibliographique

L'étude de nombreuses publications traitant du rôle des éléments métalliques en Biochimie et en Physiologie a conduit Pais et al. (1979) au constat qu'aucune n'accorde au titane un rôle biologique important.

Cependant, Traetta-Mosca (cité par Pais et al.) souligne, dès 1913, le rôle important du titane dans la synthèse chlorophyllienne, ce que confirment plus tard Imman et al. (1935), Pais et al. (1969) et Ram et al. (1983), après des études menées sur le pois et la betterave sucrière.

Anderson (1951) suggère que le titane peut jouer un rôle dans la fixation de l'azote par les légumineuses. Cela a été observé antérieurement par Konishi et Tsuge (1936) qui signalent que le titanate de potassium et le sulfate de titane favorisent une croissance précoce et abondante des nodules racinaires de la luzerne, où s'accumule d'ailleurs le titane.

Le titane peut aussi stimuler le processus de dénitrification, favorisant le turn-over de l'azote et entraînant un effet favorable sur la quantité et la qualité des rendements de soja (Wakamoto et Tsukamoto, cités par Pais et al., 1979).

Que celui-ci soit appliqué comme fertilisant dans le sol ou en pulvérisation sur les feuilles, l'effet bénéfique du titane sur la croissance des plantes semble établi (Pais et al., 1969; Ram et al., 1983).

280

Cependant, des seuils de toxicité risquant d'apparaître, il est important de définir avec précision la quantité de cet élément nécessaire à la stimulation de la croissance.

C'est ainsi qu'une solution à 24 mg/l de chlorure de titane (TiCl₃) est bénéfique au haricot (Nautsch-Laufer, 1974) tandis qu'à 30 mg/l elle fait décroître les rendements du navet (Kusaka et al., 1971). D'autres espèces sont beaucoup plus sensibles : moins de 4 ppm suffisent pour le choux (Hara et al., 1976), 1 ppm pour la tomate (Pais et al., 1969).

L'utilisation d'une solution aqueuse à 1 ppm de titane en 3 vaporisations entraîne, aussi bien sur le pommier que sur la vigne, un gain de glucose et de chlorophylle de près de 30 % par rapport au témoin non traité (Pais et al., 1979).

Une étude des cendres des feuilles de ces végétaux ayant reçu ce traitement indique que la teneur en titane y a été quadruplée, parallèlement à un important accroissement des autres microéléments tels que Zn, Mn, Cu, Ni, Co, Cr. Cela est expliqué par le fait que le titane peut provoquer un accroissement de la photosynthèse, ce qui stimule l'activité enzymatique et, de ce fait, le prélèvement d'ions par la plante (Pais et al., 1969).

Ces résultats sont confirmés par le succès d'une pratique destinée à accroître la production de betterave sucrière en Hongrie (Pais et al., 1977). Les plantes sont aspergées par la même solution aqueuse à 1 ppm de Ti que celle utilisée dans les expérimentations précédentes. Elles reçoivent au total 3 grammes de titane à l'hectare. Il s'en suit une forte augmentation de la teneur en chlorophylle et un accroissement de plus de 20 % du poids des tubercules.

Des résultats similaires sont obtenus pour le maïs, toujours à travers des traitements foliaires. Les solutions apportant 1 gramme et 5 grammes de titane à l'hectare entraînent respectivement un gain de production de 21 et 31 %.

Il est plus rare de voir affirmer l'effet totalement négatif du titane sur la croissance des plantes. Hara et al. (1976) indiquent que la présence de cet élément, même en très faible quantité, provoque le ralentissement de la croissance par un effet de toxicité.

3. Relations entre le titane du sol et de la plante

Malgré l'existence de nombreux travaux relatifs à l'accumulation du titane par les plantes, rares sont les investigations corrélant les concentrations dans la plante et dans le sol qui la porte (Dumon, 1988).

Tonkonozhenko et Khlyapina (1974) ont montré qu'en ce qui concerne tant les racines que les jeunes pousses ou les feuilles de *Medicago sativa*, il n'y avait pas de corrélation entre leur teneur en titane et celle du sol et ceci en plusieurs sites différents du nord Caucase, en Russie. A Tahiti, la fougère *Gleichenia linearis* a été prélevée sur des sols qui, depuis les podzols d'altitude jusqu'aux oxydisols des basses planèzes, présentent des variations de leur pH et leur teneur en titane, reportées dans le tableau IV.24 :

Profil	Sol	Altitude	Sol (I	<i>horizons 0-3</i> Ti (ppm)	<i>Gleic</i> Ti (p	<i>henia</i> opm)	
			pН	total	Feuilles	Racines	
MAU1 MAU4 MAU8 TAR17	Podzol Oxydisol Oxydisol Oxydisol	1300 m 1060 m 655 m 65 m	3,9 5,4 5,9 5,0	36 000 42 000 46 200 113 400	6 120 ⁽¹⁾ 3 360 ⁽¹⁾ 2 700 ⁽¹⁾ 2 160 ⁽²⁾	6 9 10 42	116 384 222 239

⁽¹⁾ Extrait au pyrophosphate de sodium (Tipy > Tiox)

⁽²⁾ Extrait à l'oxalate d'animonium (Tiox. > Tipy.)

Tableau IV.24 : Le titane dans Gleichenia linearis et les sols correspondants.

C'est sur le sol le plus acide (horizons AoF, AoH et E du podzol, explorés par les racines) que la fougère accumule le moins de titane, aussi bien dans ses racines que dans ses feuilles.

On peut noter une certaine corrélation entre les teneurs en titane des sols et des feuilles lesquelles sont nettement plus enrichies sur les sols les plus titanifères. Cependant, comme d'autres éléments peu mobiles, le titane est préférentiellement accumulé dans les racines et y demeure, de très faibles quantités migrant jusqu'aux feuilles (Dumon, 1983; Hara et al., 1976). Mais l'on n'observe pas de corrélation entre les teneurs en titane des racines et du sol.

Cette absence de corrélation témoigne d'une absorption sélective du titane par les plantes. Si cette absorption n'était contrôlée que par la solubilité du titane dans le sol, elle devrait apparaître à peu près constante dans toute la gamme de pH (3,5 à 6,5) des sols de Tahiti. La figure IV.12 montre, en effet, que la solubilité du titane intrinsèquement très faible (# 1,5 ppm), dans les solutions aqueuses, est quasi constante pour des pH variant de 3 à 8.

Par contre Ernst (1985) cité par Dumon (1988) montre l'effet de l'acidité du sol sur la solubilité du titane, puis son absorption par certaines plantes : dans les feuilles de *Rumex acetosella* par exemple, elle peut passer de 4,8 à 207 ppm selon que le pH des sols, identiques quant à leur teneur en titane total, est de 4,9 ou 3,1.

Nos résultats impliquent donc que l'absorption du titane est sélective et résulte de processus physiologiques propres à la plante.

282

En l'absence des ligands \vec{F} , \vec{Cl} et SO_4 , reconnus comme actifs dans la complexation du titane (Baes et Mesmer, 1976) l'on pense à des ligands organiques. La présence de Ti dans les extraits au pyrophosphate a été prise en compte pour suggérer l'existence de complexes Ti-M.O dans les oxisols (Fitzpatrick et Le Roux, 1975) ou les horizons A1 des podzols australiens (Skjemstad, 1992). Ce dernier auteur souligne en outre qu'une évolution parallèle de Ti pyro. et de C pyro., dans les horizons B de ces podzols, confirme la vraisemblance de la présence de complexes Ti-M.O dans ces horizons.

Cela ne semble toutefois pas être le cas à Tahiti où l'horizon placique ne renferme que moins de 0,1 % de Ti pyro. Mais ces complexes sont par contre vraisemblablement présents au sein de l'horizon E subactuel riche de 1,7 % de Ti pyro (soit 10,2 % du titane total) et de 3,2 % de C pyro.

D. Conclusion

Il ressort de cette étude phytogéochimique que le titane est omniprésent dans les végétaux croissant dans les oxydisols et les podzols de Tahiti et que sa répartition est variable en fonction des espèces et des organes considérés.

Le prélèvement du titane par la végétation arborée et arbustive est, dans l'ensemble, plus faible que le prélèvement par les herbacées et l'on observe généralement une localisation préférentielle de cet élément au niveau des racines.

Cependant, si le titane est relativement mal représenté dans les parties aériennes des arbres et des arbustes (de 8 à 29 ppm de matière sèche), le feuillage de certaines herbacées (Melinis, Emilia, tomate) en renferme des quantités très importantes pouvant dépasser 500 ppm de matière sèche. Ceci confirme les observations de Dumon (1983) qui soulignent la liaison préférentielle de Ti aux parties chlorophylliennes des végétaux.

Comparativement aux teneurs généralement observées, même les plus faibles parmi celles enregistrées à Tahiti paraissent élevées. Le prélèvement de Ti par les plantes est en effet, d'une manière générale, très faible : moins de 1 ppm de la matière sèche pour des feuillus croissant sur des podzols écossais (Berrows et al., 1978) et 1 ppm de la matière sèche, en moyenne, pour tout un ensemble de plantes maraîchères, dont la tomate, cultivées sur des sols volcaniques de Nouvelle-Zélande (Healy, 1961). Rappelons à cet effet que la teneur en titane des feuilles de tomate, croissant dans les oxydisols de Tahiti, atteint 217 ppm de la matière sèche.

Ces analyses indiquent que le titane, présent en abondance dans les sols de Tahiti, est susceptible de migrer dans les tissus végétaux. Il faut pour cela qu'il soit solubilisé. Compte tenu de la très faible solubilité intrinsèque du titane, sa mise à la disposition des racines ne peut se faire, pour l'essentiel, que par le biais de complexes organo-métalliques. C'est l'existence de tels complexes qui permet le transfert et l'absorption, de la plupart des éléments métalliques (dont le titane) dans le règne végétal en protégeant le métal de l'insolubilisation (Juste et al., 1985).

Ce rôle peut aussi revenir aux exsudats racinaires qui, comme les acides organiques en provenance des litières, présentent aussi des propriétés complexantes et de transfert d'éléments métalliques dans la zone rhizosphérique (Guckert et al., 1985).

Au total, le titane, qui a, pendant longtemps, été considéré comme un élément inerte au cours de la pédogénèse et qui a, de ce fait, servi de référence dans l'appréciation de la mobilité d'autres constituants chimiques, s'avère être, en réalité, doué d'une certaine mobilité.

Le titane des horizons organiques de surface y est incontestablement rapporté par les remontées biologiques. La minéralisation ultérieure des substances organiques provoque la libération du titane en même temps qu'elle génère des acides organiques susceptibles de provoquer, en le complexant, la lixiviation d'une partie de ce titane (Dumon, 1983), le reste étant susceptible de migrer librement sous la forme Ti(OH)₄ (§ II.D).

Cependant, la stabilité des complexes organo-titanifères est faible (Skejemstad et al., 1992) de sorte que peut produire, à faible distance de la surface, une concentration de titane aboutissant à la genèse de minéraux titanifères authigènes : anatase ou anatase et rutile.

Conclusions générales

L'île de Tahiti, située au milieu de l'Océan Pacifique Sud est une île volcanique jeune, au relief vigoureux, façonné par une érosion intense, dans une ambiance tropicale humide. Le modelé ayant résulté de son érosion se présente, pour l'essentiel, sous la forme d'une suite de pentes réglées, généralement très accentuées. Sur la frange périphérique de l'île subsistent cependant des planèzes, vestiges encore épargnés des surfaces des coulées basaltiques.

Les sols étudiés dans ce mémoire sont localisés sur deux de ces planèzes sises, l'une dans la partie ouest de l'île, la seconde dans la partie ouest de la presqu'île.

Ils sont issus d'une roche-mère basaltique renfermant des teneurs inhabituellement élevées en titane, voisines de 4 %. La teneur en titane des laves s'inscrit dans le schéma d'évolution pétrologique des volcans de l'Archipel de la Société : on y observe une croissance des teneurs en titane dans les basaltes, de Maupiti (Figure I.1) (2,6 %), île la plus éloignée du point chaud, à l'île de Mehetia (5 %), point chaud actuellement actif, Tahiti se trouvant entre les deux, à 110 km de Mehetia.

Les basses planèzes sont le domaine des oxydisols. Aux altitudes supérieures à 900/ 1000 m, plusieurs périodes de rafraîchissement climatique ont favorisé l'accumulation, en surface, de matière organique et l'apparition de la podzolisation.

Des oxydisols ferro-titaniques.

Les oxydisols ferro-titaniques sont, sans conteste, aux côtés des podzols, les plus originaux des sols polynésiens. Leur pérennité est assurée parce qu'ils sont protégés de l'érosion grâce à la pente modérée de leur surface et à leur forte perméabilité. Ces deux facteurs favorisent l'infiltration des eaux météoriques.

La genèse des oxydisols passe par une désalcalinisation et une désilicafication quasi totale des matériaux originels. Cette dernière est facilitée par l'absence de quartz dans la rochemère, par le climat chaud et humide et par l'intensité des précipitations qui provoquent une rapide et forte lixiviation des profils. Cela se traduit par une forte concentration relative des éléments les plus insolubles dans les eaux naturelles (fer, titane, aluminium). Les oxydisols constituent le stade d'évolution le plus avancé des sols formés dans des conditions tropicales humides, en milieu bien drainé, sur des roches silicatées dépourvues de quartz. Ces sols, dépourvus de minéraux argileux, forment un pôle extrême du processus de ferrallitisation, caractéristique qui conditionne l'ensemble de leurs propriétés.

Ils possèdent une forte stabilité structurale qui, associée à une porosité élevée (75 à 80 % occupée aux 2/3 par l'air, même aux pF les plus faibles), leur confère des caractéristiques hydriques les rapprochant des sols à texture grossière.

Ces sols, pour lesquels Δ pH (pH KCl - pH H₂O) est proche de 0, sont caractérisés par des surfaces peu chargées, soit positivement (à la surface des hydroxydes de fer), soit négativement.

Ce sont des sols quasi-oxydiques exceptionnellement riches en titane dont la teneur peut atteindre 20 % de TiO₂. Cet élément apparaît sous une variété de formes incluant des minéraux primaires résiduels, des minéraux secondaires, produits de l'altération des minéraux primaires et des minéraux authigènes néoformés.

La titanomagnétite s'avère être la plus importante source de titane des oxydisols. Elle en renferme 20 % (TiO₂) en moyenne, tandis que des lamelles d'exsolution intra-cristallines renferment 35 % de TiO₂ et le coeur de certains cristaux, vraisemblablement néoformés, jusqu'à 60 %.

Les minéraux titanifères existent dans toutes les fractions granulométriques du sol. Les fractions fines $< 2 \mu m$ et 2-20 μm des horizons supérieurs des oxydisols, essentiellement ferrugineuses (50 à 60 % de Fe₂O₃), renferment de 25 à 30 % de TiO₂ essentiellement sous la forme d'anatase ainsi que de fortes teneurs en phosphore, voisines de 5 % en surface.

L'étude de la concentration du titane dans les différents horizons des oxydisols nous a conduit à reconnaître l'importance du recyclage du titane par la végétation et de la complexation par des agents organiques au sein du sol.

Des podzols d'un type nouveau.

Les podzols apparaissent dans des conditions stationnelles particulières, au-dessus de 1000 m, sous une température moyenne annuelle actuelle de 18°C et sous une pluviosité annuelle actuelle de 3200 mm. La couverture végétale est une lande à *Gleichenia* (fougère haute et dense), parsemée d'arbustes.

Nous les avons observés dans la partie amont de la climotoposéquence du Mont Marau dont la morphologie est, à ce niveau, complexe, les coulées basaltiques ayant été ennoyées sous un matériau pyroclastique qui a fossilisé des podzols datés d'environ 20.000 ans B.P., et dans lequel se sont développés un podzol subactuel puis, plus récemment, l'ébauche d'un nouveau podzol (horizon placique FEmp1). L'horizon E du podzol subactuel est tout à fait original, sa teinte claire n'étant pas due, comme dans les podzols classiques, à une concentration de sable quartzeux, absent des basaltes, mais à de fortes concentrations de gibbsite associée à de l'anatase, à du rutile et à des phlobaphènes (produits d'excrétion vraisemblablement d'origine racinaire).

• La gibbsite dans l'horizon E, origine et signification.

La gibbsite constitue 50 % de la fraction minérale de l'horizon E, sa teneur décroissant avec la finesse des particules.

Elle a une double origine : primaire et secondaire.

La majeure partie de l'aluminium est héritée directement de la roche-mère. Cet élément s'est concentré dans les vacuoles du matériau pyroclastique, au sein de gibbsite, avant que celle-ci soit libérée par un processus d'arénisation ayant précédé la podzolisation.

Une partie y a été apportée après avoir transité par le couvert végétal : l'activité microbienne minéralisant la litière libère ainsi Al dans la solution du sol et, contrairement à ce que l'on observe dans les podzols actifs, les complexes organo-Al formés sont rapidement immobilisés dans l'horizon E comme le montrent les observations micromorphologiques. La gibbsite, qui est normalement instable en milieu complexant (Righi et al., 1982), s'accumule ainsi en continu dans l'horizon E du podzol. C'est là un fait indiquant que le processus de podzolisation n'est plus fonctionnel.

• Fonctionnement actuel des sols.

Cette conclusion a été obtenue à l'issue d'une expérimentation.

Afin, en effet, de caractériser le fonctionnement biogéochimique actuel des sols de la toposéquence du Mont Marau et en particulier du podzol, des minéraux-tests (vermiculite à forte capacité d'échange) y ont été implantés durant 3 années et demie. Il ressort de cette expérimentation in situ que le sol à morphologie de podzol ne fonctionne plus en tant que tel. Le milieu acide est aujourd'hui trop faiblement complexant pour maintenir un processus actif de podzolisation.

Ce podzol subactuel, daté d'environ 1200 ans B.P., s'est, peut-être formé soit sous l'influence d'une couverture végétale différente de l'actuelle (la découverte de phlobaphènes, dans l'horizon E, attribuables à des Ericacées révélées par l'analyse palynologique, le suggère) soit, plus vraisemblablement, sous un climat plus frais que l'actuel.

• Apparition d'un horizon placique récent : sa signification.

Si l'on considère la présence de carbone comme critère déterminant, la couverture pédologique du Mont Marau possède non pas un, mais quatre horizons placiques dont deux appartiennent au podzol ancien fossilisé (FEmp et FEmp fo, figures III.2 et III.9).

Leur formation implique un processus d'éluviation et d'illuviation de fer et, à moindre degré, d'aluminium et de titane. Et le mécanisme le plus largement accepté pour la migration des matériaux amorphes dans la genèse des horizons placiques est la complexation des métaux par des composés organiques. Les mécanisme de genèse de tels horizons supposent qu'il existe, ou qu'il a existé, au sommet de l'horizon E, un niveau d'insolubilisation matérialisé par l'apparition d'un horizon placique (FEmp 1), empreinte d'une nouvelle phase podzolisante. Elle pourrait correspondre au Petit Âge Glaciaire (200-400 B.P.) et le réchauffement observé depuis 200 B.P. aurait eu pour effet de stopper l'évolution naissante d'un nouveau podzol.

• Des podzols en équilibre fragile.

Au total, il s'avère que se sont succédées, sur les hauteurs de Tahiti, plusieurs phases de podzolisation, en relation directe avec des périodes de refroidissement climatique (entraînant elles-mêmes des changements de végétation).

- Le podzol fossile (FEmp 4) correspond sans doute à la plus grande période de refroidissement du Quaternaire Présent, la dernière période froide du Würm.

- Le podzol subactuel (FEmp 2) pourrait correspondre à une petite période froide précédant le Petit Âge Glaciaire (et à l'influence d'Ericacées).

- La phase podzolisante la plus récente, à l'origine de la genèse du dernier horizon placique (FEmp 1), correspondrait, quant à elle, vraisemblablement au Petit Âge Glaciaire.

Le milieu, globalement ferrallitisant au cours, et depuis le Quaternaire Récent, semble, de ce fait, être en équilibre fragile, de faibles variations de températures étant susceptibles de déclencher les processus de podzolisation.

• Des podzols différents des autres podzols tropicaux.

Quoi qu'il en soit, il ressort de cette étude que les roches cristallines acides, les roches gréseuses ou sableuses n'ont pas le monopole de la podzolisation. Celle-ci peut, ainsi que nous l'avons vu, également affecter, sous les tropiques, des matériaux totalement dépourvus de quartz. Zébrowski (1975) a également décrit, à la Réunion, des podzols d'altitude issus de cendres volcaniques qui, cependant, diffèrent de ceux de Tahiti : l'horizon E est encore siliceux, mais constitué de particules d'opale d'origine végétale (phytolithes).
Les podzols tropicaux sont assez fréquents de par le monde, comme dans le Nord du Brésil (Dubroeucq et Blancaneaux, 1987; Lucas, 1989), en Guyane (Turenne, 1977) où ils dérivent de sols ferrallitiques riches en argile et qui sont déstabilisés à leur profit, comme aussi au Congo (Schwartz, 1988) où ils se développent dans d'épaisses formations sableuses.

Les podzols de Tahiti s'opposent à tous ces podzols tropicaux en ce que leur horizon E est gibbsitique et non quartzeux. Ces sols constituent le terme extrême d'une série de podzols tropicaux différents par la nature de leur horizon E : podzols quartzeux, podzols quartzeux à gibbsite secondaire et, ici, podzols à gibbsite primaire et secondaire, exclusive de quartz et accompagnée d'anatase et de rutile.

La découverte de ces podzols, et l'analyse de leur genèse, ont des implications dans le domaine de la Paléoclimatologie. En effet, mise à part la période centrée autour de 20.000 ans B.P., bien reconnue comme une période froide à l'échelle globale, l'on dispose de fort peu, sinon d'aucun document attestant de variations climatiques dans l'Océan Pacifique tropical méridional (400 à 100 ans B.P.). La découverte de ces récurrences podzolisantes, au cours du Pléistocène Supérieur et de l'Holocène, dans un environnement essentiellement océanique, constitue un apport d'un style nouveau dans la Paléoclimatologie.

D'importantes concentrations superficielles de titane.

Les sols de Tahiti ont hérité la richesse des roches-mères basaltiques en titane. Cet élément s'accumule préférentiellement dans les horizons supérieurs, horizons A et B des oxydisols, horizon E des podzols.

Il y a, de toute évidence, tout au moins dans les oxydisols, une accumulation relative des minéraux titanifères résiduels très résistants à l'altération (titanomagnétite). Cependant, l'essentiel du titane apparaît sous la forme d'anatase dans les oxydisols, d'anatase et de rutile dans les podzols. Ces deux minéraux apparaissent comme néoformés dans les sols de Tahiti.

Le titane dont sont issus ces oxydes provient de transferts verticaux sous l'influence du recyclage biologique. L'origine authigène de ces minéraux est, en effet, suggérée par le grand développement des particules micrométriques d'anatase et de rutile et la richesse d'argilanes en anatase.

Les plantes et notamment certaines graminées croissant dans les oxydisols et les podzols peuvent absorber, par leurs racines, des quantités relativement importantes de titane, avec des effets généralement bénéfiques.

Restitué à la litière il est, lors de la minéralisation de celle-ci, réinjecté dans la solution du sol où, associé à des composés organiques il ne peut migrer que peu profondément, Ainsi, comme le souligne Dumon (1983) si l'accumulation passive de Ti est indéniable, l'intervention de processus actif doit être simultanément prise en compte.

Les oxydes de titane ont longtemps été considérés comme des matériaux inaltérables et inertes au cours de la pédogenèse. Ils ont, de ce fait, servi de référence dans l'appréciation de la mobilité des autres constituants chimiques. Il s'avère maintenant que Ti n'est pas un bon indicateur pour l'étude des bilans à l'intérieur des sols où il est sujet à une mobilisation dans toutes les fractions granulométriques.

Références bibliographiques

- AFES, 1992 Référentiel Pédologique. INRA éditions, Paris, 222 p.
- AKIMOTO (S.) et KATSURA (T.), 1959 Magneto-chemical study of the generalized titanomagnetite in volcanic rocks. J. Geomagnetism and Geoelectricity, 10: 69-90.
- ANAND (R.R.) et GILKES (R.J.), 1984 Mineralogical and chemical properties of weathered magnetite grains from lateritic saprolite. J. of Soil Sci., 35 : 559-567.
- ANDERSON (A.J.), 1951 The influence of plant nutrients on symbiotic nitrogen fixation. Proc. Spec. Conf. Plant and Anim. Nutr. : 190-199.
- ANDREUX (F.), 1982 Genesis and properties of humic molecules. In : « Pedology, Constituants and Properties of Soils ». Academic Press, New-York, p. 109-139
- ANDREUX (F.), DUPUIS (T.), GUILLET (B.) et JAMBU (P.), 1984 Constituants organiques et interactions organo-minérales dans les sols. Livre Jubilaire du cinquantenaire AFES, Paris : 241-251.
- AUBERT (G.) et PINTA (M.), 1971 Les éléments-traces dans les sols. Travaux et Documents de l'ORSTOM, n° 11, ORSTOM, Paris, 103 p.
- AUROUSSEAU (P.), BOURRIE (G.) et CURMI (P.), 1987 Organisation minéralogique et dynamique de l'aluminium dans les sols acides et podzoliques en climat tempéré et océanique (Massif Armoricain, France). Dans "Podzols et podzolisation", AFES-INRA, Paris, p. 85-105.
- BABEL (V.), 1975 Micromorphology of soil organic matter. In : « Soil Components », vol. I : Organic components. Ed. by John E. Gieseking. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, p. 369-473.
- BAES (C.F.) et MESMER (R.E.), 1976 The hydrolysis of cations. John Wiley and Sons, New-York, 489 p.
- BAIN (D.C.), 1976 A titanium rich soil clay. J. Soil Sci., 27 : 68-70.
- BAKER (G.), 1962 Detrital heavy minerals in natural accumulates. Australas. Int. Min. Metall. Monogr., sér. 1, Melbourne.
- BARD (E.), HAMELIN (B.), ARNOLD (M.), MONTAGGIONI (L.), CABIOCH (G.), FAURE (G.) et ROUGERIE (F.), 1996 - Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global melt water discharge. Nature, 382, : 241-244.
- BARIL (R.) et BITTON (G.), 1969 Teneurs élevées de fer libre et identification taxonomique de certains sols du Québec contenant de la magnétite. Can. J. of Soil Sci., vol. 49, n° 1 : 2-9.

- BARTOLI (F.), JEANROY (E.) et VEDY (J.C.), 1981 Transfert et redistribution du silicium, de l'aluminium et du fer dans les podzols : rôle des composés organiques et des supports minéraux. Colloques Int. du CNRS, n° 303 : 281-289. CNRS Centre de Pédologie Biologique, Vandoeuvre les Nancy.
- BASCOMB (C.L.), 1968 Distribution of pyrophosphate extractable iron and organic carbon in soils of various groups. J. Soil Sci., 19: 251-268.
- BASTA (E.Z.), 1959 Some mineralogical relationships in the system Fe₂O₃-Fe₃O₄ and the composition of titano-magnetite. Econ. Geol., 54 : 698-728.
- BATES (T.F.), 1960 Halloysite and gibbsite formation in Hawaï. Clays and Clay Miner., 8 : 315-328.
- BECKER (M.), BROUSSE (R.), GUILLE (G.) et BELLON (H.), 1974 Phase d'érosion, comblement de la vallée de la Papenoo et volcanisme sub-récent à Tahiti en relation avec l'évolution des Iles de la Société (Pacifique Sud). Marine Geology, 16 : 71-77.
- BERGER (A.), 1992 Le climat de la terre, un passé pour quel avenir. De Boeck Université, 479 p.
- BERGER (E.), 1981 Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes hôtes en contexte océanique (Pacifique Central) et Continental (Massif Central français). Thèse de doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud (Orsay) : 470 p.
- BERROW (M.L.), WILSON (M.J.) and REAVES (G.A.), 1978 Origin of extractable titanium and vanadium in the A horizons of scottish podzols. Geoderma, 21: 89-103.
- BERTHELIN (J.), SADIO (S.), GUILLET (B.) et ROUILLER (J.), 1983 Altération expérimentale in-situ de minéraux argileux di et tri-octaédriques dans un podzol et un sol brun acide. In : Pétrologie et altération des sols. Colloque Int. du CNRS, Sciences géologiques, mémoire 71 : 13-23.
- BEUS (A.A.), 1971 Titanium distribution in the lithosphere. Chem. Geol., 8 : 247-275.
- BLANCHARD (F.), 1978 Pétrographie et géochimie de l'île de Moorea. Thèse 3e cycle. Université de Paris-Sud (Orsay), 156 p.
- BOIVIN (P.), 1982 Interactions entre magma basaltique et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Deves (M.C.F.) et du volcanisme de la région de Carthagène (Espagne). Thèse de doctorat d'Etat, Université de Clermont-Ferrand, 344 p.
- BOUTAULT (G.), 1985 Tahiti (P.F., Archipel de la Société) : volcanologie, pétrographie et géochimie du secteur cotier Nord-Est. Thèse de 3e cycle, Université de Paris-Sud (Orsay), 262 p.
- BOYER (J.), 1978 Le calcium et le magnésium dans les sols des régions tropicales humides et sub-humides. Initiations-Documentations Techniques n° 35. ORSTOM, Paris, 173 p.
- BRETHES (A.), 1971 Etude d'une méthode de fractionnement des particules inférieures à 2 microns. Rapport DEA inédit.
- BROUSSE (R.), 1969 Compte-rendu de la mission Muséum VI C.E.A.-S.M.C.B., Papeete, Tahiti, 57 p.

- BROUSSE (R.), 1986 Géologie des Iles Hautes. Dans « Encyclopédie de la Polynésie Française ». 1 : Les Iles Océaniques. Christian Gleizal édit., : 45-56.
- BROWN (G.), NEWMAN (A.C.D.), RAYNER (J.H.) et WEIR (A.J.), 1978 The structures and chemistry of soil clay particles. In : "The Chemistry of Soil Constituents". John Wiley and Sons Ltd., Chichester, U.K.
- BRUCKERT (S.), 1966 Répartition des acides hydrosolubles dans quelques profils de sols forestiers. C.R. Acad. Sci. Paris, 263, série D : 1572-1575.
- BRUCKERT (S.), 1970 Influence des composés organiques solubles sur la pédogenèse en milieu acide. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy, 72 p.
- BRUCKERT (S.) et METCHE (M.), 1972 Dynamique du fer et de l'aluminium en milieu podzolique : caractérisation des complexes organo-métalliques des horizons spodiques. Bull. ENSAIA, 14 : 263-275.
- BRUNELOT (G.), ADRIAN (P.), ROUILLER (J.), GUILLET (B.) et ANDREUX (F.), 1989 -Determination of acid groups of organic compounds extracted from soil using automated potentiometric titration. Chemosphere, 19: 1413-1419.
- BUDDEMEIR (R.W.), MARAGOS (J.E.) et KNUTSON (D.W.), 1974 Radiographic studies of reef coral exosqueletons : rate and patterns of coral growth. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 14 : 179-200.
- BUOL (S.W.) et ESWARAN (H.), 1978 Micromorphology of oxisols. In : Proc. 5th working meeting Soil Micromorphology. Granada, Spain : 325-348.
- BUURMAN (P.), 1985 Carbon-Sesquioxydes ratio in organic complexes and the transition albicspodic horizon. J. Soil Sci., 36 : 255-260.
- CABRERA (P.), MADRID (J.) et ARAMBARRI (P. de), 1977 Adsorption of phosphate by various oxides. Theoretical treatment of the adsorption envelope. J. Soil Sci., 28 : 306-313.
- CAILLERE (S.) et HENIN (S.), 1963 Minéralogie des argiles. Masson et Cie Editeurs, Paris, 355 p.
- CAMPBELL (A.S.), 1973 Anatase and rutile determination in soil clays. Clay Miner., 10: 57-58
- CAMPBELL (A.S.) et SCHWERTMAN (U.), 1984 Iron oxyde mineralogy of placic horizons. J. of Soil Sci., 35 : 569-582.
- CARROLL (D.) et WOOF (M.), 1951 Laterite developed on basalt at Inverell, New South Wales. Soil Sci., 62 : 87-99.
- CHAN (K.Y.), DAVEY (B.G.) et GEERING (H.R.), 1979 Adsorption of magnesium and calcium by a soil with variable charge. Soil Sci. Soc. Am. J., 43 : 301-304.
- CHANG (S.C.) et JACKSON (M.L.), 1958 Soil phosphorus fractions in some representative soils. J. of Soil Sci., 9 : 109-119.
- CHAPMAN (S.L.) et HORN (M.E.), 1968 Parent material uniformity and origin of silty soils in Northwest Arkansas based on zirconium-titanium contents. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 32 : 267-271.

- CHARTRES (C.J.), 1987 The composition and formation of grainy void cutans in some soils with textural contrast in Southeastern Australia. CSIRO, Division of Soils, Canberra, Elsevier Science Publishers.
- CHATELIN (Y.) et MARTIN (D.), 1972 Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. X(1) : 35-43.
- CHAUVEL (A.), GUILLAUMET (J.L.), et SCHUBART (H.O.R.), 1987 Importance et distribution des racines et des êtres vivants dans un "latosol" argileux, sous forêt amazonienne. Rev. Ecol. Biol., 24 : 19-48.
- CHENEY (J.H.) et ROBINSON (D.L.), 1983 A comparison of plant digestion methods for identifying soil contamination of plant tissue by Ti analyses. Agron. J., 75 : 145-147.
- CHESWORTH (W.), 1973 The parent rock effect on the genesis of soil. Geoderma, 10: 215-226.
- CHESWORTH (W.) et MACIAS VASQUEZ (F.), 1985 pe, pH and podzolisation. Am. J. of Sci., 285 : 128-146.
- CLARK (R.J.H.), 1968 The chemistry of titanium and vanadium. Elsevier Publishing Cy, Amsterdam, p. 3-18.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1981 Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum. Mc Intyre and Cline R. (Eds), Geological Society of America, map and chart series, MC-36, Boulder, 1-18.
- CLIMAP, 1976 The surface of the ice age earth. Science, 191 : 1131-1137.
- COLLINS (M.R.), AMY (G.L.) et STEELINK (C.), 1986 Molecular weight distribution, carboxylic acidity and humic substances content of aquatic organic matter : Implication for removal during water treatment. Environ. Sci. Technol., 20 : 1028-1032.
- COMBEAU (A.) et QUANTIN (P.), 1963 Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes de pF-humidité. Science du Sol, Vol.1 : 5-11.
- COULSON (C.B.), DAVIES (R.J.) et LEWIS (D.A.), 1960 Polyphenols in plants, humus and soils. J. Soil Sci. II, I : 20-44.
- CPCS, 1967 Classification des sols. Commission de pédologie et de cartographie des sols. ENSA Grignon, 87 p. multigr.
- CRAMPTON (C.B.), 1963 The development and morphology of iron pan podzols in Mid and South Wales. J. of Soil Sci., 14: 282-302.
- CRATHORNE (B.), FIELDING (M.), STEEL (C.P.) et WATTS (C.D.), 1984 Organic compounds in water : analysis with coupled-column HPLC and soft-ionisation mass spectrometry. Environ. Sci. Technol. 18 : 797-802.
- CURTIS (C.D.), 1970 Differences between lateritic and podzolic weathering. Geochim. et Cosmochim. Acta, 34 : 1351-1353.
- CUZENT (G.), 1860, rééd. 1983 Archipel de Tahiti : recherches sur les principales productions végétales. Ed. Haere Po No, Tahiti, 208 p..
- DABIN (B.), 1971 Etude d'une méthode d'extraction de la matière humique du sol. Science du Sol, 1 : 47-63.

- DAMBRINE (E.), ROBERT (M.) et RANGER (J.), 1989 La podzolisation à l'étage subalpin : un processus typiquement hivernal. C.R. Acad. Sci. Paris, 308, série II : 1797-1802.
- DAVIES (R.I.), 1971 Relation of polyphenols to decomposition of organic matter and to pedogenetic processes. J. Soil Sci. 1: 80-86.
- DE CONINCK (F.), 1980 Major mechanisms in formation of spodic horizons. Geoderma, 24 : 101-128.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) et ZUSSMAN (J.), 1962 Rock forming minerals, Vol. 5 : non silicates. Lingmans Edit., London, 77 p.
- DEJOU (J.), GUYOT (J.) et PEDRO (G.), 1970 Etude sur le problème de la répartition de la gibbsite dans les arènes granitiques des pays tempérés. Répartition et évolution des minéraux secondaires dans un profil d'altération développé sur le granite de Marcoles (Cantal). Science du Sol, 2 : 15.25.
- DEJOU (J.), GUYOT (J.) et CHAUMONT (C.), 1972 La gibbsite, minéral d'altération des formations superficielles et des sols développés sur socles cristallins dans les zones tempérées humides. Int. Geol. Congr. 24th, section 10 : 417-425.
- DEJOU (J.), GUYOT (J.) et ROBERT (M.), 1977 Evolution superficielle de roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées, INRA, 464 p.
- DELAUNE (M.), REIFSTECK (M.) et FELLER (C.), 1991 L'analyse granulométrique des sols et des sédiments à l'aide du microgranulomètre "Sedigraph 5000 ET". Comparaison avec la méthode "Pipette Robinson". Cah. ORSTOM, sér. Pédol.
- DELVIGNE (J.), 1965 Pédogénèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. ORSTOM, 13, Paris, 177 p.
- DELVIGNE (J.), BISDOM (E.B.A.), SLEEMAN (J.) et STOOPS (G.), 1979 Olivines, their pseudomorphs and secondary products. Pédologie, 19 : 247-309.
- DENEUFBOURG (G.), 1965 Notice explicative sur la feuille Tahiti. Carte géologique à l'échelle du 1/40.000^e, B.R.G.M., Paris, 24 p., 2 cartes
- DENG (B.) et STONE (A.T.), 1996 Surface-Catalyzed Chromium (VI) Reduction : The TiO₂-Cr^{vI}- Mandelic Acid System. Environ. Sci. Technol., 30 : 463-472.
- DIRAISON (C.), BELLON (H.), LEOTOT (C.), BROUSSE (R.) et BARSCZUS (H.G.), 1991 -L'alignement de la Société (Polynésie Française) : volcalonogie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud. Bull. Soc. Géol. France, 162 : 479-496.
- DIXON (J.B.) et MEKEE (T.P.), 1974 Internal and external morphology of tubular and spheroïdal halloysite particles. Clays and Clay minerals, 22 : 127-137.
- DOLCATER (D.L.), SYERS (J.K.) et JACKSON (M.L.), 1970 Titanium as free oxide and substituted form in kaolinites and other soil minerals. Clays and Clay minerals, 18 : 71-79.
- DUBROEUCQ (D.) et BLANCANEAUX (P.), 1987 Les podzols du Haut Rio Negro, région de Maroa, Venezuela. Environnement et relation lithologique. Dans « Podzols et podzolisation », Righi D. et Chauvel A., éds, AFES, Paris, p. 37-52.
- DUCHAUFOUR (Ph.), 1960 Précis de pédologie. Massou et Cie. éd., Paris, 377 p.

- DUCHAUFOUR (Ph.), 1964 Evolution de l'aluminium et du fer complexés par la matière organique dans certains sols. Sc. du Sol, 2 : 3-77.
- DUCHAUFOUR (Ph.), 1977 Pédologie, 1 : Pédogenèse et classification. Massou et Cie, éd., Paris, 477 p.
- DUCHAUFOUR (Ph.), 1986 La notion de processus élémentaire de pédogénèse définie par Gerassimov, ses différentes possibilités d'utilisation. Sci. du Sol, 196 : 163-170.
- DUCHAUFOUR (Ph.) et JACQUIN (F.), 1963 Recherche d'une méthode d'extraction et de fractionnement des composés humiques contrôlée par l'électrophorèse. Ann. Agron., 14 : 885-918.
- DUMON (J.C.), 1983 Comportement du titane dans les phénomènes d'altération et de sédimentation sous différents climats. Esquisse d'un cycle biogéochimique. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine n° 14, Université de Bordeaux, 297 p.
- DUMON (J.C.) et VIGNEAUX (M.), 1979 Mise en évidence d'une certaine mobilité du titane dans les podzols ainsi qu'au laboratoire sous l'influence d'agents organiques. Dans : Origin and distribution of the elements. Proceedings of the Second Symposium, Paris, May 1977.
- DUMON (J.C.) et ERNST (W.H.O.), 1988 Titanium in plants. J. Plant Physiol., 133 : 203-209.
- DUNEAU (R.A.) et Mc DOUGALL (I.), 1976 Linear volcanism in French Polynesia. J. Volc. Geoth. Res., 1: 197-227.
- DUPUIS (T.), JAMBU (P.) et RIGHI (D.), 1979 Réaction des acides fulviques avec des hydroxydes métalliques ; cas des hydroxydes d'aluminium. Pédologie, 29 : 191-207.
- DUVIGNEAUD (P.) et DENAEYER DE SMET (S.), 1973 Considérations sur l'écologie de la nutrition minérale des tapis végétaux naturels. Oecol. Plant, 8 : 219-246.
- El SWAIFY (S.A.), 1980 Physical and mechanical properties of oxisols. In : Soils with variable charge. Edited by B.K.G. Theng Soil bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New-Zealand, ch. 15 : 303-324.
- ESWARAN (H.), de CONINCK (F.), 1975 Clay mineral formation and transformations in basaltic soils in tropical environments. Pédologie, 21 : 181-210.
- FIELDING (M.) et PACKMAN (R.F.), 1977 Organic compounds in drinking water and public health. I. Inst. Water Eng. Sci., 31 : 353-375.
- FITZPATRICK (R.W.) et LE ROUX (J.), 1975a Mineralo-chemical studies on titaniferous red soils of varying base status and structure. Proc. Soil Sci. Soc. S. Africa, 6th Congr., Pretoria. M.E. Summer edit. : 344-375.
- FITZPATRICK (R.W.) et LE ROUX (J.), 1975b Pedogenic and solid solution studies on irontitanium oxides. In : Proc. Int. Clay conf., Mexico-City, Applied Publ. Ltd Wilmette, II. S.W. Bailey edit. : 585-599.
- FITZPATRICK (R.W.), LE ROUX (J.) et SCHWERTMANN (U.), 1978 Amorphous and cristalline titanium and iron-titanium oxides in synthetic preparations, at near ambient conditions, and in soil clays. Clays and Clay Miner., 26 : 189-199.

- FLORENCE (J.), 1983 Esquisse du paysage botanique actuel. Dans « Archipel de Tahiti, recherches sur les productions végétales ». Gilbert Cuzent, 1860, réédition revue et augmentée. Edit. Haere Po No Tahiti, Papeete, Tahiti : 167-172.
- FORDHAM (A.W.) et NORRISH (K.), 1979 Electron microprobe and electron microscope studies of soil clay particles. Austr. J. Soil Res., 17: 283-306.
- FUJIMOTO (G.), SHERMAN (G.D.) et CHANG (A.E.), 1948 The chemical composition of the separated mineral fractions of a ferruginous latosol profile. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 13 : 166-169.
- GALLEZ (A.), JUO (A.S.R.) et HERBILLON (A.J.), 1976 Surface and charge characteristics of selected soils in the tropics. Soil Sci. Soc. Am. J., 40 : 601-608.

GAMBLE (D.S.), 1970 - Can. J. Chem., 48 : 2662-2669.

- GAMBLE (E.E.) et DANIELS (R.B.), 1972 Iron and silica in water, acid ammonium oxalate and dithionite extracts of some North Carolina Coastal Plain soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36 : 939-943.
- GAUCHER (G.), 1968 Traité de pédologie agricole. Le sol et ses caractéristiques agronomiques. Dunod, Paris, 578 p.
- GILKES (R.J.), et SUDDHIPRAKARN (A.), 1979 Magnetite alteration in deeply weathered adamellite. J. of Soil Sci., 30 : 357-361.
- GILLESPIE (I.E.) et PROTZ (R.), 1972 The micromorphology and electron microprobe analysis of two residual soils, one formed on granite, the other in marble, in Peterborough Country, Ontario. Can. J. of Soil Sci., 52 : 79-99.
- GILLMAN (G.P.), 1979 A proposed method for the measurement of exchange properties of highly weathered soils. Austr. J. Soil. Res., 17: 129-199.
- GIOVANNI (G.) et SEQUI (P.), 1976 Iron and aluminium as cementing substances of soil agregates. I : Acetylacetone in benzen as an extractant of fractions of soil iron and aluminium. J. of Soil Sci., 27 : 140-153.
- GREENLAND (D.J.) et MOTT (C.J.B.), 1978 Surfaces of soil particles. In : "The chemistry of soil constituents". D.J. Greenland and M.H.A. Hayes (Editors). John Wiley and sons, Chichester, p. 321-353.
- GREY (I.E.) et REID (A.F.), 1975 The structure of pseudorutile and its role in the natural alteration of ilmenite. Am. Mineral., 60 : 698-706.
- GROSSE-BRAUCKMANN (E.), 1953 Über die Kieselsaüreaufnahme von Pflanzen nach Düngung mit Kohleusaurem Kalk, Z. Planzen Ernähr. Düng 62 : 19-23.
- GUCKERT (A.), MOREL (J.L.) et MENCH (M.), 1985 Rétention et transport des métaux lourds dans les systèmes plante-sol. Départ des sols. INRA Paris-Grignon, 15 : 13-27.
- GUHA (M.M.) et MITCHELL (R.L.), 1965 The trace and major element composition of the leaves of some deciduous trees. I : Sampling techniques. Plant and soil, 23 : 323-338.

- GUILLE (G.), GOUTIERE (G.) et SORNEIN (J.F.), 1993 Les atolls de Mururoa et de Fangataufa (Polynésie Française). I. Géologie-Pétrologie-Hydrogéologie. Edification et évolution des édifices, a : p.1-29, b : p. 79-87.
- GUILLET (B.) et JEANROY (E.), 1985 Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions alumineuses dans les oxydes et/ou les oxyhydroxydes de fer. Science du Sol, 1 : 37-40.
- GUILLET (B.) et ROBIN (A.M.), 1972 Interprétation de datations par le ¹⁴C d'horizons Bh de deux podzols humo-ferrugineux, l'un formé sous Calluna, l'autre sous chênaie-hêtraie. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 : 2859-2862.
- GUILLET (B.), ROUILLER (J.) et SOUCHIER (B.), 1976 Accumulations de fer (lépidocrocite) superposées à des encroûtements ferri-manganiques dans les sols hydromorphes vosgiens. Bull. Soc. Géol. de France, 7, tome XVIII, 1 : 55-58.
- HAARSTRICK (A), KUT (O.M.) et HEINZLE, 1996 TiO₂-Assisted Degradation of Environmentally Relevant Organic Compounds in Wastewater Using a Novel Fluidized Bed Photoreactor. Environ. Sci. Technol., 30 : 817 824.
- HALL (D.G.M.), REEVE (M.J.), THOMASSON (A.J.) et WRIGHT (V.F.), 1977 Water retention porosity and density of field soils. Soil Survey Tech. Monogr. n° 9. Rothamsted Experimental Station, Harpenden, 75 p.
- HARA (T.), SONODA (Y.) et IWAI (I.), 1976 Growth response of cabbage plants to transition elements under water culture conditions. I : Titanium, Vanadium, Chromium, Manganese and Iron. Soil Sci. Plant Nutr., 22 : 307-315.
- HARRISON (C.G.A.), et PETERSON (M.N.A.), 1965 Am. Miner., 50 : 704.
- HARTMAN (J.A.), 1959 The litanium mineralogy of certain bauxites and their parent materials. Econ. Geol., 54 : 1380-1405.
- HAUSMANN (D.P.) et ANDERSON (M.A.), 1985 Using electrophoresis in modelling sulfate, selenite and phosphate adsorption onto goethite. Environ. Sci. Technol. 19 : 544-551.
- HEALY (W.B.), LUDWIG (T.G.) et LOSEC (F.L.), 1961 Soils and dental caries in Hauke's Bay, New-Zealand. Soil Sci., 92 : 359-366.
- HENIN (S.), 1976 Physique du sol. Initiations-Documentations Techniques n° 28, ORSTOM, Paris, 159 p.
- HERBILLON (A.J.), 1974 Modification des propriétés de charge provoquées par l'altération chimique. Rôle du processus de désilicification. Pédologie XXIV, : 100-118.
- HERBILLON (A.J.), 1980 Mineralogy of oxisols and oxic materials. In : B.K.G. Theng (Editor), Soils with variable charge. N.Z. Society of soil science, Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lowee Hutt, p. 109-126.
- HIGASHI (T.), 1983 Characterization of Al/Fe humus complexes in Dystrandepts through comparison with synthetic forms. Geoderma, 31: 277-288.
- HIGASHI (T.), CONNINCK (F. de) et GALAUDE (F.), 1981 Characterization of some spodic horizons of the Campine (Belgium) with dithionite-citrate, pyrophosphate and sodium hydroxide-tetraborate. Geoderma, 25 : 131-142.

- HUANG (P.M.) et VIOLANTE (A.), 1986 Influence of organic acids on crystallization and surface properties of precipitation products of aluminium. In : « Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes ». Soil Sci. Soc. Am., Spec. Publ., Madison, 17 : 159-221.
- HUBERT (G.) et GONZALES (A.), 1970 Extraction et répartition du fer et de l'aluminium liés à la matière organique dans quatre podzols du Québec. Can. J. Soil Sci., 50 : 281-290.
- HUNTER (M.A.), 1910 J. Am. Chem. Soc., 32: 330.
- HUTTON (J.T.), 1977 Titanium and zironium minerals. In : « Minerals in Soil Environments ». J.B. Dixon and S.B. Weeks, eds. Sc. Soc. of Am., Madison, Wisconsin.
- INMAN (O.L.), BARCHLAY (G.) et HUBBARD (M.), 1935 Effect of titanium chloride on the formation of chlorophylle in Zea Mays. Plant. Physiol., 10: 821-822.
- JACKSON (M.L.), 1963 Aluminium Bonding in Soils : an Unifying Principle In Soil Science. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27 : 1-10.
- JACKSON (M.L.), 1968 Weathering of primary and secondary minerals in soils. Int. Congr. Soil Sci., Adelaïde, IV : 281-292.
- JACQUIN (F.), 1963 Contribution à l'étude des processus de formation et d'évolution de divers composés humiques. Bull. E.N.S.A., V(1), 156 p.
- JAFFRE (T.), 1980 Etude écologique du peuplement végétal des sols dérivés de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. ORSTOM, Paris, 273 p.
- JAMBU (P.), DUPUIS (T.) et RIGHI (D.), 1981 Réaction des acides fulviques avec des hydroxydes métalliques : cas des hydroxydes de fer. Colloques Int. du CNRS n° 303 : Migrations organo-minérales dans les sols, Nancy : 297-304.
- JAMET (R.), 1982 Evolution des sols de Tahiti sous l'influence de cultures maraîchères intensives. Notes et Documents Sc. de la Terre n° 22, ORSTOM et Service de l'Economie Rurale, Papeete, Tahiti, 107 p.
- JAMET (R.), 1983 Le titane dans les sols de Tahiti. Notes et documents Sc. de la Terre n° 24, ORSTOM et Service de l'Economie Rurale, Papeete, Tahiti, 15 p.
- JAMET (R.), 1986 Les oxydisols de la Polynésie Française : caractérisation et fertilité. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XXII : 285-299.
- JAMET (R.), 1987a Les sols et leurs aptitudes culturales et forestières. Notice explicative n° 107, ORSTOM, Paris, 124 p.
- JAMET (R.), 1990 Forms and origin of alumina in the A2 horizon of the tropical podzols of Tahiti (French Polynesia). In : "Soil Micromorphology". Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, Netherlands : 213-218.
- JAMET (R.), 1993 Les sols. In : Atlas de la Polynésie Française. Editions de L'ORSTOM, Paris, pl. 38, 39, 40.
- JAMET (R.) et TRICHET (J.), 1987b Sur l'existence de podzols à gibbsite et anatase. Analyse des podzols tropicaux de Tahiti (Polynésie Française). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II : 875-880.

- JEANROY (E.), 1983 Diagnostic des formes du fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluation par des réactifs chimiques d'extraction et apport de la spectrométrie Mössbauer. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 169 p.
- JEANROY (E.) et GUILLET (B.), 1981 The occurrence of suspended ferruginous particles in pyrophosphate extracts of soils. Geoderma, 26 : 95-105.
- JEANROY (E.), GUILLET (B.), DELCROIX (P.) et JANOT (Ch.), 1983 Les formes du fer dans les sols : confrontation des méthodes chimiques avec la spectrométrie Mössbauer. Sc. du Sol, 3-4 : 185-194.
- JOFF (J.S.), 1949 Pedology Sommerset Press, Inc. N.J.
- JOFFE (J.S.) et PUGH (A.), 1934 J. Soil Sci. 38 : 245.
- JONES (L.H.P.) et HANDRECK (K.A.), 1965 Studies of silica in the oat plant. III. uptake of silica from soils by the plant. Plant and Soil, XXIII : 79-96.
- JOUZEL (J.), LORIUS (CI.), PETIT (J.R.), GENTHON (C.), BARKOV (N.I.), KOTLYAKOV (V.M.) et PETROV (V.M.), 1987 Vostok ice core ; a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). Nature, 239 : 403-408.
- JUO (A.S.R.), 1980 Mineralogical characteristics of Alfisols and Ultisols. In : Soils with variable charge. New-Zealand Society of Soil Sci., Soil Bureau Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, p. 69-86.
- JUSTE (C.), 1965 Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les sols acides du S.O. atlantique, application à leur mise en valeur. Thèse Ing. Doct., Université de Nancy, 143 p.
- KABATA-PENDIAS (A.), 1986 Effects of excessive levels of trace metal in soils and plants. Int. Congress of Soil Sci. Hamburg, Germany, p. 570-580.
- KARIM (A.), 1953 The pedological significance of Titanium. J. of Soil Sci. 4 : 56-58.
- KARIM (A.) et KHAN (D.H.), 1955 Titanium content of some grey brown podzolic soils of East Pakistan. Soil Sci., 80 : 277-280.
- KASSIM (J.K.), GAFOOR (S.N.) et ADAMS (W.A.), 1984 Ferrihydrite in pyrophosphate extracts of podzol B horizon. Clay Miner., 19: 99-106.
- KATSURA (T.) et KUSHIRO (I.), 1961 Titanomaghemite in igneous rocks. Am. Min., 46 : 134-145.
- KATSURA (T.), KUSHIRO (I.), AKIMOTO (S.), WALKER (J.L.) et SHERMAN (G.D.), 1962 -Titanomagnetite and titanomaghemite in a Hawaïan soil. J. Sed. Petr. 32 : 299-308.
- KAUP (B.S.) et CARTER (B.J.), 1987 Determining Ti source and distribution within a Palenstalf by micromorphology, submicroscopic and elemental analysis. Geoderma, 40 : 141-156.
- KENG (J.C.W.) et UEHARA (G.), 1974 Chemistry, Mineralogy and Taxonomy of oxisols and ultisols. Soil and crop Sc. Society of Florida, 33 : 119-126.
- KITTRICK (J.A.), 1966 The free energy of formation of gibbsite and Al(OH)₄⁻ from solubility measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 30 : 595-597.
- KNUTSON (D.W.), BUDDEMEIER (R.W.) et SMITH (S.V.), 1972 Corals chronometers : seasonal growth bands in reef corals. Science, 177 : 270-272.

- KODAMA (H.) et SCHNITZER (M.), 1980 Effect of fulvic acid on the crystallisation of aluminium hydroxides. Geoderma, 24 : 195-205.
- KONISHI (K.) et TSUGE (T.), 1936 Mineral matters of certain leguminous crops. II. Nodule formation and titanium supply. Kyoto Univ. Mass. Coll. Agr., 37 : 24-35.
- KONONOVA (M.M.) et BELCHIKOVA (N.P.), 1961 Quick methods of determining the humus composition of mineral soils. Pochvovedenie, 10: 75-87.
- KOVDA (V.), 1956 Composition minérale des plantes et formation des sols. 6e Congrès de la Science du Sol, Paris, 32 : 201-206.
- KUSAKA (S.) MAEKAWA (M.) et SONO (S.H.), 1971 Toxicities of heavy metals on crops. I : Toxicities of excess zinc, nickel, chromium and titanium on turnip plant. Bull. Hyogo Pref. Agr. Exp. Stn, 18 : 71-74.
- LAFFORGUE (A.), 1986 Les rivières de Tahiti et la mesure de leurs débits. Dans : "Encyclopédie de la Polynésie 1. Les îles Océaniques". Christian Gleizal, Multipress éditeurs, Papeete, Tahiti, p. 95-99.
- LAPADU-HARGUES (P.), 1954 Précis de minéralogie. Masson et Cie éd., Paris, 311 p.
- LATHAM (M.), 1981 Les oxydisols dans quelques milieux insulaires du Pacifique Sud : caractérisation, conditions de formation, fertilité, classification. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. XVIII : 305-313.
- LATHAM (M.), 1986 Altération et pédogénèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Etudes et Thèses, éditions de l'ORSTOM, Paris, 331 p.
- LAVEST (P.) et LEOTOT (C.), 1990 Carte géologique de Tahiti. feuille Papara-Teva I Uka -Taravao à 1/25 000. Notice explicative, 48 p.
- LEDER (J.J.), SWART (P.K.), SZMANT (A.M.) et DODGE (R.E.), 1966 The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals : I. Oxygen. Geochim. et Cosmochim. Acta, 60 : 2857 - 2870.
- LEE (T.) et YAO (C.), 1965 Abundance of chemical elements in the earth's crust and its major tectonic units. Int. Geol. Rev., 12 : 778-786.
- LEGUBE (B.), 1991 La matière organique des eaux naturelles. Analysis, 19 : 115-121.
- LENEUF (N.) et SOUCHIER (B.), 1979 Les bilans d'altération dans les sols. Méthodes, résultats, perspectives. Science du Sol, 2 et 3 : 267-273.
- LEOTOT (C.), 1988 Cycles éruptifs géochimiques et géochronologiques du volcan de Taravao (Archipel de la Société). Modèle du hot-spot tahitien et de l'alignement de la Société (Polynésie Française). Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud (Orsay), 378 p..
- LEOTOT (C.) et BROUSSE (R.), 1987 Entre les 2 îles de Tahiti, la région de Taravao est un volcan autonome à 2 caldeiras ouvertes au Sud-Ouest (Archipel de la Société, P.F.). C.R. Acad. Sci. Paris, 304, Série II : 99-102.
- LEWIS (T.A.), MORRA (M.J.) et BROWN (P.D.), 1996 Comparative Product Analysis of Carbon Tetrachloride Dehalogenation Catalyzed by Cobalt Corrins in the Presence of Thiol or Titanium (III) Reducing Agents. Environ. Sci. Technol., 30 : 292 - 300.

- LOGAN (N.E.), HOHNSTON(J.H.) et CHIDS (C.W.), 1976 Mössbauer spectroscopie evidence for akanganeite (βFeOOH) in New-Zealand Soils. Australian J. of Soil Research, 14 : 217-224.
- LUCAS (Y.), 1989 Système pédologique en Amazonie brésilienne ; équilibre, déséquilibre et transformation. Thèse de doctorat, Université de Poitiers, 157 p.
- MAC BIRNEY (A.R.) et AOKI (K.), 1968 Petrology of the island of Tahiti. Geol. Soc. Amer. Mem., 116.
- MAC CALLISTER (D.L.) et LOGAN (T.J.), 1978 Phosphate adsorption-desorption characteristics of soils and bottom sediments in the Maumee River Rasin of Ohio. J. Environ. Qual., 7 : 87-92.
- MAC DONALD (G.A.) et KATSURA (T.), 1964 Chemical composition of hawaïan lavas. J. of Petr., 5 : 82-133.
- MACIAS-VASQUEZ (F.), 1980 Origen y distribucion de la gibbsita en Galicia. An. Edafol., 39 : 1533-1563.
- MACIAS-VASQUEZ (F.), FERNANDEZ-MARCOS (M.L.) et CHESWORTH (W.), 1986. Transformations minéralogiques dans les podzols et les sols podzoliques de Galice (N-W Espagne). Dans : « Podzols et podzolisation », Righi, D. et Chauvel, A. éds, AFES-INRA, Paris, p. 163-177.
- MAC KEAGUE (J.A.), 1981 Organo-mineral migrations. Some examples and anomalies in Canadian soils. Colloques Int. du CNRS, n° 303 : 341-348. CNRS, Centre de Pédologie Biologique, Vandoeuvre-les-Nancy.
- MAC KEAGUE (J.A.) et DAY (J.H.), 1966 Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. Can. J. Soil Sci., 46 : 13-22.
- MAC KEAGUE (J.A.), SCHNITZER(M.) et HERINGA (P.K.), 1967 Properties of an iron pan humic podzol from Newfound land. Can. J. of Soil Sci., 47 : 23-32.
- MAC JEAGYE (J.A.), DAMMAN (A.W.H.) et HERINGA (P.K.), 1968 Iron-maganese and other pans in some soils of New-Zealand. Can J. of Soil Sci., 48 : 243-253.
- MAC KEAGUE (J.A.), BRYDOU (J.E.) et MILES (N.M.), 1971 Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35 : 33-38.
- MAC KEAGUE (J.A.) et SHELDRICK (B.H.), 1977 Sodium-hydroxide-tetraborate in comparison with sodium pyrophosphate as an extractant of "complexes" characteristics of spodic horizons. Geoderma, 19: 97-104.
- MAC KEAGUE (J.A.) et WANG (C.), 1980 Micromorphology and energy dispersive analysis of orstein horizons of podzolic soils from New-Brunswick and Nova Scotia, Can. J. Soil. Sci., 60 : 9-21.
- MAC LAUGHLIN, 1954 Iron and titanium oxides in Soil Clays and Silts. Geochim. Cosmochim. Acta, 5: 85-96.
- MAHER (B.A.) et TAYLOR (R.H.), 1988 Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. Nature, 336 : 368-370.
- MARTIN (R.R.), SMART (R.ST.C.) et TAZAKI (K.), 1988 Direct observation of phosphate precipitation in the goethite/phosphate system. Soil Sci. Soc. Am. J., 52 : 1492-1500.

- MARTIN (R.T.), 1954 Calcium oxalate formation in soils from hydrogen peroxide treatment. Soil Science, 77 : 143-145.
- MASON (B.), 1962 Principles of Geochemistry. John Wiley and Sons, New York.
- MATHIEU (P.), 1971 Apports chimiques par les eaux de pluie et action des eaux de ruissellement en milieu forestier tropical (Côte d'Ivoire). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 2-3, série D : 45-48.
- MATSUSAKA (Y.) et SHERMAN (D.) 1961. Magnetism of iron oxyde in hawaïan soils. Soil Sci. 91: 239-245.
- MATTHEWS (A.), 1976 The crystallisation of anatase and rutile from amorphous titanium dioxide under hydrothermal conditions. Am. Mineral., 61 : 419-424.
- MEHRA (O.P.) et JACKSON (M.L.), 1960 Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system bufferered with sodium bicarbonate. Clays and Clay minerals, 7: 317-327.
- MEKARU (T.) et UEHARA (G.), 1972 Anion absorption in ferruginous tropical soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36 : 296-300.
- MICHARD (G.), 1989 Elilibres chimiques dans les eaux naturelles. Ed. Publisud, Paris, 357 p.
- MILLOT (G.), 1964 Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MILNES (A.R.) et FITZPATRICK (R.W.), 1989 Titanium and zirconium minerals. In : Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. of America book series, Soil Sc. Soc. of Am., Madison, Wisconsin, USA. J.B. Dixon and S.B. Weed co-editors, ch. 23 : 1131-1205.
- MITCHEL (R.L.), 1964 Trace elements in soils. In : Chemistry of the Soil, F.E. Bear ed., 2nd edit., Reinhold Publishing Corporation, N.Y., ch. 8 : 320-368.
- MOINEREAU (J.) et ROGER (L.), 1974 Andosols, sols podzolisés, sols andiques et sols bruns. Séquence sur matériaux basaltiques dans le Velay oriental et le Vivarais (Massif Central, France). 3e partie : nature et évolution de la fraction argileuse. Science du Sol, 5 : 295-314.
- MOKMA (D.L.), 1983 New chemical criteria for defining the spodic horizon. Soil Sci. Soc. Am. J., 47 : 972-976.
- MORAD (S.) et ALDAHAN (A.A.), 1982 Authigenesis of titanium minerals in two proterozoic sedimentary rocks from southern and central Sweden. J. Sediment. Petrol., 52 : 1295-1305.
- MORRIS (R.C.), 1980 A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. Econ. Geol. 75: 184-209.
- MOTTAY (G.), 1976 Contribution à l'étude géologique de la Polynésie Française, Archipel des Australes, Mehetia (Archipel de la Société). Thèse de 3ème cycle, Université de Paris-Sud (Orsay), France.
- MUIR (J.W.), MORRISSON (R.J.), BROWN (C.J.) et LOGAN (J.), 1964 The mobilization of iron by aqueous extracts of plants. Composition of amino-acid and organic acid fractions of a pine needles. J. Soil Sci., 15: 220-237.

- NAUTSCH LAUFER, 1974 Die Wirkung von Titan auf den Stoffwechsel von Phaseolus vulgaris und Zea mays. Diss. Univ. Münster.
- NORRISH (K.) et ROSSER (H.), 1983 Mineral phosphate, in "Soils, an Australian Viewpoint". ch. 24, Division of Soils, CSIRO Melbourne, Academic Press, London.
- NYS (C.), PATERNOSTER (M.) et VEDY (J.C.), 1981 Transfert et redistribution des éléments en solution par les eaux de gravité de deux écosystèmes feuillus et résineux sur schistes du Revinien. C.R. Colloques Int. du CNRS "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés", 303 : 30-40.
- OLSEN(S.R.), COLE (C.V.), WATANABE (F.S.) et DEAN (L.A.), 1954 Estimation of available phosphorous in soils by extraction with sodium bicarbonate. U.S. Dept. Agric. Circ. n° 939.
- ORSTOM, 1993 Atlas de la Polynésie Française. Editions de l'ORSTOM, Paris, 112 planches.
- PAIS (I.), SOMOS (A.), DUDA (L.), TARJANYI (F.) et NAGYMIHALY (F.), 1969 -Microelement experiments with tomato and paprika. Kiserletugyi Közlem, 62/C : 25-40.
- PAIS (I.), FEHER (M.), FARKAS (E.), SZABO (Z.) et CORNIDES (I.), 1977 Titanium as a new trace elements. Comm. Soil Sci. Plant Anal. 8/5 : 407-410.
- PAIS (I.), FEHER (M.) et FARKAS (E.), 1979 Role of titanium in the life of plants. Acta Agron. Acad. Sci. Hung., 28 : 378-383.
- PAPY (H.R.), 1954-55 Tahiti et les îles voisines. La végétation des îles de la Société et de Makatea. Travaux du Labo. forestier de Toulouse, 2 vol., 386 p.
- PARFITT (R.L.), 1980 Chemical properties of variable charge soils. In : "Soils with variable change". N.Z. Soc. of Soil Sc., Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, p. 167-194.
- PARFITT (R.L.), ATKINSON (R.J.) et SMART (R.ST.C.), 1975 The mechanism of phosphate fixation by iron oxides. Soil Sc. Soc. Am. Proc., 39: 837-841.
- PARKS (G.A.), 1967 Aqueous surface chemistry oxides and complex oxide minerals : isoelectric point and zero point of charge. In : "Equilibrium Concepts in Natural water systems". R.F. Gould édit. Adv. in Chem. Ser., n°67, Amer. Chem. Soc., Washington DC : 121-160.
- PEDRO (G.), 1964 Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Inst. Nat. Rech. Agro., Paris, 344 p.
- PEDRO (G.), 1966 C.R. Acad. Sci. Paris, 262 : 1828-1831.
- PEDRO (G.), 1979 General characterization of the hydrolytic processes of weathering. Basis of the geochemical and thermodinamical methods. Science du Sol, : 93-105.
- PERNET (R.), 1954 Evolution des sols de Madagascar sous l'influence de la végétation. Mémoires de l'Institut Sci. de Madagascar, sér. D., 6 : 201-419.
- PRUDHOMME (C.) et GELUGNE (P.), 1986 Les ressources : les carrières terrestres et les sites alluvionnaires, dans : « Encyclopédie de la Polynésie 1 : les Iles Océaniques », Christian Gleizal, Multipress édit., Papeete, Tahiti, p. 121-125.
- QUANTIN (P.), 1976-1978 Archipel des Nouvelles-Hébrides. Sols et quelques données du milieu naturel ; fascicules Santo et Erromango-Tanna-Anatu, ORSTOM, Paris.

- QUANTIN (P.), 1992 Les sols de l'Archipel volcanique des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu). Etude de la pédogénèse initiale en milieu tropical. Editions de l'ORSTOM, Paris, 498 p.
- QUANTIN (P.) et LAMOUROUX (M.), 1974 Adaptation de la méthode cinétique de Ségalen à la détermination des constituants minéraux de sols variés. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XII, :13-46.
- RAM (N.), VERLOO (M.) et COTTENIE (A.), 1983 Response of bean (Phaseolus vulgaris) to foliar spray of titanium. Plant and Soil, 73 : 285-290.
- RAMAN (K.V.) et JACKSON (M.L.), 1965 Rutile and anatase determination in soils and sediments. Am. Min. 50 : 1086-1092.
- RANGER (J.) et ROBERT (M.), 1985 Caractérisation du fonctionnement physico-chimique des sols forestiers par une approche expérimentale utilisant l'évolution des minéraux primaires. Agronomie, 5 : 157-168.
- RANGER (J.), DAMBRINE (E.), RIGHI (D.), ROBERT (M.) et FELIX (C.), 1991 In situ characterization of current soil forming processes by the mean of the mineral bags and the resine bags technique. Geoderma, 48: 335-350.
- RANGER (J.), NYS (C.) et ROBERT (M.), 1992 Intérêt de l'implantation de minéraux-tests dans les sols pour caractériser le fonctionnement actuel des sols. Science du sol, 30 : 193-214.
- RANGER (J.), ROBERT (M.), BERTHELIN (J.) et NYS (C.), 1986 Utilisation de la méthode des minéraux-tests pour la connaissance du fonctionnement actuel des sols forestiers. Science du Sol, 2 : 183-199.
- RANKAMA (K.) et SAHAMA (Th. G.), 1950 Geochemistry. Univ. Chicago Press, Chicago.
- REBOUL (J.L.), 1979 Bilan de 10 années d'expérimentation fourragère en Polynésie Française : les essais d'exploitation des pâturages par des bovins à viande, n° 324, Gerdat-Irat, Papeete, Tahiti.
- RIGHI (D.), 1982a Relations entre l'illuviation de matière organique, l'activité de la microfaune et les structures d'horizons B de sols podzolisés du Plateau de Millevaches (France). Pédologie, 23 : 19-37.
- RIGHI (D.), DUPUIS (T.) et GIRAULT (P.), 1982a Altération expérimentale de gibbsite par des acides fulviques. Sci. du Sol, 2 : 145-151.
- RIGHI (D.), VAN RANST (E.), DE CONINCK (F.) et GUILLET (B.), 1982b Microprobe study of a placohumod in the Antwerp Campine (North Belgium). Pédologie, 32 : 117-134.
- RIGHI (D.), BRAVARD (S.), CHAUVEL (A.), RANGER (J.) et ROBERT (M.), 1990 In situ study of soil processes in an oxisol-spodosol sequence of Amazonia (Brazil). Soil Science, 150: 438-445.
- ROBERT (M.), RAZZAGHE-KARIMI (M.), 1975 Mise en évidence de 2 types d'évolution minéralogique des micas trioctaédriques en présence d'acides organiques hydrosolubles. C.R. Acad. Sci. Paris, 280, série D : 2175-2178.
- ROBERT (M.), RAZZAGHE-KARIMI (M.), VICENTE (M.A.), et VENEAU (G.), 1979 Rôle du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés. Science du Sol, 2/3 : 153-174.

- ROBERT (M.), RAZZAGHE-KARIMI (M.), et RANGER (J.), 1987 Rôle du facteur biochimique dans la podzolisation. Etudes expérimentales sur les mécanismes géochimiques et les évolutions minéralogiques. In : Podzols et podzolisation. D. Righi et A. Chauvel édit., AFES-INRA, Paris, p. 207-223.
- ROUGERIE (F.), 1984 Le milieu liquide lagonaire en Polynésie Française. ORSTOM Tahiti.
- RUSSELL (E.W.), 1961 Soil conditions and plant growth. 9th edit., Longmans, Green and Co. Ltd, London.
- SANCHEZ CAMANZZANO (M.), SAAVEDRA (J.) et GARCIA SANCHEZ (A.), 1974 -Présence de gibbsite dans les sols sur granites du Système Central, Espagne. Bull. Groupe Franc. Argiles, 26 : 287-295.
- SARAZIN (G.), ILDEFONSE (Ph.) et MULLER (J.P.), 1982 Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. Geochim. et Cosmochim. Acta. 46 : 1267-1279.
- SAYIN (M.) et JACKSON (M.L.), 1975 Anatase and rutile determination in Kaolinite deposits. Clays and Clay minerals, 23 : 437-444.
- SCHNITZER (M.), 1979 Reaction of humic substances with metals and minerals in soils. Colloques Int. du CNRS, Nancy, n° 303.
- SCHNITZER (M.), WRIGHT (J.R.) et DESJARDINS (J.G.), 1958 A comparison of the effectiveness of various extractants for organic matter from two horizons of a podzol profile. Can. J. Soil Sci., 38 : 49-53.
- SCHNITZER (M.) et KAHU (S.U.), 1972 Humic substances in the environment, Dekker, New York, 327 p.
- SCHWARTZ (D),1988 Histoire d'un paysage : Le Lousséké. Paléoenvironnement quaternaire et podzolisation sur sables Batéké (quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. du Congo). ORSTOM, Paris, 283 p.
- SCHWERTMANN (U.), 1964 The differenciation of iron oxides in soils by extraction with ammonium oxalate solution. Zeitschs. Pfl. Bodenk., 105 : 194-202.
- SCHWERTMANN (U.), 1973 Use of oxalate for Fe extraction from Soils. Can. J. Soil Sci., 53 : 244-246.
- SEGALEN (P.), 1968 Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., VI, 1 : 105-126.
- SEGALEN (P.), 1973 L'aluminium dans les sols. Initiations. Documentations techniques, n° 22. ORSTOM, Paris, 273 p.
- SEQUI (P.), 1979 Organo-mineral interactions with respect to the possibility of migrations in soils. Coll. Int. du CNRS, n° 303, Nancy : 235-239.
- SETHNA (S.F.), CZYGAN (W.) et SETHNA (B.S.), 1987 Iron-titanium oxide geothermometry for some Deccan Trap Tholeiitic Basalts, India. J. Geol. Soc. India, 29 : 483-488.
- SHACKLETON (N.), 1967 Oxygen isotope analyses and paleotemperatures re-assessed. Nature, 215 : 15-17.
- SHERMAN (G.D.), 1952 The titanium content of Hawaïan soils and its significance. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 16 : 15-18.

- SHERMAN (G.D.) et UEHARA (G.), 1956 The weathering of olivine basalt in Hawaï ant its pedogenetic significance. Soil Sci. Am. Proc., 20 : 337-340.
- SHUKLA (S.S.), SYERS (J.K.), WILLIAMS (J.P.H.), ARMSTRONG (D.E.) et HARRIS (R.F.), 1971 - Sorption of inorganic phosphate by lake sediments. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35 : 244-249.
- SIDHU (P.S.) et GILKES (R.J.), 1977 Mineralogy of soils developped on alluvium in the Indo-Gangetic Plain (India). Soil Sci. Soc. Am. Proc., 41 : 1194-1209.
- SIDHU (P.S.), GILKES (R.J.) et POSNER (A.M.), 1980 The behaviour of Co, Ni, Zn, Cu, Mn and Cr in magnetite during alteration to maghemite and haematite. Soil Sci. Soc. of Am. J., 44 : 135-138.
- SIEFFERMAN (G.) et MILLOT (G.), 1969 Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon : allophanes, halloysite, metahalloysite, kaolinite and gibbsite. Proc. Int. Clay Conf., Tokyo, 1 : 417-430.
- SKJEMSTAD (J.O.), 1992 Genesis of podzols on coastal dunes in Southern Queensland, III : the role of aluminium organic complexes in profile development. Aust. J. Soil Res., 30 : 645-665.
- SKJEMSTAD (J.O.), FITZPATRICK (R.W.), ZARCINAS (B.A.) et THOMSON (C.H.), 1992 -Genesis of podzols on coastal dunes in Southern Queensland, II : geochemistry and forms of elements as deduced from various soil extraction procedures. Aust. J. Soil Res., 30 : 615-644.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975 Soil Taxonany A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. U.S. Dept. of Agric., Handbook 436, 754 p.
- STEARNS (H.T.), 1966 Geology of the state of Hawaï. Pacific Books Publishers, Palo Alto. California, USA, 266 p.
- STEVENSON (F.J.), 1985 Geochemistry of soil humic substances. In "Humic substances in soil, sediment and water". John Wiley and sons N.Y., p. 13-52.
- SUDOM (M.D.) et ST ARNAUD (R.J.), 1971 Use of quartz, zirconium and titanium as indices in pedological studies. Can. J. Soil Sci., 51 : 385-396.
- SUMMER (M.E.), 1963 Effect of iron oxides on positive and negative charges in clays and soils. Clay min. bull., 5 : 218-226.
- SUMMER (M.E.) et DAVIDTZ (J.C.), 1965 Positive and negative charges in some Natal soils. S. Afr. Sci., 8 : 1045-1050.
- TALANDIER (J.) et BROUSSE (R.), 1986 Origine et âge des îles. Dans : « Les Iles Océaniques », « Encyclopédie de la Polynésie » 1 : 25-40. Christian Gleizal, Multipress éd., Papeete, Tahiti.
- TAMA (K.) et EL SWAIFY (S.A.), 1978 Charge, colloïdal and structural stability relationship in oxidic soils. In : "Modification of soil structure". W.W. Emerson, R.D. Bond and A.R. Dexter (Editors). John Wiley and sons, Chichester, p. 41-49.

TAMURA (T.), 1957 - Identification of the 14 Å clay mineral component. Am. Min. 42 : 107-110.

- TARDY (Y.), 1968 Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude de la géochimie des eaux en pays granitique et gneissique. C.R. Acad. Sci., Paris, 267, série D : 59-62.
- TAYLOR (R.M.) et SCHWERTAMNN (U.), 1974 Maghemite in soils and its origin. I, properties and observations on soil maghemites. Clay minerals, 10 : 289-298.
- TERCINIER (G.), 1969 Modifications apportées par la préparation conventionnelle des échantillons de terre à leurs propriétés physiques et hydriques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. Vol. VII, n° 4 : 501-601.
- TERCINIER (G.), 1971 Contribution à la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols de karsts d'atolls surélevés du sud-ouest du Pacifique. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. Vol. IX, 3 : 307-334.
- TERCINIER (G.) 1974 Cristallochimie de sols ferrallitiques totalement désilicifiés d'une région très humide de l'Océanie Intertropicale. 10ème Congrès Int. Sc. du Sol, Moscou. Vol. VII : 61-68.
- THOMAS (F.), MASIOU (A.), BOTTERO (J.Y.), ROUILLER (J.), GENEVRIER (F.) et BOUDOT (D.), 1991 Aluminium (III) speciation with acetate and oxalate. A potentiometric and ²⁷Al NMR study. Environ. Soc. Techol., 25 : 1553-1559.
- THOMPSON (L.G.), MOSLEY-THOMPSON (E.), DAVIS (M.E.), LIN (P.N.), HENDERSON (K.A.), COLE-DAI (J.), BOLZAN (J.F.) et LIU (K.-B.), 1995 Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. Science, 269 : 46-50.
- THURMAN (E.M.), 1985 Humic substances in ground water. In : "Humic substances in soil, sediment and water", John Wiley and sons, N.Y., p. 87-103.
- TONKONOZHENKO (E.V.) et KHLYUPINA (M.I.), 1974 Titanium in soils and plants of the Krasnodar Territory. Pochvoved., 3 : 38-45.
- TRACY (R.J.) et ROBINSON (P.), 1977 Zoned titanium augite in alcaliolivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitution in augite. Am. Min., 62 : 634-645.
- TSUJI (G.Y.), WATANABE (R.J.) et SAKAI (W.S.), 1975 Influence of soil microstructure on water characteristics of selected Hawaïan soils. Soil Sci. of Am. Proc., 39 : 28-33.
- TURENNE (J.F.), 1977 Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyannaises. Mémoires ORSTOM n° 84, Paris, 173 p.
- UEHARA (G.) et KENG (J.), 1975 Management implications in soil mineralogy in Latin America. In : Soil management in Tropical America. N. Carolina State University, Raleigh N.C., E. Borremiza and AL Aluaralo (Editors), p. 351-362.
- UEHARA (G.), 1977 An overview of the soils of the arable tropics. "Exploiting the legume Rhizobium symbiosis". In : Tropical Agriculture, University of Hawaï, p. 67-80.
- UGOLINI (F.C.), STONER (M.G.) et MARRETT (D.), 1987 Aretic pedogenesis. Evidence for contemporary podzolization. Soil Sci., 144 : 90-100.

- VAN DER WERFF (M.), 1981 Ecotoxicity of heavy metals in aquatic and terrestrial higher plants. Ph. D. Thesis Free University, Amsterdam.
- VAN RAIJ (B.) et PEECH (M.), 1972 Electrochemical properties of some oxisols and alfisols of the tropics. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36 : 585-593.
- VASUVEDAN (D.) et STONE (A.T.), 1996 Adsorption of catechols, 2-aminophenols and 1,2phenylenediamines at the metal (hydr) oxide/water interface : effect of ring substituents on the adsorption onto TiO₂. Environ. Sci. Technol., 30 : 1604-1613.
- VEDY (J.C.), LE TACON (F.) et BRUCKERT (S.), 1977 Formes de transfert des éléments métalliques par les solutions du sol dans deux écosystèmes forestiers sur grès triasique de l'Est de la France. In : Proc. of Int. Symp. on "Soil as a site factor for forest of the temperate and cool zones". Zvolen 1 : 243-257.
- VICENTE (M.A.) et ROBERT (M.), 1979 Rôle des acides fulviques et humiques dans les premiers stades de l'altération des micas. In : "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés". Colloques Int. du CNRS n° 303, Nancy, p. 305-312.
- VINODGOPAL (K.) et WYNKOOP (D., E.), 1996 Environmental Photochemistry on Semiconductor Surfaces : Photosensitized Degradation of a textile Azo Dye, Acid Orange 7, on TiO₂ Particles Using Visible Light. Environ. Sci. Technol., 30 : 1660-1666.
- VIOLANTE (A.) et VIOLANTE (P.), 1980 Influence of pH, concentration and chelating power of organic anions on the synthesis of aluminium hydroxides and oxyhydroxides. Clays and Clay Min., 28 : 425-434.
- WALKER (J.L.), SHERMAN (G.D.) et KATSURA (T.), 1969 The iron and titanium minerals in the titaniferous latosols of Hawaï. Pacific Science, vol. XXIII, 3 : 291-304.
- WEAVER (C.E.), 1976 The nature of TiO₂ in kaolinite. Clays and Clay Min., 24 : 215-218.
- WRIGHT (J.R.), 1964 Iron-titanium oxides in some New-Zealand Iron sands. N.Z. J. of Geology and Geophysics, 7: 424-444.
- WRIGHT (J.R.) et SCHNITZER (M.), 1959 Alkaline permanganate oxidation of the organic matter of the Ao and B21 horizon of a podzol. Can. J. of Soil Sci., 39 : 44-53.
- WRIGHT (J.R.) et SCHNITZER (M.), 1963 Metallo-organic interactions associated with podzolisation. Soil Sci. Soc. of Am. Proc., 27(2) : 171-176.
- YROSH (P.Y.), 1935 On the separation of rutile on metamorphic changes of ilmenite. Mem. Soc. Russe Min., 84-: 434.
- ZEBROWSKY (Cl.), 1975 La Réunion, les sols podzolisés. Dans : Atlas des D.O.M., pl.10, C.E.G.T.-I.G.N., Paris.
- ZIV (E.F.), 1956 Rutilisation of ilmenite under supergene conditions. Izvest. Akad. Nauk. SSSR, 12, 57.

·

.

Liste des figures

311

Page

Première partie

Figure I.1 :	Les îles de l'Archipel de la Société	12
Figure I.2 :	Relief et hydrographie	14
Figure I.3 :	Évolution des teneurs en titane des basaltes en fonction de la distance au « Point chaud » (d'après G. Boutault, 1985)	19
Figure I.4 :	Tahiti, esquisse pluviométrique	20
Figure I.5 :	Précipitations, hauteurs moyennes mensuelles et annuelles	21
Figure I.6 :	Station de Faaa : données climatiques (températures, insolation, pluviométrie, évaporation)	24
Figure I.7 :	Coupe schématique de la séquence plateau → pente → plaine	30
Figure I.8 :	Tahiti, carte des sols (Échelle 1/240.000)	31

Deuxième partie

Figure II.1 :	La toposéquence du plateau de Taravao. Coupe schématique des profils	42
Figure II.2 :	Oxydisol TAR17, horizon C.1. Analyse thermique différentielle des fractions $< 2\mu m$ et 2-20 μm	49
Figure II.3 :	Capacité d'échange cationique des oxydisols VNA1 et VNA2 à pH 7,0 et au pH du sol	58
Figure II.4 :	L'eau dans l'oxydisol VNA2 à différentes pressions de succion	60
Figure II.5 :	Profils TAR17 et TPA1. Évolution des indices de vides (« e ») et d'eau (« v ») en fonction de la pression de succion	61
Figure II.6 :	Profils TAR17 et TPA1. Variation de l'humidité en fonction de la pression de succion dans les horizons humifères et oxiques	63
Figure II.7 :	Extraction à l'acide oxalique (M/10, pH 1,7) et à HCl (N/10, pH 1,5) du fer et du titane de titanomagnétite (1 g. de titanomagnétite / 100 ml d'acide) par contact et agitation de durée croissante (8 à 104 heures)	87
Figure II.8 :	Corrélation $P_2 O_{\ell}/TiO_2 d$ dans l'oxydisol TAR17	94
Figure II.9 :	Teneurs en Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ et P ₂ O ₅ dans la fraction $< 2 \mu m$ de l'oxydisol TAR17 et rapports molaires dans les fractions $< 2 \mu m$	
	et 2-20 μm	- 97

Figure II.10 :	Bilan géochimique de l'oxydisol MAU8 (SiO ₂ - Fe ₂ O ₃ - TiO ₂ - Al ₂ O ₃ - Bases). Résultats (pertes ou gains) exprimés en $\%$ de la teneur pondérale de l'élément dans la roche-mère (basalte à augite	112
	et olivine)	115
Figure II.11 :	Diffractogrammes de rayons X de la fraction $< 2 \mu m$ de l'altérite	
-	(profil MAU8) 1 - Altérite gris-bleutée ; 2 - Altérite rouge	114

Troisième partie

Figure III.1 :	Diagramme de la climotoposéquence du Mont-Marau et localisation des profils	126
Figure III.2 :	Morphologie des sols de la climotoposéquence du Mont-Marau	128
Figure III.3 :	Analyse granulométrique du profil MAU1 et teneurs en minéraux lourds	1 30
Figure III.4 :	Dissolution sélective : oxydisols MAU4 et MAU8	139
Figure III.5 :	Profil MAU1. Composition chimique des fractions $< 2 \mu m$ et 2- 20 μm de l'horizon E des podzols subactuel et fossile	161
Figure III.6 :	Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de l'horizon E subactuel du profit MAU1, 1 : fraction < 2 μ m ; 2 : fraction 2-20 μ m	164
Figure III.7 :	Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de l'horizon E subactuel du profil MAU1, la : fraction $< 2 \mu m$ traitée au réactif CBD ; lb : fraction $< 2 \mu m$ non traitée ; 2 : fraction 2-20 μm	165
Figure III.8 :	Diffractogramme de rayons X de l'horizon E du profil MAU1 (fraction $< 2 \mu m$ traitée à l'oxalate d'ammonium)	179
Figure III.9 :	Coupes schématisant la disposition des horizons placiques dans les profils MAU1 (podzol) et MAU4 (oxydisol de transition)	185
Figure III.10 :	Horizons placiques 1 et 2. Pourcentages pondéraux par rapport à l'échantillon total (séché à 105°C) des diverses fractions du fer, de l'aluminium et du titane extraits au réactif triacide et par dissolution sélective au réactif CBD, à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium	189
Figure III.11 :	 Diffractogrammes de rayons X d'horizon placique 1 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 1 (sur E), partie supérieure dure. 2 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 1 (sur E), partie inférieure friable 	196
Figure III.12 :	 Diffractogrammes de rayons X d'horizon placique 1 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 2 (sous E), partie supérieure dure 2 - Profil MAU1 (podzol) - Horizon placique 2 (sous E), partie supérieure friable 	197
Figure III.13 :	Diffractogrammes de rayons X des horizons placiques fossiles Profil MAU1 (podzol fossile) - horizons placiques 3 et 4	200

Figure III.14 :	Représentation schématique de la morphologie des sols et localisation des gouttières et des sachets de vermiculite	205
Figure III.15 :	Schéma d'implantation des gouttières	206
Figure III.16 :	Transformation géochimique du minéral-test (vermiculite) après 1 an et 3 ans ¹ / ₂ de présence dans le sol	209
Figure III.17 :	Transformation minéralogique du minéral-test (vermiculite) après 3 ans ¹ / ₂ de présence dans le sol	210
Figure III.18 :	Reconstitution de la vitesse de la remontée du niveau marin dans l'Océan Pacifique et l'Océan Atlantique, pendant la période -19.000 ans -3.000 ans B.P. (D'après Bard et al., 1996)	222
Figure III.19 :	Évolution au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire de la température de l'air et de la teneur en gaz carbonique mesurées à Vostok (Antarctique)	223
Figure III.20 :	Variation du δ^{18} O de l'eau et de la glace du lac Huascaran (Pérou) au cours des 10.000 dernières années. Les températures atmosphériques ont varié dans le même sens	224
	Quatrième partie	
Figure IV.1 :	La matière organique dans le podzol MAU1 et les oxydisols des séquences du plateau de Taravao et du Mont Marau	231
Figure IV.2 :	Le carbone total du sol et sa fraction extractible	233
Figure IV.3 :	Les composés humiques extractibles	237
Figure IV.4 :	Extraction des composés humiques par le pyrophosphate 0,1 M - pH 9,8	240
Figure IV.5 :	Carbone des acides fulviques extraits à l'acide phosphorique, au pyrophosphate de sodium et à la soude	242
Figure IV.6 :	Extraction des composés humiques par la soude 0,1 N - pH 13,0	244
Figure IV.7 :	Variation verticale des teneurs en carbone total (en % du sol sec) et des proportions relatives des fractions de l'humus (en % du carbone total)	247
Figure IV.8 :	Fe - Al - Ti extraits au pyrophosphate de sodium, C extrait au pyrophosphate après prétraitement à l'acide phosphorique (en % pondéraux du sol sec)	255
Figure IV.10 :	Relation inverse entre les teneurs en TiO_2 et SiO_2 dans les roches ignées de Polynésie	263
Figure IV.11 :	Répartition du titane dans trois oxydisols de la séquence de Taravao et dans le podzol MAU1	268
Figure IV.12 :	Solubilité du titane hydroxylé sous forme de $Ti(OH)_2^{++}$; $Ti(OH)_3^{+}$ et $Ti(OH)_4$ (aq.). (D'après Baes, Jr. et Mesmer, 1976)	272

Liste des planches

Page

Première partie

Planche I.1 :	Basaltes	de	Tahiti	-	Microscopie	optique	LN	х	156	17
	1 - Basalt	e mi	crolithiq	ue ;	2 - Basalte à a	augite et o	livine			

Deuxième partie

Planche II.1 :	Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. de deux cristaux de titanomagnétite	76
Planche II.2 :	Cristaux (néoformés ?) de titanomagnétite. Photos M.E.B.	78
Planche II.3 :	Microcristaux de titanomagnétite extraits de l'horizon oxique du profit TAR 17 (photos M.E.B.)	79
Planche II.4 :	Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. d'un cristal de titanomagnétite	81
Planche II.5 :	a - Grain de titanomagnétite après traitement à l'acide oxalique (Photo M.E.B.)	
	b - c - d - Microanalyses de ce cristal	86
Planche II.6 :	Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. de microagrégats (horizon A3 de l'oxydisol TAR 17)	93
Planche II.7 :	Coupes de particules constitutives de l'horizon oxique (profil TAR17) (Photos M.E.T.)	102
Planche II.8 :	Coupes de particules constitutives de l'horizon oxique (profil TAR 17 (Photos M.E.T.)	103
Planche II.9 :	Microanalyses des particules constitutives de l'horizon oxique (planches II.7 et II.8)	104
Planche II.10 :	Microagrégats de l'oxydisol TAR17 (horizon A3). Photos M.E.B.	106
Planche II.11:	Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. d'un microagrégat (horizon A3 de l'oxydisol TAR 17)	108
Planche II.12 :	Cartographie chimique élémentaire par microsonde en M.E.B. d'un microagrégat (horizon A3 de l'oxydisol TAR 17)	109
Planche II.13 :	Profil MAU 8 - Photos M.E.T.	119
	Altérites	120

Troisième partie

Planche III.1:	Profil MAU 1 (Podzol)	
	La végétation dominante : Gleichenia linearis	150
Planche III.2 :	Profil MAU 1 (Podzol). Coupe de la base du profil montrant les horizons E et placiques fossilisés par un matériau pyroclastique	151 152
Planche III.3 :	Profil MAU 1 (Podzol) Microstructure de l'horizon E	154 155
Planche III.4 :	Profil MAU 1, horizon E. Microgéodes gibbsitiques	157
Planche III.5 :	Profil MAU 1 (Podzol), horizon E subactuel. Argilanes	159
Planche III.6 :	Profil MAU 1 (Podzol), Horizon E subactuel. Dépôts de gibbsite	167 168
Planche III.7 :	Profil MAU 1 (Podzol). Horizon E subactuel : cartographie chimique élémentaire en MEB : Titane, Aluminium	173
Planche III.8 :	Profil MAU 1, horizon E subactuel. Photos M.E.B. et analyses à la microsonde	174
Planche III.9 :	Profil MAU 1 (Podzol), horizon E subactuel. Photos MET et analyses à la microsonde (Fraction 1 - 2 μ m)	176 177
Planche III.10:	Profil MAU 1 (Podzol), horizon E subactuel. Photos MET et analyses à la microsonde (Fraction 1 - 2 μ m	176 178
Planche III.11:	Profil MAU 1, horizon E subactuel - Phlobaphènes (photos MEB)	181
Planche III.12:	Profil MAU 1 (Podzol), horizon E subactuel - Microscopie optique.	182

Liste des tableaux

Page

٦.

Première et deuxième parties

Tableau I.1 :	Précipitations : Hauteurs moyennes mensuelles. Minimums, moyennes et maximums annuels	23
Tableau II.1 :	Analyse chimique du « mamu » (triacide) et de la roche-mère (fusion alcaline) des sols de la toposéquence du plateau de Taravao	45
Tableau II.2 :	Les minéraux lourds et la silice dans le « mamu »	46
Tableau II.3 :	Composition d'augites altérées de l'altérite et d'augites saines de la roche-mère basaltique	46
Tableau II.4 :	Composition de l'altéroplasma (isaltérite du profil MAU 8), en % pondéraux	47
Tableau II.5 :	Composition de recouvrements siliceux («Silanes»), en % pondéraux	48
Tableau II.6 :	Analyse granulométrique du profil TAR 17 - Comparaison des résultats obtenus par le granulomètre et la méthode pipette	53
Tableau II.7 :	Granulométrie des horizons oxiques des sols de la séquence du plateau de Taravao	54
Tableau [1.8 :	Stabilité structurale et perméabilité des horizons supérieurs des oxydisols	55
Tableau II.9 :	Caractéristiques physico-chimiques des oxydisols de la toposéquence du plateau de Taravao	56
Tableau II.10 :	L'eau dans l'oxydisol VNA 2	60
Tableau II.11 :	Evolution de l'humidité et des indices de vide et d'eau en fonction de la pression de succion	64
Tableau II.12 :	Analyse chimique (triacide) des sols de la toposéquence de Taravao.	65
Tableau II.13 :	Dissolution sélective du fer dans les fractions $< 2 \text{ mm}$ et $< 2 \mu \text{m}$ de l'oxydisol TAR 17	67
Tableau II.14 :	Extraction du fer, du titane et de l'aluminium de la titanomagnétite par l'oxalate d'ammonium	68

Tableau II.15 :	Dissolution sélective de l'oxyde de titane des fractions $< 2 \text{ mm}$ et $< 2 \mu \text{m}$ de l'oxydisol TAR 17	70
Tableau II.16 :	Les minéraux lourds dans les oxydisols VNA 1 et TAR 17	72
Tableau II.17 :	Analyse chimique de la fraction magnétique des sables noirs de trois plages de Tahiti	74
Tableau II.18 :	Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de grains sensibles au champ magnétique	74
Tableau II.19:	Composition de grains de titanomagnétites (microanalyses)	75
Tableau II.20 :	Composition de grains de titanomagnétites (microanalyses)	77
Tableau II.21 :	Teneurs en carbone et en azote d'échantillons de titanomagnétite extraits d'oxydisols	80
Tableau II.22 :	Mise en solution du titane, du fer, de l'aluminium et du silicium de la titanomatnétite par l'acide oxalique et l'acide chlorhydrique au cours de périodes de contact et d'agitation de durée croissante	85
Tableau II.23 :	Dissolution sélective de l'oxyde d'aluminium des fractions $< 2 \text{ mm et} < 2 \mu \text{m}$ de l'oxydisol TAR 17	88
Tableau II.24 :	Les formes du phosphore dans les oxydisols de la toposéquence de Taravao	90
Tableau II.25 :	Microanalyses des fractions argileuses et limoneuses de l'oxydisol TAR 17	95
Tableau II.26 :	Composition minéralogique des oxydisols VNA1, VNA2 et TAR17	99
Tableau II.27 :	Composition d'un microagrégat de l'horizon A3 du profil TAR 17	107
Tableau II.28 :	Composition chimique d'une roche basaltique et des produits de son altération. Planèze de Pamatai. Profil MAU 8. Bilan	111
Tablaan II 20	geochimique	111
Tableau II.29 :	Tangua an ailian dae aplutions du sal et dae aguar de surf.	112
radieau 11.50 :	reneur en since des solutions du sol et des eaux de sufface	110

Troisième partie

Tableau III.1 :	Distribution des minéraux lourds dans le profil MAU 1	131
Tableau III.2 :	Distribution des minéraux lourds dans le profil MAU 4	131
Tableau III.3 :	Analyse chimique (triacide) de la terre totale des horizons symptomatiques des matériaux I, II et III du profil MAU 1	132
Tableau III.4 :	Analyse chimique (triacide) de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8 (toposéquence du Mont Marau)	۱ 3 7
Tableau III.5 :	Dissolution sélective du fer de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8.	140

Tableau III.6 :	Dissolution sélective de l'aluminium de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8	141
Tableau III.7 :	Dissolution sélective du titane de la terre totale des profils MAU 4 et MAU 8	142
Tableau III.8 :	Composition des fractions argileuses de l'oxydisol MAU 4	144
Tableau III.9 :	Composition des fractions argileuses de l'oxydisol MAU 8	145
Tableau III.10 :	Composition minéralogique des fractions inférieures à 2 μ m et 2-20 μ m et de la terre fine des profils MAU 4 et MAU 8	147
Tableau III.11 :	Caractéristiques physico-chimiques des oxydisols MAU 4 et MAU 8	146
Tableau III.12 :	Valeurs de δ^{13} C dans 4 horizons du profil MAU 1	153
Tableau III.13 :	Profil MAU 1 - Horizon E : Composition chimique des différentes plages du plasma	158
Tableau III.14 :	Profil MAU 1 - Horizon E - Composition chimique des cutanes	160
Tableau III.15 :	Composition des fractions argileuses et limoneuses du sol podzolisé MAU 1	162
Tableau III.16 :	Profil MAU 1 - Horizon E - Microanalyses des fractions fines. Teneurs en TiO_2	172
Tableau III.17 :	Profil MAU 1 - Horizon E subactuel et E fossile - Dissolution sélective du titane	175
Tableau III.17bi	s : Fractionnement par densimétrie des phlobaphènes extraits de l'horizon E	180
Tableau III.18 :	Microanalyse de phlobaphènes (200-500 μ m) à la microsonde	184
Tableau III.19 :	Analyse chimique de phlobaphènes (200-500 μ m)	184
Tableau III.20 :	Composition (en % pondéraux) d'un liseré enrichi en aluminium de l'horizon placique 2	187
Tableau III.21 :	pH et teneur en carbone et en azote des horizons placiques des profils MAU 1 et MAU 4	188
Tableau III.22 :	Horizons placiques actuels et fossiles - Analyse triacide	190
Tableau III.23 :	Dissolution sélective du fer des horizons placiques	191
Tableau III.24 :	Dissolution sélective de l'aluminium des horizons placiques	192
Tableau III.25 :	Dissolution sélective du titane des horizons placiques	1 93
Tableau III.26 :	Profil MAU 1 : Somme des éléments complexés extraits au pyrophosphate de sodium 0,1 M dans les horizons placiques	199
Tableau III.27 :	Horizons placiques : total des éléments complexés par les composés humiques	201
Tableau III.28 :	Caractéristiques chimiques des eaux pluviales et des solutions du sol	212
Tableau III.29 :	L'aluminium et le fer dans les solutions du sol avant et après la percolation sur résine H^+	214

216

Troisième partie

Tableau IV.1 :	Distribution de la matière organique dans les profils des toposéquences du Mont-Marau et de Taravao	230
Tableau IV.2 :	Les matières organiques légères et la fraction non extratible (humine) de la matière organique	235
Tableau IV.3 :	Les fractions extractibles du carbone organique - Rapports caractéristiques	238
Tableau IV.4 :	Les fractions du carbone organique extraites par le pyrophosphate de sodium et par la soude	241
Tableau IV.5 :	Carbone extrait au pyrophosphate de sodium après traitement à l'acide phosphorique et carbone extrait au pyrophosphate sans prétraitement	250
Tableau IV.6 :	Total des éléments complexés par les composés humiques dans les sols de la séquence du Mont Marau et l'oxydisol TAR 17 (céquence de Tarauce)	251
Tabless IV 7	(sequence de l'aravao)	231
Tableau IV./:	pyrophosphate de sodium 0,1 M	254
Tableau IV.8 :	Horizon placique FEmp1. Total des éléments complexés extraits au pyrophosphate de sodium 0,1 M	257
Tableau IV.9 :	Les oxydisols - Rapports atomiques métaux/carbone extraits au pyrophosphate de sodium 0,1 M	258
Tableau IV.13 :	Analyse chimique de roches volcaniques de l'Archipel de la Société	261
Tableau IV.14 :	Composition de cristaux d'augites	264
Tableau IV.15 :	Composition de cristaux d'olivine	265
Tableau IV.16 :	Composition de cristaux sains de titanomagnétite (microanalyses)	266
Tableau IV.17 :	Composition de grains d'ilménite (microanalyses)	266
Tableau IV.18 :	Composition de grains de picotite (microanalyses)	267
Tableau IV.19:	Composition de cristaux de chlorospinelle (microanalyses)	267
Tableau IV.20 :	Teneur en cendres des végétaux	276
Tableau IV.21 :	Composition chimique d'espèces arborescentes et arbustives et des sols sous-jacents	278
Tableau IV.22 :	Composition chimique de plantes herbacées et des sols correspondants	279
Tableau IV.23 :	Composition chimique des plants de tomate et des sols qui les portent	280

.

.

·

Table des matières

Avant propos		
Introduction		
Première partie		
Chapitre I : Le milieu naturel	11	
I. Relief et hydrographie	11	
II. Géologie - Pétrographie	15	
A. Géologie	15	
B. Pétrographie : description et classification des laves	16	
III. Climat		
A. Pluviosité	22	
B. Autres données	25	
IV. Végétation		
A. Les associations littorales	25	
B. Les associations des grandes vallées	25	
C. Les associations des premiers reliefs	26	
D. Les associations de moyenne altitude	26	
E. Les associations des hauts sommets	27	
Chapitre II : Aperçu sur la couverture pédologique de l'île de		
Tahiti. Caractérisation et répartition des sols	29	
I. Introduction	29	
II. Les sols sur pentes : une succession de sols plus ou moins érodés et	32	
d'évolution variable		
A. Sur les pentes les plus fortes (> 110 %)	32	
B. Sur des pentes encore fortes (60-110 %)	33	
C. Sur des pentes plus faibles (20-60 %)	33	
III. Les sols des plateaux		
1. Jusqu'à 900/1000 m : des oxydisols	34	
2. Entre 900/1000 m et 1100/1200 m : des oxydisols de transition	35	
3. Au-dessus de 1100/1200 m : des podzols gibbsitiques	35	

Page

			Page
rv.	Dan	s les zones basses : des sols jeunes et riches sur des matériaux	35
	tran	sportés	
	Α.	Les sols peu évolués d'apport	36
		1. Les sols peu évolués d'apport colluvio-alluvial, hydromorphes ou	36
		non, à caractère vertiques	
		2. Les sols peu évolués d'apport alluvial	36
		3. Les sols peu évolués d'apport colluvial	37
	В.	Les sols hydromorphes	37
		1. Les sols hydromorphes minéraux à pseudogley ou à gley	37
		2. Les sols hydromorphes organiques, à tourbe semi-fibreuse ou	37
		altérée, oligotrophes ou mésotrophes	
		Deuvième partie	
		Deuxieme partie	
		La toposéquence du plateau de Taravao :	
		des oxydisols fortement enrichis en titane.	41
I.	Prés	entation : le milieu et les sols	41
II.	Lar	partie superficielle altérée du basalte ou « mamu »	43
	A	Caractérisation morphologique et micromorphologique	44
	B B	Analyse chimique globale	45
	C.	Microanalyses chimiques	46
	0.	1 Augites altérées	46
		2. L'altéronlasma	47
		3. Silanes	48
	D.	Composition minéralogique	48
	2,	1. Diffractométrie aux rayons X	48
		2. Analyse thermique différentielle	50
		3. Analyse thermo-pondérale	50
III.	Les	horizons oxiques et humifères	51
	A.	Caractérisation morphologique et micromorphologique	51
	В.	Propriétés physiques et physico-chimiques	52
		1. La texture	52
		2. La stabilité structurale et la perméabilité	54
		3. Réaction et charge du sol. Capacité d'échange cationique	56
		4. L'économie de l'eau	57
	C.	Analyse chimique du sol global	66
		1. Le fer	66
		2. Le titane	69
		a) Le titane dans les oxydisols, généralités	69
		b) Dissolution sélective	70
		c) Le titane dans la fraction lourde	71
		d) La titanomagnétite : une importante source de titane pour les	73
		oxydisols	
		3. L'aluminium	87
			Page
-----	------------	---	------
		4. La silice	89
		5. Le phosphore dans la séquence du plateau de Taravao	89
	D.	Composition chimique et minéralogique des fractions fines	94
	_	1. Composition chimique des argiles et des limons	96
		2. Composition minéralogique des argiles et des limons	98
	E.	Nature des particules des horizons supérieurs des oxydisols	101
		1. Observations au M.E.T. et analyses par microsonde	101
		2. Microanalyse de l'agrégat	105
IV	Bila	n géochimique et minéralogique. Évolution de la teneur en éléments	110
	mai	eurs dans les oxydisols	
	A.	Le stade initial de la genèse des oxydisols : désilicification et	110
		désalcalinisation	
	B.	Le devenir de la silice : la silice dans la solution du sol et dans	115
		les eaux de surface	
	C.	Évolution minéralogique	117
v.	Con	clusions	118
		Troisième partie	
		La climotoposéquence du Mont-Marau :	
		d'oxydisols à des podzols à gibbsite et anatase	125
		u oxyuisois a des pouzois a giobsite et anatase	125
I.	Don	nées Générales	125
II.	Mor	phologie de la séquence	127
Ш	. Ana	lyse des matériaux	129
	Α.	Analyse granulométrique du profil MAU 1	129
	B .	Analyse de la fraction lourde	129
	C.	Caractéristiques chimiques et minéralogiques des matériaux I, II et III	132
		1. Analyse chimique	132
	_	2. Etude minéralogique par diffraction de rayons X	133
	_D.	Datations isotopiques au carbone 14	133
IV.	Les	oxydisols de la toposéquence du Mont Marau	134
	Α.	Les profils	135
		1. Profil MAU 4 (Oxydisol de transition)	135
		2. Profil MAU 8 (Oxydisol)	136
	-	3. Micromorphologie du profil MAU 8	136
	В.	Analyse chimique du sol global	138
		1. Le ter	138
		2. L'aluminium	140
	~	3. Le titane	142
	C.	Composition chimique et mineralogique des tractions fines	143
		1. Composition chimique	143
	5	2. Composition mineralogique	146
	D.	Caracteristiques physico-chimiques des oxydisols	146
۷.	Les	poazois Constánisticulos monteconiculos do con Cl. MARIA	148
	Α.	Caracteristiques macroscopiques du profil MAU	14X

3	2	6
-	-	~

		Page
B.	Distribution de l'isotope ¹³ C dans le profil MAU 1	153
C.	Les horizons diagnostiques	156
	1. L'horizon E subactuel (21-24/29 cm)	156
	a) Composition globale de l'horizon E	156
	b) Composition chimique	161
	c) Composition minéralogique de l'horizon E	163
	d) La gibbsite dans l'horizon E subactuel : origine, stabilité	166
	1) Origine de la gibbsite	166
	2) La stabilité de la gibbsite	16 9
	3) Conclusion	170
	e) Le titane dans l'horizon E subactuel	171
	1) Accumulation préférentielle en E	171
	2) Formes du titane	171
	3) Cristallinité du titane	172
	4) Minéralogie du titane	175
	f) Les phlobaphènes de l'horizon E	17 9
	2. Les horizons placiques	184
	a) Généralités	184
	b) Les horizons placiques dans les sols podzolisés de Tahiti	186
	c) Préparation des échantillons	187
	d) Les horizons placiques 1 et 2	187
	1) Étude micromorphologique de l'horizon placique 2	187
	2) pH et teneur en carbone	187
	3) Analyse chimique des horizons 1 et 2	1 9 0
	e) Les horizons placiques fossiles	194
	1) pH et teneur en carbone	194
	2) Analyses chimiques	194
	f) Analyses minéralogiques	198
	g) Genèse de l'horizon placique	198
D.	Le fonctionnement actuel des sols de la séquence podzol - oxydisol du	203
	Mont-Marau	
	1. Introduction	203
	2. Le principe de l'expérimentation	204
	3. Matériel et méthodes	204
	a) Le minéral test	205
	b) L'eau de gravité	207
	c) Méthodes analytiques	207
	4. Résultats	208
	a) Transformation du minéral test	208
	1) Transformation geochimique	208
	2) Transformation mineralogique	211
	b) Caracteristiques des solutions du sol	213
	5. I itrage d'un macerat et d'un percolat issus du podzol MAU l	215
	a) Protocole experimental	215
	1) Préparation du macérat	215
	2) Préparation du percolat	215

	Page
b) Résultats	216
6. Discussion	217
7. Conclusion	219
VI. Conclusion	220
Quatrième partie	
Chapitre I : La matière organique ; son importance,	
son rôle dans la complexation et la migration	
des éléments métalliques	229
I Introduction	220
1. Introduction II I a matière arganique dans les sals des séquences étudiées	229
II. La matière organique bydrosoluble	234
IV. Les composés humiques extractibles	236
A. Généralités. Traitement de la matière organique	236
B. Extraction à l'acide phosphorique : les acides fulviques libres (AFL)	239
C. Extraction au pyrophosphate de sodium	243
D. Extraction à la soude	245
E. Discussion	246
V. Les liaisons du fer, de l'aluminium et du titane avec la matière organique	249
A. Introduction	249
B. Les composes organo-metalliques dans les sols étudies	250
C. Discussion 1. Peyue des conditions de la complexation des métaux et de la	255
natière organique	255
2. Répartition des éléments complexés dans les sols de Tahiti	254
	201
Chapitre II : Le titane, ses sources primaires, genèse des	
concentrations superficielles, rôle de la végétation.	259
Introduction	250
Introduction I Les sources primaires du titane	259
A Introduction	260
B. Le titane dans les roches volcaniques de l'Archipel de la Société	260
C. Le titane dans les minéraux des roches basaltiques de Tahiti	264
1. Les pyroxènes	264
2. L'olivine	265
3. La titanomagnétite	265
4. L'ilménite	266
5. La picotite	267
o. Le chiorospineile	267
A Préambule	269
B Néoformation d'anatase	209
C. Cas du rutile	271
	271

D. Mobilité du titane	272
1. En solution aqueuse	272
2. Sous la forme de complexes organiques	272
E. Conclusion	274
III. Rôle de la végétation : étude phytogéochimique	275
A. Prélèvement et préparation des échantillons	275
B. Choix des végétaux	277
C. Le titane dans les plantes prélevées	277
1. Le titane dans la végétation ligneuse et herbacée de Tahiti	277
2. L'importance du titane dans la nutrition des plantes :	
revue bibliographique	280
3. Relations entre le titane du sol et de la plante	281
D. Conclusion	283
Conclusions générales	
Des oxydisols ferro-titaniques	285
Des podzols d'un type nouveau	286
D'importantes concentrations superficielles	289
Références bibliographiques	291
Liste des figures	
Liste des planches	
Liste des tableaux	317
Table des matières	

• --

•